HAL
open science

Analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide sur l'arc méditerranéen

Audrey Douinot

To cite this version:

Audrey Douinot. Analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide sur l'arc méditerranéen. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2016. Français. NNT : 2016TOU30265 . tel-01623139

HAL Id: tel-01623139

https://theses.hal.science/tel-01623139

Submitted on 25 Oct 2017

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

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

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *12/12/2016* **par :**

AUDREY DOUINOT

Analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide sur l'arc méditerranéen

---

JURY

DAVID LABAT	Professeur UPS	Président du Jury
ERIC GAUME	Ingénieur en chef des ponts, des eaux et des forêts	Rapporteur
ROGER MOUSSA	Directeur de Recherche INRA	Rapporteur
ARTHUR MARCHANDISE	Ingénieur des Travaux Publics de l'État	Examinateur
LAURENT PFISTER	Directeur de Recherche LIST	Examinateur
DENIS DARTUS	Professeur INPT	Directeur de thèse
HÉLÈNE ROUX	Maître de Conférence INPT	Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :
SDU2E : Surfaces et Interfaces continentales, Hydrologie
Unité de Recherche :
Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (UMR 5502)
Directeur(s) de Thèse :
Denis DARTUS et *Hélène ROUX*
Rapporteurs :
Eric GAUME et *Roger MOUSSA*

Remerciements

Première page, dernière écrite. Point final d'un travail solitaire. Et pourtant, il n'aurait pas été le même sans vous ; amis, famille, collègues. Avant tout donc, quelques mots en guise d'un grand MERCI !

A commencer par mes directeurs. Merci Hélène pour ton suivi régulier de mes travaux, tes relectures et tes précieux conseils advenant. Je te suis très reconnaissante de m'avoir laissé la liberté d'entreprendre, et libre cours à mes idées. Cela n'a pas toujours été simple – il y a de quoi s'égarer parmi mes idées non structurées ... - mais avec un certain recul, j'ai apprécié cette autonomie, qui m'a permis de réaliser un véritable travail de thèse, doté de ses réflexions originales. Merci Denis pour ta bonne humeur et ton suivi lointain qui ne manquait néanmoins pas d'illustres perspectives !

Merci aux membres du jury. Aux rapporteurs tout d'abord, Eric Gaume et Roger Moussa, qui ont accepté et relevé ce lourd travail de relecture. Merci à Laurent Pfister et Arthur Marchandise, pour leur participation à mon jury, offrant des points de vue enrichissants sous leur regard d'expérimentateur et d'opérateur. Merci à David Labat, en superbe chairman, me créant une atmosphère rassurante pour ma soutenance. Un grand merci à tous, pour vos commentaires et critiques instructives qui me sont aujourd'hui précieux.

Dans la même lignée, je tiens à remercier ceux qui ont participé de près ou de loin à la construction de mes travaux de thèse. Sans vouloir être exhaustive, je remercie les membres de mon comité thèse, Isabelle Braud, David Labat et Etienne Le Pape, pour leur suivi dans ma démarche de travail tout au long de ces trois dernières années ; les membres du SPC de Carcassonne, rencontrés à plusieurs reprises avec qui les discussions m'ont toujours été très enrichissantes ; et enfin les membres du projet FloodScale, pour leurs invitations répétées à leurs réunions d'avancement, au cours desquelles les échanges se sont révélés à chaque fois bouffée d'air dynamisante pour mes travaux.

Un grand merci à ceux qui ont fait mon quotidien durant ces trois dernières années. Aux collègues passionnés grâce à qui les civelles, les bébés, les frayères et les agents immobiliers véreux n'ont plus de secret pour moi. A mes co-bureaux, avec qui se fut un réel plaisir d'échanger et un pincement au cœur de quitter. A Kévin donc : bien au-delà de ton appui sur ton bébé qu'est MARINE et de tes sauvetages informatiques à toute heure, un grand merci pour ta générosité pure et ta joie de vivre inatteignable. A Anneli, pour les échanges fructueux poussant à chaque fois la réflexion plus loin, mais aussi pour nos innombrables interludes socio, perso, cinéo, ou politico, mais dans tous les cas gourmande ! Aux amis du midi, Simon, Lucas, avec qui mon passage à l'IMFT a commencé et (presque) terminé. D'un grand réconfort durant ce parcours montagnes russes qu'est celui d'un thésard. Au plaisir d'avoir tenté avec vous la politique infuse à défaut de faire avancer la science !

Des remerciements allant à mon entourage, qui pour beaucoup, n'était pas familier au mot thèse. Il n'empêche qu'ils ont du s'adapter à mes sauts d'humeur et ont su me soutenir. Un grand merci à

vous. Les colocitos, de la belle époque des deux premières années de thèse ; la famille qui m'a fait le plaisir du périple Mayenne-Toulouse pour venir me voir ; les amis du soir en échappatoire ; les amis de rando, refroidis sous la pluie, dans la neige, sous la nuit (je m'en excuse !) ; les amis des rivières même s'ils ne se baignent pas ; et les copains de loin que je n'oublierai certainement pas. Pas de nom de peur d'en omettre. Encore que, le désir dans citer un, car la vie serait bien triste sans risible déclaration d'amour !

La première chose que je remarquai quand je dirigeai mes regards vers les bas quartiers fut, au loin, le fleuve, qui avait débordé. C'était fatal. Il ne pouvait en être autrement par un temps pareil. Toute la nuit, il avait dû, à son habitude, s'efforcer de franchir l'arche du pont, la secouant comme un cheval emballé qui cherche à se débarrasser du bât qui le blesse. Et ces efforts farouches qu'il avait déployés durant la nuit se remarquaient mieux que partout ailleurs sur son dos ensanglanté. Comme, finalement, il n'avait pu passer le pont il s'était rué sur la route et l'avait engloutie. A présent, démesurément grossi, il tâchait de la dissoudre en lui. Mais elle était coriace, accoutumée à ces violentes attaques, et maintenant, à coup sûr, elle se tenait, tranquille, sous les eaux troubles et rougeâtres attendant qu'elles se retirent.

Que ce fleuve est sot me disais-je. Chaque hiver, il cherche à mordre la ville à ses pieds. Et pourtant il n'est pas aussi dangereux qu'il semble. Les torrents qui dévalaient des montagnes l'étaient davantage. Eux aussi, comme le fleuve, tentaient de la mordre. Mais cependant que lui se pavanait superbement à ses pieds avant de l'attaquer, les torrents, eux, se jetaient traîtreusement sur son dos. La plupart du temps, ils étaient secs. Ils avaient l'air de serpents morts, desséchés. Mais par les nuits d'orage, ils ressuscitaient, se gonflaient, sifflaient, hurlaient. Et ils se précipitaient vers le bas, pâles de fureur, avec leur noms courts comme des noms de chiens (Tchoulo, Fitso, Cfak) charriant des fragments de terre et de roches arrachés dans leur course depuis les hauts quartiers.

Je contemplais le paysage transformé durant la nuit, songeant que, si le fleuve haïssait le pont, la route éprouvait la même haine pour le fleuve, les torrents pour les murs et le vent pour la montagne, qui l'arrêtait dans sa fureur, et que, tous ensemble, ils haïssaient la ville qui s'étendait, humide, grise et dédaigneuse, au milieu de cette haine dévastatrice. Je l'aimais, car, dans cette guerre, elle était seule contre tous.

Chronique de la ville de pierre. Ismail Kadaré

Résumé

L'objectif de la thèse est d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques lors des événements de crues éclair. L'étude se base sur le modèle distribué à base physique MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes), qui a été spécialement développé pour la prévision des crues éclair. Une étude précédente, s'intéressant à la régionalisation du modèle sur l'arc méditerranéen, a montré notamment les fortes corrélations entre la nature géologique des bassins versants et la capacité de stockage calibrée (Garambois, 2012). Ce constat est à l'origine de la présente thèse, qui se concentre sur l'analyse des processus internes aux horizons de sol et de sous-sol.

Les données hydrologiques, climatiques et les propriétés des bassins versants sont dans un premier temps analysées. Influencés par les deux régimes climatiques océanique et méditerranéen, les 26 bassins versants de la zone d'étude présentent un forçage contrasté. Des bilans de masse sont effectués sur les événements de crues éclair sur l'ensemble de ces bassins et les résultats corroborent l'activité hydrologique du socle géologique. Pour 18 des 26 bassins versants, le stockage dans les roches altérées est évalué comme étant au moins aussi conséquent que celui possible dans les horizons pédologiques. La caractérisation des courbes de récession des 26 séries hydrométriques révèle en outre la présence de deux comportements hydrologiques distincts, en relation avec la nature géologique des bassins versants.

Dans une second partie, la structure du modèle MARINE est analysée. Se concentrant plus particulièrement sur la modélisation des flux dans le sol, plusieurs modifications déduites de l'état de l'art sont testées. L'analyse montre l'influence notable de la prise en compte des variations de la conductivité hydraulique avec le contenu en eau du sol. Le gradient de pression a, en revanche, un impact minoritaire sur la génération des flux : le contrôle est gravitaire sur ces bassins à forte pente. Les échanges nappe-rivière ont une influence modeste sur la contribution des flux de subsurface à la crue. A partir de ces résultats, la structure du modèle de MARINE est modifiée dans l'objectif de : i) rendre le modèle plus robuste vis-à-vis de l'initialisation de la teneur en eau du sol ; ii) mieux intégrer les propriétés pédologiques du sol ; iii) donner une représentation plus physique du couplage versant-rivière. De plus, s'appuyant sur l'analyse des données, un modèle subdivisant la colonne de sol en deux couches est proposé. La seconde couche tend à représenter le rôle hydrologique joué par les roches altérées. Les flux de subsurface sont modélisés essentiellement dans la couche supérieure, faisant l'hypothèse de l'apparition de flux latéraux par génération de chemins préférentiels à l'interface sol/roche .

La nouvelle modélisation est testée sur 8 bassins versants, choisis comme illustratifs des caractéristiques climatique et physiographique de la zone d'étude. Une méthode de calibration est développée, permettant l'adaptation de l'évaluation du modèle aux objectifs visés et à l'incertitude inhérente à la fois aux mesures hydrométriques et à la structure du modèle lui-même. 7 des 8 bassins versants testés présentent des scores satisfaisants pour la prévision des pics de crue. Une proportion significa-

tive de flux modélisés transite par le sol, avec notamment une contribution aux pics de crue variant entre 40 % et 60 %. L'étude plus détaillée des performances montre une meilleure prévision pour les bassins versants situés sur un socle sédimentaire. Notamment, la décrue des hydrogrammes est simulée trop rapidement sur les bassins versants granitiques, corroborant la nécessité d'une contribution significative de flux provenant des roches altérées sur ces bassins versants.

Enfin les distributions des paramètres a posteriori montrent des corrélations possibles entre paramètres, suggérant plusieurs comportements hydrologiques vraisemblables. La description détaillée des compensations entre processus hydrologiques plausibles permet la proposition de pistes visant à mieux contraindre la réponse du modèle.

Abstract

The purpose of this thesis is to improve the knowledge of hydrological processes during flash flood events using rainfall-runoff modelling. The study is based on the distributed, physically-based hydrological model MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes), which has been specially developped over the past decade, for flash flood modelling. A previous study (Garambois, 2012) analysed the regionalization of model parameters in the French Mediterranean region. It concluded that a strong relationship exist between catchment geology and drainage-storage capacity and therefore parameter calibration. In the light of these results, this work focuses on hydrological processes occurring in soil and subsoil horizons.

First of all, hydrological data and catchment properties of the studied area are analysed. Subjected to the oceanic climate and the Mediterranean one, the 26 studied catchments present a very contrasted climatic forcing. The water balance of flash flood events shows nevertheless a systematic hydrological activity of geological horizons. It has even been assessed that for 18 of the 26 catchments, water storage in deep layers during flash flood events is at least as important as in the agronomic soil one. An analysis of the discharge recession curves of the 26 hydrometric data series exhibits also two hydrological behaviours that corroborate with the geological properties of the catchments.

In a second part, the structure of the MARINE model is analysed with a focus on modelling water movement into the soil. On the basis of the state of art on subsurface flow modelling, several models are evaluated. Results show strong influence on simulated hydrograms of hydraulic conductivity variation modelling according to soil water content. The gradient of soil suction has only a minor impact on the generation of subsurface flow. The global contribution of subsurface flow to floods appear to be partly controlled by the modelling of stream-aquifer flow. According to those results, the structure of the model MARINE is modified in order to i) make it more robust with respect to the initial condition on soil water content ; ii) better integrate soil properties ; iii) better model the physics of the subsurface flow exfiltration into the modelled hydrographic network. Moreover, according to the hydrological data analysis, a modified model has been developed to describe subsurface flow through a two-layered soil column. The second layer aims to represent the water storage capacity in the weathered bedrock, while subsurface flow is assumed to occur essentially within the first layer.

The new model is tested on 3 catchments and 5 sub-catchments, chosen as representative of the physiographic and climatic variability of the studied area. A calibration methodology is developed to adapt model assessment to flash flood prediction, and uncertain flow peak measurements. The model performs globally well as the assessment of flood peak predictions shows significant scores for 7 out of the 8 tested watershed outlets. The proposed model highlights the major contribution of the subsurface flow processes to flash floods, varying between 40 % and 60 % during flood peaks . An extensive analysis of model performance shows some discrepancies in results. In particular, the model seems to overestimate the hydrograph recessions that occur on granitic catchments. Regarding those catchments, it suggests that a significant contribution of water flow from the weathered bedrock

layer is required to better model the recession and the following flood peaks of flash flood events.

Finally posterior distribution of parameters show a correlation between behavioural sets, suggesting the likelihood of different hydrological behaviours. The extensive description of the likelihood configuration leads to directions for further research.

Table des matières

1 Introduction **1**

1.1 Les crues éclair : contexte général 1

1.2 Les crues éclair : impacts, risques et enjeux de la prévision 2

1.3 Bref aperçu de l'état de l'art des connaissances sur les processus à l'origine des crues éclair 3

1.4 Objectifs de la thèse 7

2 Données et premières caractérisations des bassins versants de l'arc méditerranéen **9**

2.1 Bassins versants de l'étude 10

2.2 Premières caractérisations hydrologiques des bassins versants à partir des données . . 23

2.3 Résumé 35

3 Analyse de la structure de MARINE **37**

3.1 Les écoulements dans le sol : bibliographie 38

3.2 Le modèle MARINE 47

3.3 Analyse de la structure du modèle 56

3.4 Conclusion/Synthèse 77

4 Modélisation hydrologique : de la mise en place à l'évaluation **79**

4.1 Introduction 80

4.2 Etat de l'art sur les stratégies de calibration 83

4.3 Stratégie pour la calibration du modèle MARINE 93

4.4 Article "Modelling errors calculation adapted to rainfall – runoff model user expectations and discharge data uncertainties" 99

4.5 Résumé 116

5 Nouvelle configuration de MARINE : analyse des performances 117

5.1 Méthodologie de calibration 118

5.2 Résultats de calibration 122

5.3 Analyse des processus 140

5.4 Généralisation des résultats de modélisation sur l'arc méditerranéen 161

5.5 Synthèse 166

6 Conclusions et Perspectives 169

7 Bibliographie 173

A Accounting for rainfall systematic spatial variability in flash flood forecasting 191

A.1 Résumé 191

A.2 Introduction 194

A.3 The MARINE model 195

A.4 Hydrological data and studied catchments 196

A.5 Assessment of the FFG method 200

A.6 The Spatialized FFG method (SFFG) 206

A.7 Application of the SFFG method 207

A.8 Conclusions 211

B Analyse de courbes de récession : approche ascendante 213

B.1 Etablissement des équations de Boussinesq (1904) ou Dupuit (1863) [1] 213

B.2 Résolution des équations de Dupuit-Forchheimer : les différentes méthodes 215

B.3 Résumé des solutions des équations de Boussinesq 220

Liste des figures

1.1 Intensités des crues éclair majeures en Europe d'après l'inventaire du projet Hydrate. Débits normalisés afin de s'affranchir partiellement de l'influence de la surface du bassin versant [Gaume and Borga, 2013] 2

1.2 Localisation du maximum de précipitations sur le sud-est de la France pour les jours pluvieux dont le cumul quotidien de précipitations a atteint au moins 150 mm pour la période 1967-2006. [Boudevillain et al., 2009] 4

1.3 Carte synthétique présentant la pluviométrie cumulée sur le Var pour l'événement du 15 juin 2010 à 00H00 TU au 16 juin à 12h00 TU (source : lame d'eau Panthere Météo-France), ainsi que les estimations de débits de pointe issues de l'enquête Hymex, et exprimées en débit spécifique ($m^3.s^{-1}.km^2$) [Payrastre et al., 2012] 6

2.1 Situation géographique des bassins versants de l'étude avec visualisation de la topographie à une résolution de 250 m (Source : IGN, [MNT BDALTI, 2016]) 10

2.2 Occupation des sols des bassins versants de l'étude d'après la base de données Corine Land Cover 2000 (Source : [CORINE Land Cover, 2000]) 11

2.3 Socle géologique des bassins versants de l'étude (Source : Bd Million-Géol - BRGM) . . 12

2.4 Profondeurs des colonnes de sols des bassins versants de l'étude issue des banque de données BDSol-Ardèche et BDSol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]. Pour chaque UCS, la profondeur a été évaluée comme égale à l'épaisseur total de l'UTS majoritaire (somme de l'épaisseur des strates) 13

2.5 Carte texturale des sols établie à partir des données des BDSol-Ardèche et BDSol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]. La classe texturale est établie à partir de la composition granulométrique de la première strate de l'UTC majoritaire, utilisant la formule de [Rawls and Brakensiek, 1985] 14

2.6 Réseau pluviométrique et positionnement des radars météorologiques. 15

2.7 Bilan des disponibilités des données pluviométriques par bassin versant. Les valeurs indiquées à droite correspondent à la surface moyenne sur laquelle est interpolée la mesure d'un pluviomètre (surface en km^2 par pluviomètre) 17

2.8 Exemple de sortie d'humidité $hu2$ du modèle SIM : moyenne mensuelle des mois de septembre 2012 et décembre 2012 18

2.9 Bilan des disponibilités des données hydrométriques 19

2.10 Haut : Module annuel des bassins versants calculé à partir des séries hydrométriques présentées à la section 2.1.2. Milieu : Cumul annuel de précipitation évalué à partir des données pluviométriques (section 2.1.2). Bas : Diagrammes en camemberts représentant respectivement les caractéristiques pédologique et géologique de chaque bassin versant selon la légende indiquée à la figure 2.11. 24

2.11 Légende des diagrammes en camemberts représentatifs de la pédologie et de la géologie. Les textures de sol sont détaillées sur la figure 2.5. 24

2.12 Haut : Débit horaire maximal d'une journée de période de retour 3 ans. Milieu : Cumul journalier de précipitation de période de retour 3 ans. Bas : Diagrammes en camemberts représentant respectivement les caractéristiques pédologique et géologique de chaque bassin versant selon la légende indiquée à la figure 2.11. 24

2.13 Propriétés des événements de crue extrême sélectionnés. Haut : Boîtes à moustaches des cumuls de précipitation des événements de chaque bassin versant. Milieu : Boîtes à moustaches des humidités moyennes en début de chaque événement. Bas : Boîtes à moustaches des débits de pointe spécifiques de chaque événement. Les nombres indiqués en haut de la figure correspondent au nombre d'événements observés par bassin versant. 26

2.14 Boîtes à moustaches des rapports de stockage $R_S^{evt_i}$ (eq. 2.7) pour tous les événements de chaque bassin versant 29

2.15 Points de récession de la série hydrométrique sélectionnés 33

2.16 Représentation des couples $\left(log(-dQ/dt)\,,\log(Q)\right)$ sélectionnés 33

2.17 Classes sur lesquelles sont calculés les couples $\left(log(-dQ/dt)\,,\log(Q)\right)$ (points rouges) 33

2.18 Caractérisation globale des décrues à Anduze par estimation de g 33

2.19 Fonctions g associées aux bassins versants de l'étude. Les fonctions sont classées en deux parties : à gauche les fonctions suivant globalement une pente croissance de 1.5, à droite celles suivant une pente de 3. Les couleurs des fonctions correspondent à la géologie dominante. (Légende des couleurs cf. figure 2.3) 35

3.1 Triangle textural définissant les classes de sol [Rawls et al., 1992] 39

3.2 Influence de la texture sur la courbe caractéristique de rétention d'eau [Musy et al., 2005] 40

3.3 Influence de la structure sur la courbe caractéristique de rétention d'eau [Musy et al., 2005] 40

3.4 Modélisation d'un écoulement de nappe en milieu poreux 50

3.5 Modélisation d'un écoulement à surface libre à 1 dimension [Thual, 2010]. U est la vitesse moyenne d'écoulement que l'on cherche à déterminer. 51

3.6 Géométrie du réseau de drainage 53

3.7 Modélisation d'un écoulement de nappe en milieu poreux 54

3.8 Profondeur des sols du Gardon, BDsol-LR [Robbez-Masson et al., 2002] 57

3.9 Texture des sols du Gardon, BDsol-LR [Robbez-Masson et al., 2002] 57

3.10 Hyétogramme de référence pour l'analyse du modèle MARINE 58

3.11 Humidité initiale de référence pour l'analyse du modèle MARINE 58

3.12 Hydrogramme obtenu avec la modélisation de référence 59

3.13 Dynamique de saturation du sol pendant l'événement 59

3.14 Vitesse d'écoulement dans le sol pendant l'événement 60

3.15 Impact du choix de modélisation de K(θ)sur l'hydrogramme de crue 62

3.16 Impact du choix de modélisation de K(θ)sur la dynamique de saturation du sol pendant l'événement 62

3.17 Impact du choix de modélisation de K(θ) sur les vitesses d'écoulement dans le sol pendant l'événement 63

3.18 Variation de la conductivité hydraulique K(θ) selon la texture du sol d'après la formule de Van Genuchten (équation 3.7) 63

3.19 Impact du choix du paramètre de décroissance sur l'hydrogramme de crue 64

3.20 Modélisation avec deux compartiments de la colonne de sol 65

3.21 Impact de la subdivision de la colonne de sol en 2 compartiments sur l'hydrogramme de crue 65

3.22 Impact de la subdivision de la colonne de sol en 2 compartiments sur : en haut) l'évolution de l'humidité moyenne du sol ; au milieu) l'évolution des vitesses moyennes d'écoulement latéraux (v_{ss}) ; en bas) l'évolution des débits latéraux moyens (q_{ss}) 66

3.23 haut : Hydrogramme de crue du 08/09/2002 simulé en modifiant le modèle d'infiltration de référence. Bas : vitesse moyenne et écart-type des flux d'infiltration pour les deux modèles 68

3.24 Impact du choix de modélisation du couplage des écoulements de subsurface à la rivière 70

3.25 Évolution au cours du temps de la teneur en eau moyenne des mailles drain et du flux moyen d'exfiltration du sol vers la rivière 71

3.26 Pente des berges suivant : a) un calcul géomorphique à la résolution de 500 ; b) un calcul linéaire décroissant avec l'aire drainée ; c) un calcul géomorphique à la résolution de 75 m 71

3.27 Impact du choix de définition des pentes des berges 72

3.28 Comparaison des modélisations sur 4 événements : 10/11/1996 (1) ; 18/10/2006 (2) ; 16/09/2014(3) ; 31/10/2008 (4). a) Hydrogrammes ; b) Évolution de l'humidité des versants au cours des crues ; c) Évolution des vitesses de subsurface ; d) Évolution des vitesses d'écoulement dans la rivière. Concernant le modèle 2R, les variables représentées concernent le compartiment supérieur. 76

4.1 Principe de l'analyse de sensibilité généralisée [Hornberger and Spear, 1981; Roux, 2004] 92

4.2 Illustration de la définition du modèle d'erreur $\epsilon_{mod,i}$ 95

4.3 Iso-contours des erreurs de modélisation pour différentes fonctions objectifs : a) NSE (tableau 4.1, eq (i)) ; b) mNSE (tableau 4.1, eq (iv)) ; c) Liu et al. [2009] (§4.2.2) ; d) DEC dans le cas spécifique où les bornes de modélisation sont fixées à une constante (30 $m^3.s^{-1}$) 96

4.4 Error isolines according to different model errors formulations : a) Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) ; b) the Croke (2007) ; c) the Liu et al. (2009) ; d) Discharge Envelop Catching efficiency, with a constant value of the distance bounds around the discharge envelop ($\sigma_{mod,i}$) equal to two times the catchment module (30 $m^3.s^{-1}$). 106

4.5 Top window : Hydrograph of 6 out of 14 selected flash flood events supplied by the DEC calibration ; bottom window : remaining modelling errors along the hydrograph with median prediction in red, and range of modelling errors into the confidence interval of prediction (orange). The grey envelop corresponds to the covered range of modelling errors without any selection of parameter sets. 108

4.6 Posterior distributions of parameters after calibration : soil depth C_z ; lateral hydraulic conductivity C_{T0} ; saturated hydraulic conductivity C_k ; and the riverbed and flood plain Manning roughness coefficients respectively n_r and n_p ; hydraulic conductivity of the riverbed C_{kr} 110

4.7 Top window : Hydrographs of 3 selected flash flood events supplied by the Croke (2007) calibration ; bottom window : remaining modelling errors along the hydrograph with median prediction in red, and range of modelling errors into the confidence interval of prediction. The grey envelop corresponds to the covered range of modelling errors without any selection of parameter sets. 111

4.8 Hydrograph of 6 out of 14 selected flash flood events (for greater clarity) supplied by the different calibration methods : a) GLUE method ; b) Croke (2007) ; c) Liu et al, (2009) method ; d) DEC method. Refer to the figure 2 for the legend. 115

5.1 Bassins versants du Gardon et de l'Hérault (La station "Mialet-R" correspond à la station hydrométrique "Générargues"). 120

5.2 Bassin versant de la Salz à Cassaigne (Légende des altitudes fig. 5.1). 120

5.3 Profondeur de sol des bassins versants du Gardon et de l'Hérault. 121

5.4 Profondeur de sol du bassin versant de la Salz à Cassaigne (Légende fig. 5.3). 121

5.5 Les différentes entités géologiques des bassins versants du Gardon et de l'Hérault. . . . 121

5.6 Les différentes entités géologiques du bassin de la Salz à Cassaignes (Légende fig. 5.5). 121

5.7 Fonction de répartition a posteriori des paramètres à partir des calibrations par événement sur le **Gardon à Anduze** 122

5.8 Fonction de répartition a posteriori du paramètres C_z à partir des calibrations par événement obtenues sur le **Gardon à Corbès** et à **Générargues** (Mialet_R). 123

5.9 Fonction de répartition a posteriori du paramètres C_z à partir des calibrations par événement obtenues sur la **Vis à Saint Laurent le Minier** et sur **l'Arre à la Terrisse** 123

5.10 Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant du **Gardon à Générargues**. Sur la diagonale, sont représentées les fonctions de répartition a posteriori des paramètres ainsi que les pondérations prises. La valeur KS correspond à la distance de Kolmogorov-Smirnov (voir chapitre 4, équation 4.6). Les autres fenêtres représentent les relations entre paramètres des jeux appartenant à l'intervalle de confiance à 95 % sur la calibration. La valeur Cor affichée correspond à l'indice de corrélation entre les séries de paramètres testées pondérées par $W(j_i)$ (eq. 5.3). 126

5.11 Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant du **Gardon à Corbes** 127

5.12 Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de l' **Hérault à Valleraugue** 128

5.13 Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de l'**Arre à la Terrisse** 129

5.14 Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de la **Vis à Saint Laurent le Minier** 130

5.15 Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de la **Salz à Cassaignes** 131

5.16 Résultat de calibration sur le bassin versant du **Gardon** (Légende fig. 5.18). 133

5.17 Résultat de calibration sur le bassin versant de l'**Hérault** (Légende fig. 5.18). 134

5.18 Résultat de calibration sur le bassin versant de la **Salz à Cassaignes** 135

5.19 Représentation schématique des intervalles d'évaluation : crue, haut débit, et récession (décrue). 137

5.20 Evaluation de la performance du modèle sur le Gardon, l'Hérault et la Salz à travers les scores NSE, Qmed_INT, L_INT et A. Les hauteurs des barres correspondent au score moyen obtenu pour l'évaluation de tous les événements référencés dans le tableau 5.2. Les segments rouges déterminent les écarts interquartiles des différents scores obtenus par événement. Les camemberts correspondent aux propriétés géologiques des bassins versants. 138

5.21 Intervalles de confiance a posteriori des paramètres et jeux optimaux : les losanges correspondant aux paramètres du jeu optimal, tandis que que les carrés correspondent aux valeurs optimales des fonctions de répartition a posteriori. Les intervalles de confiance a posteriori correspondent aux intervalles pour lesquels la pente de la fonction de répartition a posteriori est supérieure à la pente de la fonction de répartition a priori . . . 141

5.22 Proportion de flux de subsurface participant aux hydrogrammes de crue (C_{sub_all}, fenêtres du haut) et plus spécifiquement aux forts débits (C_{sub_high}, fenêtres du bas) sur le Gardon à Corbès. Les fenêtres de gauche donnent la fonction de répartition des taux C_{sub} obtenue lors de la simulation des 5000 paramètres après calibration. Les autres fenêtres illustrent la corrélation des taux C_{sub} avec les paramètres de calibration. 144

5.23 Proportion de flux de subsurface participant aux hydrogrammes de crue (C_{sub_all}, fenêtres du haut) et plus spécifiquement aux forts débits (C_{sub_high}, fenêtres du bas) sur l'Hérault à la Terrisse. 145

5.24 Proportion de flux de subsurface participant aux hydrogrammes de crue (C_{sub_all}, fenêtres du haut) et plus spécifiquement aux forts débits (C_{sub_high}, fenêtres du bas) sur la Salz à Cassaignes. 145

5.25 Proportion des flux de subsurface sur les différents bassins versants participant . A gauche : à l'hydrogramme de crue global ; à droite : aux débits de pointe. Les losanges correspondent aux taux simulés à partir du jeu de paramètre optimal ; les carrés correspondent aux taux simulés "vraisemblables" c'est-à-dire pour lesquels la pente de la fonction de répartition est maximale ; et les intervalles en noir (respectivement en orange) correspondent à l'intervalle de confiance à 95 % (respectivement à 50 %) des proportions de flux de subsurface calculés suivant la pondération a posteriori des jeux de paramètres. . 146

5.26 Simulations sur le bassin versant de **l'Hérault à Laroque** à partir des configurations H1/H3 et H2/H4. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage. . . . 149

5.27 Simulation sur le bassin versant de **l'Hérault à Saint Laurent le Minier** des hydrogrammes à partir des configurations H1/H3 et H2/H4. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage. 150

5.28 Pente des berges du réseau hydrographique modélisé dans MARINE. Comparaison du réseau modélisé à celui répertorié dans la BD CarTHAgE®. 152

5.29 Vitesses d'écoulement modélisées sur les versants (gauche [$cm.s^{-1}$]), et dans le réseau de drainage (droite [$cm.s^{-1}$]) de l'Hérault avec les configurations H1/H3 (haut) et H2/H4 (bas) 24 heures après le début de la simulation de l'événement du 12/03/2011 (Qobs(Laroque) = 576 $m^3.s^{-1}$). 153

5.30 Simulations sur le bassin versant de **la Salz à Cassaignes** à partir des configurations H1/H3 et H2/H4. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage. . . . 154

5.31 Gauche : humidité de la colonne de sol [%] à la cinquantième heure après le début de simulation de l'événement du 22/12/2000. Droite : vitesses des ruissellements sur les versants au même instant. Résultat de modélisation pour les configurations S1 et S2. . 155

5.32 Simulations sur le bassin versant de **le Gardon à Anduze** à partir des configurations G1 et G2. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage. 157

5.33 Humidités de la première couche de sol du Gardon simulées avec les configurations G1 et G2 pour l'événement du 16/09/2014 : à gauche) 28 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 6.5 $m^3.s^{-1}$) ; au centre 30 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 700 $m^3.s^{-1}$) ; à droite) 32 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 817 $m^3.s^{-1}$). 159

5.34 Vitesses des écoulements de subsurface sur le Gardon simulées avec les configurations G1 et G2 pour l'événement du 16/09/2014 : à gauche) 28 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 6.5 $m^3.s^{-1}$) ; au centre 30 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 700 $m^3.s^{-1}$) ; à droite) 32 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 817 $m^3.s^{-1}$). 159

5.35 Vitesses d'écoulement en surface sur le Gardon simulées avec les configurations G1 et G2 pour l'événement du 16/09/2014 : à gauche) 28 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 6.5 $m^3.s^{-1}$) ; au centre 30 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 700 $m^3.s^{-1}$) ; à droite) 32 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 817 $m^3.s^{-1}$). 160

5.36 Intervalles de confiance a posteriori des paramètres de modélisation pour les 26 bassins versants de l'étude 161

5.37 Estimation des profondeurs de roches altérées à partir de bilans de masse sur les événements de crues éclair (cf. chapitre 2, §2.2.2). Bas : Diagrammes camemberts représentant respectivement les caractéristiques pédologique et géologique de chaque bassin versant selon la légende indiquée à la figure 2.11. 162

5.38 Proportions des flux de subsurface lors de la modélisation des crues sur les 26 bassins versants de l'étude. En haut : participant à l'hydrogramme de crue globale ; en bas : participants aux forts débits. 163

5.39 Score A (équation 5.5) évaluant la modélisation des récessions de crue pour les 26 bassins versants de l'étude.A > 1 signifie que la décharge modélisée est plus rapide ; inversement A < 1 indique la simulation d'une récession plus lente que celle observée. 164

5.40 Prévision de 4 événements sur le bassin de l'Ardèche à Vogüe. Impact sur la décrue de l'humidité à l'initialisation . En haut à gauche, l'événement du 17/09/204 ; en haut à droite, l'événement du 20/10/2008 ; en bas à gauche, l'événement du 08/10/2014 ; en bas à droite l'événement du 30/10/2008 165

A.1 MARINE model structure, parameters and variables [Roux et al., 2011]. Green and Ampt infiltration equation : infiltration rate i $\left(m.s^{-1}\right)$, cumulative infiltration I (mm), saturated hydraulic conductivity K $\left(m.s^{-1}\right)$, soil suction at wetting front ψ (m), saturated and initial water contents are respectively θ_s and θ_i $\left(m^3.m^{-3}\right)$. Subsurface flow : local transmissivity of fully saturated soil T_0 $\left(m^2.s^{-1}\right)$, saturated and local water contents are θ_s and θ $\left(m^3.m^{-3}\right)$, transmissivity decay parameter is m $(-)$, local slope angle β (rad). Kinematic wave : water depth h (m), time t (s), overland flow velocity u $\left(m.s^{-1}\right)$, space variable x (m), rainfall rate r $\left(m.s^{-1}\right)$, infiltration rate i $\left(m.s^{-1}\right)$, bed slope S $\left(m.m^{-1}\right)$, Manning roughness coefficient n $\left(m^{-1/3}.s\right)$. 196

A.2 Locations of the Ardèche, Beaume and Gardon catchments (red) in the Mediterranean area 197

A.3 Characterisation of rainfall spatial variability using the δ_1 (top) and δ_2 (bottom) parameters 199

A.4 A possible example of the flash flood forecasting diagram via the FFG method. The threshold intensity is given for various forecast lead times (T_1, T_2, ...) and different initial wetness conditions (Dry, Normal, Wet). 200

A.5 Threshold intensities calculation. *a*) Determination of the trigger interval T_{OBS} from observations and calculation of trigger intensity I_{OBS}), i.e. the mean intensity observed over T_{OBS}. *b*) Calculation of threshold intensity (I_{FFG}) defined by the FFG method : uniform rainfall intensity exceeding the alert threshold during the trigger interval T_{OBS}. *c*) Calculation of the threshold intensity (I_{MARINE}) ; via hydrological simulation using the MARINE model ; multiplication of the observed precipitation by a factor C_M to obtain the exceedance of the alert threshold within a period T_{OBS}. 203

A.6 Comparison between threshold intensities I_{OBS} and I_{MARINE} 203

A.7 Comparison between simulated and observed flows for the event of 03/11/2011 in the Beaume catchment 204

A.8 Comparison between threshold intensities I_{FFG} and I_{OBS}. The events for which the FFG method particularly overestimates the threshold intensity are highlighted by solid blue circles. In the Beaume catchment area, the threshold intensities of the events of 18/10/2006, 16/11/2006, 20/10/2008 and 03/11/2011 are overestimated by 126%, 183%, 146% and 147% respectively. In the Gardon catchment area, the threshold intensities of the events of 03/10/1995, 13/10/1995, 14/03/2002 and 22/10/2008 are overestimated by 135%, 69%, 195% and 86% respectively 204

A.9 Relation between FFG method performances and (δ_1, δ_2) rainfall spatial characteristics of events by catchment. Coefficient of determination R^2 is given for each catchment to assess correlation between FFG performances and (δ_1, δ_2) variables. 205

A.10 Example of a series of flash flood forecasting diagrams using the SFFG method. Each diagram corresponds to rainfall spatialisation defined by the (δ_1, δ_2) pair. 207

A.11 (δ_1, δ_2) pair of the synthetic events that have been processed on the Gardon, Ardèche and Beaume catchments (black) ; (δ_1, δ_2) pair of studied observed events (orange). . . . 207

A.12 $I_{threshold}$ on the Beaume catchment. The $I_{threshold}$ surface is calculated from a set of 360 $I_{threshold}$ values that have been linearly interpolated. The blue rectangle delineates the zone characteristic of the spatial variability of the flash flood events studied. This zone is determined by the quartiles of the distributions of the (δ_1, δ_2) pairs for these events (see tables A.2, A.3, A.4). 208

A.13 $I_{threshold}$ on the Gardon catchment 209

A.14 $I_{threshold}$ on the Ardèche catchment 209

A.15 Soil depths (left) and saturated hydraulic conditivities (right) distributions of the Gardon catchment. Soil properties are provided by the BD-sols Ardèche database [Robbez-Masson et al., 2002]. They were established on the basis of soils surveys performed since 1990s for agronomic purposes. Soil depth and conditivities spatial representations show both contrasted properties along the upstream-downstream axis. 210

A.16 Assessment of the SFFG method by comparing I_{FFG}, I_{SFFG}, I_{OBS} 211

B.1 Schéma de modélisation de la nappe pour lequel on souhaite établir les équations de contrôle du mouvement 214

Liste des tableaux

2.2 Caractéristiques hydrométriques des bassins versants et résumé des événements sélectionnés . Q_{J2}, Q_{I10} $[m^3/km^2.s^{-1}]$: débits spécifiques respectivement journalier de période de retour 2 ans et instantané de période de retour de 10 ans fournis par la banque Hydro. *Nevts(Ppluvios)* : nombre d'événements sélectionnés dont Ppluvios d'entre eux définis par des pluies provenant du réseau pluviométrique. q^{min}_{pointe}, q^{max}_{pointe} $[m^3/km^2.s^{-1}]$: débits de pointe spécifiques minimal et maximal des événements. [2] 20

2.1 Principales caractéristiques des bassins versants de l'étude : *ID* : désignation employée à la figure 2.1 ; *Géol. maj* : géologie dominante du bassin versant ; *Pédo. maj* : texture de sol dominante du bassin versant (les codes des textures sont renseignés au chapitre 3 ; *Hsol* : profondeur de sol moyenne ; *Pente* : pente moyenne du bassin versant à partir du mnt agrégé à la résolution de 500 m. 22

3.1 Propriétés dynamiques des textures de sol [Maidment et al., 1992] 42

3.2 Caratéristiques de formes du réseau de drainage du Gardon 54

3.3 Paramètres du modèle MARINE et données utilisées pour les définir 56

3.4 Caractéristique des précipitations fictives comparées aux propriétés moyennes des événements à un seul pic de crue observés sur le Gardon : T$[h]$: durée des précipitations supérieures à $1\,mm.h^{-1}$; $V_P[mm]$: Cumul des précipitations ; $P_{max}[mm.h]$: intensité horaire maximale, $Hum[\%]$: humidité moyenne à l'initialisation, $Hum_{min}[\%]$: humidité minimale à l'initalisation ; $Hum_{max}[\%]$: humidité maximale à l'initialisation. . . . 58

3.5 Valeur des paramètres calibrés des deux modélisations. C_z : coefficient multiplicateur de la hauteur de sol ; C_{kga} : coefficient multiplicateur des conductivités hydrauliques pour l'infiltration ; C_{kss} : coefficient multiplicateur des conductivités hydrauliques pour les écoulements latéraux ; C_{d1} et C_{d2} : coefficient de frottement des lits mineur et majeur, respectivement. 73

3.6 Comparaison des modélisations des événements du Gardon avec le modèle de référence et les nouvelles modélisations. **En gras :** les événements utilisés pour la calibration. 74

4.1 Exemples de fonctions coûts basées sur une approche statistique. $\tilde{q}_i$ correspond au débit simulé, q_i au débit observé, $\bar{q}$ correspond à la moyenne du débit observé, σ_{q_i}, à une mesure de l'incertitude de q_i d'après [Pfannerstill et al., 2014]. 84

4.2 Exemples de signatures hydrologiques caractérisant le fonctionnement hydrologique du bassin versant 85

4.3 Summary of the calibration methodologies : modelling error and weights Likelihood measures are computed on all the events. (1) NSE threshold is set to 65 % of the maximum NSE value obtained running all the parameter sets. (2) The minimum percentage required (85 %) is set in order to select enough behavioural predictions for statistical use. 108

4.4 Percentage of subsurface flow during the flood. (when $\hat{y}_i > 150\ m^3.s^{-1}$ 110

4.5 NSE on 14 flash flood events. The NSE formula is successively used to compare i) the median prediction Y^{50th} with the discharge observation $\hat{Y}$; ii) the lower bound prediction Y^{5th} with the lower bound of the confidence interval of the discharge $\hat{Y}^{5th}$; iii) the upper bound prediction$\hat{Y}^{95th}$ with the upper bound of the confidence interval of the discharge $\hat{Y}^{95th}$. 112

4.6 Percentage of evaluated points of the median prediction inside the acceptability zone defined by in the DEC definition (§4.4.3) 112

4.7 Discharge prediction bias on 14 flash flood events when observed discharged is higher than 150 m3.s-1. As for NSE calculation, median prediction Y^{50th} is compared to the observed discharge $\hat{Y}$ and the predicted bounds (Y^{5th} and Y^{95th}) are compared to the bounds of the confidence interval of the discharge ($\hat{Y}^{5th}$ and $\hat{Y}^{95th}$). 113

5.1 Intervalle a priori des paramètres de calibration. C_z[m] : la profondeur du second compartiment de sol ; C_{kga}[-] : le coefficient multiplicateur des cartes de conductivité hydraulique à saturation permettant de définir les capacités d'infiltration verticale des mailles ; C_{kss}[-] : le coefficient multiplicateur des cartes de conductivité hydraulique à saturation permettant de définir les conductivités hydrauliques latérales des mailles ; C_{d1}[-] et C_{d2} : les coefficients de Manning en lit mineur et lit majeur du réseau de drainage. 118

5.2 Nombre d'événements retenus pour l'étude 122

5.3 Configurations du modèle testées sur les trois bassins versants 148

A.1 Catchment characteristics 197

A.2 Event characteristics and MARINE performances for the Beaume catchment 198

A.3 Event characteristics and MARINE performances for the Gardon catchment 198

A.4 Event characteristics and MARINE performances for the Ardèche catchment 198

B.1 Résultats de Sanford et al. [1993] 219

B.2 Résultats de la résolution des équations de Boussinesq sous différentes hypothèses . . 221

Nomenclature

Flux

E	taux d'évapotranspiration	$[L.T^{-1}]$
P	taux de précipitation	$[L.T^{-1}]$
Q, $Q(t)$, q_i	débit mesuré, à l'instant t, à l'instant i	$[L^3.T^{-1}]$
$\tilde{Q}$, $\tilde{Q}(t)$, $\tilde{q}_i$	débit simulé à l'instant t, à l'instant i	$[L^3.T^{-1}]$
σ_Q	incertitude de la mesure de Q	$[L^3.T^{-1}]$
q_x	débit linéique du flux x	$[L^2.T^{-1}]$
u_x, v_x	vitesse d'écoulement du flux x	$[L.T^{-1}]$
Q_{module}	module du bassin versant	$[L^3.T^{-1}]$
QJx	débit journalier de période de retour x ans	$[L^3.T^{-1}]$
QIx	débit instantané de période de retour x ans	$[L^3.T^{-1}]$
V_s^{Tx}	volume d'eau stocké pendant un temps Tx	[L]
V_{Fx}^{Tx}	volume d'eau transporté selon le flux Fx pendant un temps Tx	[L]

Variables d'états

H	charge hydraulique totale	[L]
h_z, z	charge gravitationnelle	[L]
h_ϕ	pression capillaire	[L]
h_{ss}, θ_{ss}	hauteur d'eau, teneur en eau en subsurface	[L], [−]
h_{rf1}	hauteur d'eau en surface d'une maille	[L]
h_{rf2}	hauteur d'eau en surface dans un drain	[L]
θ	teneur en eau	[−]
$\theta*$	teneur en eau réduite	[−]
P_ϕ	pression capillaire	$[M.L^{-1}.T^{-2}]$

Paramètres de caractérisation

A_D	aire drainée	$[L^2]$
C_{s_sol}	capacité de stockage du sol	[L]
d_ϕ	diamètre des particules	[L]
d_D	profondeur du drain	[L]
H_{sol}	hauteur de sol issue de la BDSol	[L]
$h_{\phi_a e}$	succion d'entrée d'air	[L]
I, $sin(\gamma)$	pente topographique	[−]
I_{D2}	pente des berges	[−]
K_{sat}	conductivité hydraulique à saturation	$[L.T^{-1}]$
K_{ss}	conductivité hydraulique latérale à saturation	$[L.T^{-1}]$
m	paramètre décroissance de la conductivité hydraulique à saturation en profondeur	[L]
m_θ	paramètre décroissance de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau	[−]
λ	indice de forme de porosité	[−]
n_s	nombre de Manning de la surface s	$[T.L^{-1/3}]$
ρ_b	densité apparente sèche	$[M.L^{-3}]$
T, T^{evt_i}	durée d'un événement i	[T]
t_c	temps de concentration	[T]
θ_i, θ_r, θ_{sat}	teneur en eau initiale, résiduelle, à saturation	[−]
W_D	largeur du drain	[L]

Autres

g	constante de gravité	$[L^1.T^{-2}]$
ρ_w	densité de l'eau	$[M.L^{-3}]$
Θ	jeu de paramètres de calibration	
$F(\Theta)$	fonction objectif du jeu de paramètres Θ	
ϵ	résidus	$[L^3.T^{-1}]$
ϵ_{mod}	erreur de modélisation	[−]

Chapitre 1

Introduction

1.1 Les crues éclair : contexte général

Les crues à cinétique rapide ou crues plus communément qualifiées d' "éclair" font l'objet de cette thèse. De manière qualitative, elles se définissent comme des crues "*dont l'apparition est soudaine, souvent difficilement prévisible, de temps de montée rapide et de débit spécifique relativement important. Ces crues sont généralement liées à des épisodes pluvieux intenses et se manifestent sur des bassins de taille modérée*" (IAHS-UNESCO-WMO (1974) ; Garambois [2012]; Braud et al. [2014]). La caractérisation chiffrée de cette définition dépend de la zone géographique d'étude. En Europe, les crues éclair observées sont majoritairement la conséquence de cumuls de précipitations dépassant 100 mm en quelques heures [Gaume et al., 2009]. Les bassins versants concernés ont des superficies de l'ordre du km^2 à quelques centaines de km^2.

L'amplitude considérable des débits spécifiques et des intensités de précipitation conduit à qualifier d'extrêmes les événements de crue éclair. Pour autant, ils ne sont pas nécessairement exceptionnels puisqu'on ne recense pas moins de 5 crues éclair par an sur l'arc méditerranéen en moyenne entre 1958 et 1994 [Jacq, 1994]. La banque de données EM-DAT (The international Disaster Database, CRED [2013]), référençant les catastrophes naturelles impactant la population mondiale, fait également état de 33 épisodes orageux sur l'Europe au cours de ces 10 dernières années. En outre, les premières observations du réchauffement climatique sur l'arc méditerranéen tendent à signaler une augmentation à venir de la fréquence et/ou de la sévérité des événements [Llasat et al., 2014; Colmet Daage et al., 2016].

En Europe, les crues éclair particulièrement intenses sont majoritairement observées sur le nord ouest de l'arc méditerranéen, au niveau de contreforts montagneux : en Espagne, la région catalane située au sud des Pyrénées est plus particulièrement touchée ; en Italie, les crues éclair sont observées dans la partie nord, sur les contreforts sud des Alpes ; et enfin en France, les zones les plus touchées sont le Vivarais, les Corbières et les Montagnes Noires (figure 1.1). Les régions atteintes sont ainsi très spécifiques, marquées par l'influence du régime climatique méditerranéen et d'une topographie de montagne. Les pentes abruptes rencontrées en tête de bassin versant favorisent une réponse hydrologique très rapide. Les effets orographiques favorisent quant à eux des cumuls de précipitations plus élevés et l'ancrage géographique des cellules de convection [Marchi et al., 2010]. Les crues éclair sont donc la résultante de conditions hydrologique (ou physiographique) et météorologique particulières [Collier, 2007]. Elles apparaissent en France le plus souvent à la période automnale, les conditions météorologiques à cette période favorisant la formation de cellules convectives.

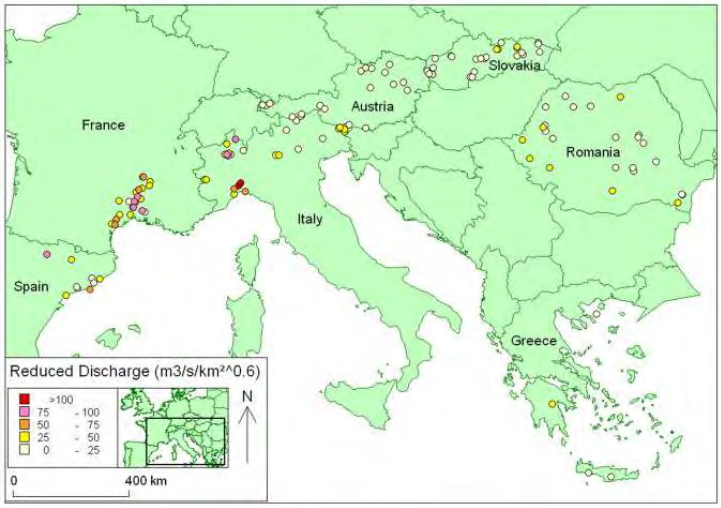

FIGURE 1.1 – Intensités des crues éclair majeures en Europe d'après l'inventaire du projet Hydrate. Débits normalisés afin de s'affranchir partiellement de l'influence de la surface du bassin versant [Gaume and Borga, 2013]

1.2 Les crues éclair : impacts, risques et enjeux de la prévision

Les crues éclair constituent un aléa important et donc un risque potentiel considérable pour la population. De manière générale, les crues, et les inondations qu'elles peuvent impliquer, représentent le principal risque naturel dans le monde [UNISDR, 2009]. Chaque année, 280 inondations ou tempêtes sont répertoriées comme catastrophe alors que statistiquement, sur la même durée, 31 tremblements de terre ou encore 6 éruptions de volcans auront affecté une population [Llasat et al., 2014]. Un des principaux facteurs explicatifs est la vulnérabilité des zones inondées, colonisées par une urbanisation croissante.

Les crues éclair sont tout particulièrement dangereuses de par les caractéristiques qui les définissent : i) la soudaineté des événements rend difficile l'avertissement à temps des populations, et peut engendrer des comportements de panique à risque, lorsque la population n'y est pas préparée, ii) l'amplitude des crues est symptomatique d'une énergie cinétique conséquente, qui transforme les rivières parfois éphémères en torrent, et permet le transport de débris allant des sédiments aux troncs d'arbres ainsi que le creusement du lit et des berges des rivières.

En France, sur les 20 dernières années, on dénombre plus de 100 décès en lien avec les crues éclair [CRED, 2013]. L'impact économique est également considérable. Les crues éclair s'accompagnent en effet généralement de dégâts sur les infrastructures routières et les habitations, dont le montant se chiffre en centaines de milliers d'euros. La dernière crue en date en France, touchant la région du Var le 3 octobre 2015, a occasionné 17 morts et un million d'euros de dégâts.

Si on s'intéresse aux crues éclair, c'est donc, avant tout pour mieux évaluer le risque et permettre in fine sa prévision et l'alerte de la population. La tâche n'est cependant pas aisée, car la plupart des petits bassins versants concernés ne sont pas jaugés et ne peuvent donc être reliés à un système de surveillance automatique. De plus, les prévisions météorologiques restent incertaines, en termes d'intensité mais surtout de localisation des cellules pluvieuses. Leur utilisation est donc délicate, surtout à l'échelle de ces bassins versants ($\approx 10\,km^2$). De ce fait, il n'existe pour l'instant pas de prévision spécifique aux événements de crues éclair par le service public.

On se tourne ainsi vers la connaissance et la compréhension des événements de crues éclair, afin de mieux identifier les facteurs déterminants de leur genèse. Notamment dans l'objectif de mettre en place une méthode prévisionnelle régionalisée, il est d'intérêt de caractériser les propriétés des bassins versants, des forçages climatiques et de leur couplage, propices à la génération des événements de crues éclair. **L'analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide** se présente ainsi comme un travail amont de l'élaboration d'une méthode effective de prévision.

1.3 Bref aperçu de l'état de l'art des connaissances sur les processus à l'origine des crues éclair

Du fait de l'enjeu constitué par la prévision des crues éclair, et plus particulièrement dans le contexte du changement climatique qui tend à amplifier les phénomènes [Llasat et al., 2014; Colmet Daage et al., 2016], les dix dernières années ont été marquées par une activité de recherche dynamique dans le domaine. On dénombre pas moins de 4 projets d'envergure nationale ou européenne portant en partie ou totalement sur la connaissance de ces crues.

Le projet EXTRAFLO (2009-2013, Lang et al. [2014]) a visé l'estimation des précipitations et crues extrêmes des bassins versants français via l'inter-comparaison de résultats de différents modèles sur un jeu conséquent de données.

Le projet HYMEX (2010-2020, Drobinski et al. [2014]) s'intéresse au cycle météorologique à l'échelle de la Méditerranée. L'objectif est d'améliorer la compréhension du cycle de l'eau en mettant l'accent sur les événements extrêmes. Des campagnes de mesures sur des périodes et régions cibles sont effectuées et des modèles régionaux couplés (sol atmosphère océan) sont comparés afin d'améliorer la compréhension du climat méditerranéen.

Le projet HYDRATE (2006-2010, Gaume and Borga [2013]) a permis la mise en place d'une banque de données européenne exhaustive d'événements de crue éclair, ainsi que l'élaboration d'une méthodologie de référence pour l'observation post-crue des événements. En outre, l'analyse de la banque de données créée, a permis une meilleure évaluation des ordres de grandeur des écoulements de surface, rendant possible une critique éclairée des éventuelles nouvelles observations.

Le projet FLOODSCALE (2012-2016, Braud et al. [2014]) a visé la meilleure compréhension des processus hydrologiques conduisant aux crues éclair. A travers des observations de terrain multi-échelles, du versant au bassin versant de 100 km^2, le projet a questionné le rôle des propriétés du sol et du sous-sol (occupation du sol, pédologie, géologie, profondeur, humidité ...) dans la mise en place des processus d'écoulement lors des crues éclair.

Cette liste non exhaustive de travaux a permis de récentes avancées dans la compréhension des crues éclair et a notamment mis en évidence les principaux facteurs d'influence sur leur formation, présentés ci-après.

1.3.1 De l'importance des caractéristiques des précipitations

Les crues éclair sont avant tout liées à un forçage météorologique extrême. La figure 1.2 répertorie les événements de précipitation aux cumuls dépassant 150 mm sur la période 1967-2006. On remarque, sans surprise, la correspondance spatiale avec les occurrences de crues éclair dans le sud-

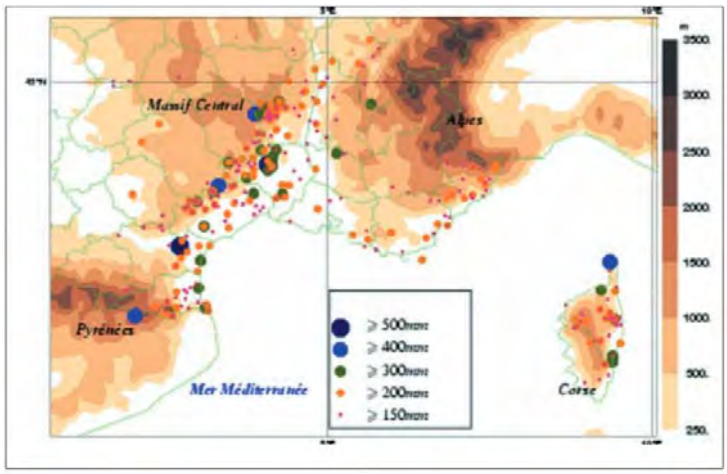

FIGURE 1.2 – Localisation du maximum de précipitations sur le sud-est de la France pour les jours pluvieux dont le cumul quotidien de précipitations a atteint au moins 150 mm pour la période 1967-2006. [Boudevillain et al., 2009]

est de la France (figure 1.1). Les réponses hydrologiques sont influencées par les propriétés spatio-temporelles des pluies rencontrées. Derrière le terme "crue éclair" ou encore "crue cévenole", se cachent en effet différentes typologies d'épisodes pluvieux [Boudevillain et al., 2009]. On peut citer en exemple 2 crues éclair reflétant cette variabilité :

— à la date du 10 et 11 octobre 2011, le Roussillon a été touché par un épisode cumulant jusqu'à 250 mm de précipitation. Les intensités relevées sont modérées puisque l'événement s'étale sur 2 journées. Cependant cet événement dénote par son amplitude globale et son extension spatiale très grande, de l'ordre de 2500 km^2. Les principaux bassins versants de l'Aude et des Pyrénées Orientales (bassins de l'Agly, de la Salz, de l'Orbieu et du Verdouble, localisés figure 2.1, chapitre 2) présentent des réponses soutenues avec des débits de pointe spécifiques allant de 0.5 m^3.km^{-2}.s^{-1} pour les bassins d'une superficie supérieure à 500 km^2, à 2.0 m^3.km^{-2}.s^{-1} pour les bassins d'une superficie de l'ordre de la centaine de km^2.

— le dernier épisode de crue éclair en date correspond à un épisode orageux de courte durée mais d'extrême intensité, survenu dans les Alpes Maritimes le 3 octobre 2015. Aux abords du littoral, une ligne orageuse s'est développée générant un cumul de précipitations fortement localisé (la zone affectée est de l'ordre de 350 km^2), atteignant 156 et 175 mm en 2 heures d'après les relevés de deux stations météorologiques (source : Météo-France). Ces cumuls importants, arrivant sur un sol déjà humide et fortement urbanisé, provoquent rapidement le débordement des fleuves côtiers. Notamment, sur le Reyran à Fréjus (71 km^2), un débit spécifique de 3.4 m^3.km^{-2}.s^{-1} est atteint en l'espace de 3 heures (source : HydroFrance).

L'étude comparée des représentations du forçage climatique pour la reproduction de plusieurs événements de crue éclair a permis de relever les facteurs communs d'influence de ces différents types de pluies. Notamment, la variabilité spatiale des précipitations apparaît comme un critère d'importance [Arnaud et al., 1999]. Lobligeois [2014] montre, par une étude comparée de modélisations hydrologiques intégrant ou non la spatialisation des précipitations, la sensibilité spécifique des bassins cévenols et plus largement de la région méditerranéenne à la répartition spatiale des précipitations. Sangati et al. [2009] étudient la modélisation de 3 crues éclair observées sur un bassin versant du nord-est de l'Italie (Bassin de la Sesia, 983 km^2). En comparant les réponses hydrologiques modélisées à partir de forçages climatiques différant par leur niveau d'agrégation, ils montrent l'influence de la représentation spatiale des précipitations, dès que la superficie concernée dépasse 250 km^2. De la même manière, Zoccatelli et al. [2010] montrent l'amélioration significative des débits simulés par

la prise en compte de la spatialisation dans la modélisation de crues éclair sur des bassins roumains de superficies variant entre 37 km^2 et 160 km^2.

Ainsi, au-delà des cumuls globaux importants, le caractère concentré et localisé des précipitations sur une superficie limitée du bassin versant apparaît comme un élément majeur de la formation d'écoulements rapides. En préliminaire à cette thèse, une méthode de prévision des crues éclair, à visée opérationnelle, a été mise au point en se basant sur ce constat [Douinot et al., 2016b]. Il s'agit d'une adaption de la méthode Flash Flood Guidance (FFG, [Mogil et al., 1978]) prenant explicitement en compte la variabilité spatiale des précipitations incidentes. Les résultats montrent que, pour les événements extrêmes, la méthode FFG classique sur-estime les intensités de précipitation requises pour atteindre un seuil de débit donné. La prise en compte de la localisation des précipitations améliore de façon générale la prévision de ces intensités. Les résultats obtenus montrent également l'importance d'autres facteurs influençant les performances de la méthode, en particulier les propriétés du sol (cf. annexe A).

1.3.2 De l'importance de la dynamique de saturation des sols

D'autres études se sont intéressées à la dynamique de saturation des sols. Plusieurs publications ont confirmé l'influence globale des antécédents d'humidité des sols sur les amplitudes de crues dites à cinétique rapide [Mateo Lázaro et al., 2014; Hegedüs et al., 2013; Cassardo et al., 2002]. Dans le cadre de la prévision des crues, Marchandise and Viel [2009] ont montré la valeur ajoutée de la prise en compte d'un indice d'humidité pour estimer le niveau de vigilance. Raynaud et al. [2015], quant à eux, améliorent le système de prévision des crues éclair européen (système EPIC pour European Precipitation Index based on Climatology devenue ERIC pour European Runoff Index based on Climatology), en considérant la teneur en eau des sols.

Plusieurs études ciblées sur l'événement catastrophique du 8-9 septembre 2002, au cours duquel des cumuls de précipitations de plus de 500 mm furent relevés sur le Gard et l'Ardèche, ont fait état, en employant différentes méthodes, de l'importance de la distribution spatiale des propriétés de sol [Anquetin et al., 2010] ou des antécédents d'humidité [Le Lay and Saulnier, 2007], à l'échelle de bassins versants de une à plusieurs centaines de km^2. En d'autres termes, l'organisation spatiale de la capacité de stockage des bassins versants apparaît à cette échelle comme influençant directement la génération des écoulements. [Anquetin et al., 2010] soulignent même une importance équivalente à celle de la variabilité spatiale des pluies.

L'influence combinée de la distribution spatiale des précipitations et des capacités du stockage du bassin versant reflète une réaction hydrologique rapide de quelques zones localisées du bassin versant par saturation du réservoir. Elle suggère ainsi peu de ruissellement direct "hortonien" [Gaume and Borga, 2013], mais plutôt la mise en place ou bien de ruissellement par excès de saturation du sol, ou bien de flux latéraux dans le sol, par activation de chemins préférentiels. La dynamique de saturation des sols apparaît ainsi de première importance pour les bassins versants d'une superficie allant jusqu'à quelques centaines de km^2 [Laganier et al., 2014].

1.3.3 De l'importance du substratum des bassins versants

Un dernier point important concerne l'hétérogénéité des réactions hydrologiques des bassins versants. Par plusieurs moyens, il a été observé des sensibilités différentes entre bassins versants en corrélation avec leur nature géologique.

Analysant l'événement du 15 juin 2010 sur le département du Var (figure 1.3), [Payrastre et al., 2012] ont étudié les ordres de grandeur des débits de pointe des bassins versants concernés par l'épisode pluvieux. Les distinctions entre bassins versants ne sont pas directement corrélées avec les cumuls de précipitations respectifs, mais semblent liées à la nature géologique (figure 1.3). La Narturby, située sur une formation karstique, est fortement affectée par les précipitations et montre pourtant une réponse hydrologique relativement atténuée. A l'inverse, le bassin versant de l'Aille et de ses affluents, reposant sur le massif des Maures (roche métamorphique), moins exposé aux précipitations, présente en comparaison des débits de pointe significatifs.

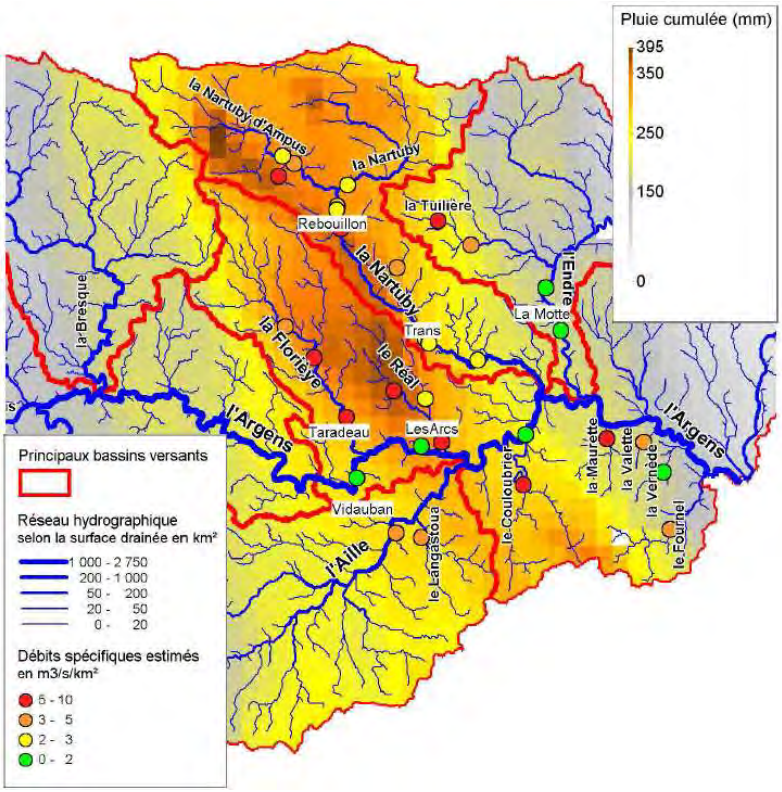

FIGURE 1.3 – Carte synthétique présentant la pluviométrie cumulée sur le Var pour l'événement du 15 juin 2010 à 00H00 TU au 16 juin à 12h00 TU (source : lame d'eau Panthere Météo-France), ainsi que les estimations de débits de pointe issues de l'enquête Hymex, et exprimées en débit spécifique ($m^3.s^{-1}.km^2$) [Payrastre et al., 2012]

Étudiant le comportement hydrologique des bassins versants des Cévennes et du Mont Vivarais, Vannier [2013] montre l'influence de la géologie en ce que la colonne de sol pédologique ne permet tous simplement pas de stocker l'eau infiltrée pendant les forts épisodes pluvieux. A partir d'analyse des séries hydrométriques, il distingue les fonctionnements hydrologiques des bassins versants granitiques, sédimentaires ou schisteux par leur capacité de stockage et leur conductivité hydraulique à saturation estimées.

Enfin, étudiant la régionalisation d'un modèle hydrologique dédié à la simulation des crues éclair et pour lequel des paramètres physiques sont à adapter aux bassins versants, Garambois et al. [2012] détectent notamment l'influence de la géologie sur la définition de la capacité de stockage de chaque bassin versant. Les bassins versants sédimentaires semblent être caractérisés par un stockage moindre en profondeur par rapport aux bassins versants métamorphiques.

Les dynamiques d'écoulement pendant les crues éclair apparaissent tributaires du fonctionne-

ment hydrogéologique des bassins versants et ce, même si l'échelle temporelle des événements est courte. Cela renvoie à l'importance de la dynamique de la saturation du sol ou plus exactement de l'ensemble sol + substratum altéré, dans la génération des écoulements rapides.

1.4 Objectifs de la thèse

Des questions quant à la mise en place des écoulements restent en suspens. Si le rôle des propriétés des sols et des roches altérées est avéré, la contribution particulière de chaque entité reste mal définie. L'observation des écoulements dans les roches altérées étant un exercice particulièrement délicat, le rôle hydrologique de ce compartiment à l'échelle d'une crue éclair reste mal connu.

La présente étude a pour objectif d'utiliser la modélisation pluie-débit comme outil pour :

— caractériser plus finement la formation des écoulements lors de la saturation du sol,

— identifier le rôle du socle géologique dans la dynamique de saturation du sol,

— discerner les comportements hydrologiques distincts rencontrés sur les bassins versants de l'arc méditerranéen.

La méthodologie comprend un travail de représentation numérique des processus et de validation via la confrontation aux observations disponibles. L'étude vise à caractériser les crues éclair sur l'arc méditerranéen français et, pour ce faire, analyse d'une sélection de 26 bassins versants sur cette zone géographique.

L'étude suit le plan suivant :

— le chapitre 2 présente les bassins versants de l'étude. Il vise à la caractérisation de leur fonctionnement hydrologique par considération exclusive des données physiographiques, pédologiques, géologiques, hydrométriques et météorologiques. L'analyse des données - chroniques entières mais également données événementielles - tend à une première distinction des bassins versants selon le forçage climatique et leur réponse hydrologique associée.

— le chapitre 3 compare la pertinence de différentes modélisations existantes de la dynamique du sol et du substratum. Le modèle hydrologique MARINE [Roux et al., 2011], utilisé comme référence pour l'étude, est présenté. Puis, à la suite d'une série d'expériences évaluant différentes représentations numériques des processus d'écoulement dans les sols et substratums, des modifications sont apportées à MARINE en fonction des résultats obtenus. La nouvelle modélisation intègre en particulier une prise en compte explicite de deux compartiments dans le sol, facilitant l'interprétation des contributions superficielles et plus profondes à la réponse simulée.

— le chapitre 4 propose une stratégie de calibration du nouveau modèle. L'objectif est d'adapter la mesure des performances du modèle à la fois aux données de validation fortement incertaines mais également aux attentes de la prévision hydrologique compte tenu des hypothèses sous-jacentes à la nouvelle modélisation.

— le chapitre 5 présente de manière détaillée les résultats de modélisation sur 4 bassins versants de l'étude. Le comportement hydrologique de ces 4 bassins versants est caractérisé à partir des performances du modèle, des sensibilités et des ordres de grandeur des processus simulés.

— enfin le dernier chapitre résume les travaux et conclut sur les contributions apportées à la connaissance des processus hydrologiques présents au sein du sol et du substratum lors de crues éclair.

Chapitre 2

Données et premières caractérisations des bassins versants de l'arc méditerranéen

Ce chapitre présente les bassins versants de l'arc méditerranéen à la base de l'étude. Une première partie renseigne sur les données physiographiques, hydrométriques et climatiques. Une partie de ces données sera utilisée en entrée du modèle hydrologique MARINE, décrit au chapitre 3, qui est à la base de l'analyse menée dans cette thèse. La seconde partie tend à une première caractérisation du comportement hydrologique par considération exclusive des données.

Sommaire

2.1 Bassins versants de l'étude **10**
2.1.1 Caractéristiques physiographiques 10
2.1.2 Données climatiques et hydrométriques 15
2.2 Premières caractérisations hydrologiques des bassins versants à partir des données **23**
2.2.1 Régime climatique de la zone d'étude 23
2.2.2 Estimation de la capacité de stockage des bassins versants 27
2.2.3 Caractérisation des bassins versants à partir des récessions de crues 30
2.3 Résumé **35**

2.1 Bassins versants de l'étude

Le choix de bassins versants sur l'arc méditerranéen est contraint par la disponibilité des données et l'anthropisation du réseau hydrométrique. Notamment, comme on s'intéresse au contrôle physiographique "naturel" des écoulements, la sélection est limitée aux bassins versants pas ou peu anthropisés. La partie est de l'arc méditerranéen n'est quant à elle pas considérée car l'absence de base de données pédologique pour cette zone ne permettait pas une caractérisation unifiée. Enfin, on s'intéresse à des bassins versants d'une superficie de l'ordre de grandeur de 100 km^2, car les conséquences des crues soudaines sur ces bassins versants sont particulièrement dévastatrices [Ruin et al., 2008].

Il en résulte une sélection de 14 bassins versants avec 12 sous bassins versants intégrés parcourant le flanc ouest de l'arc méditerranéen, des monts du Vivarais au massif pyrénéen (figure 2.1). Cinq zones géographiques sont représentées : le Vivarais avec les bassins de l'Ardèche (♯1) et de la Beaume (♯2) ; les Cévennes avec les bassins du Gardon (♯3), de l'Hérault (♯4) et de la Lergue (♯5) ; les Montagnes Noires avec les bassins du Jaur (♯6), de la Cesse (♯7) et de l'Orbiel (♯8) ; les Corbières avec les bassins de l'Orbieu (♯9), de la Salz (♯10), du Verdouble (♯11) et de l'Agly (♯12) ; et enfin les Pyrénées Orientales avec les bassins de la Têt (♯13) et du Tech (♯14).

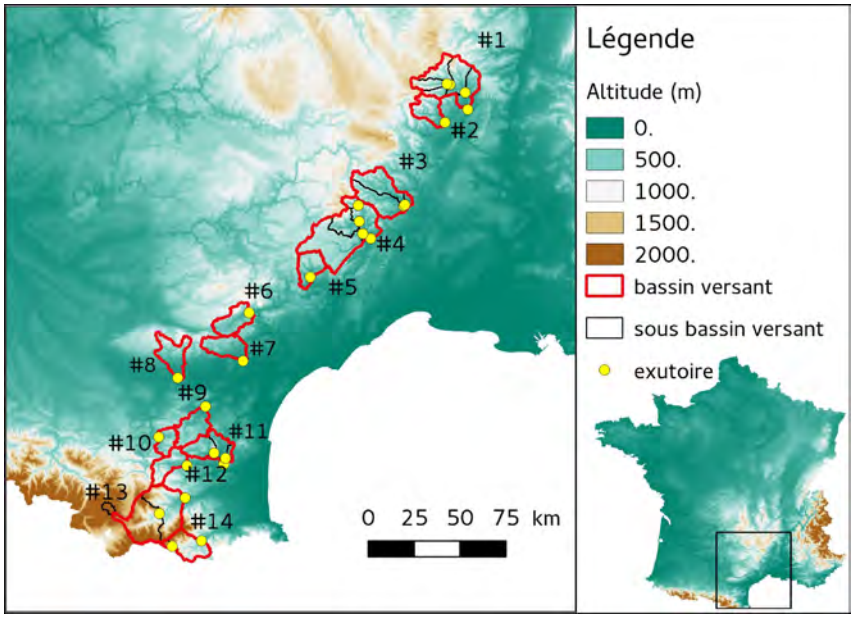

FIGURE 2.1 – Situation géographique des bassins versants de l'étude avec visualisation de la topographie à une résolution de 250 m (Source : IGN, [MNT BDALTI, 2016])

2.1.1 Caractéristiques physiographiques

Pour chaque bassin versant on dispose de données spatialisées caractérisant la topographie, la géologie, la pédologie et l'occupation du sol.

Topographie

Les données topographies proviennent du modèle numérique de terrain (MNT) fourni par l'IGN (Institut National de l'Information Géographique) à résolution de 25 m. Les caractéristiques topographiques permettent de distinguer les têtes de bassins versants situées dans les hauteurs des différents massifs (♯1, ♯2, ♯13, ♯14, ainsi que l'Hérault à Valleraugue) car marquées par de plus fortes pentes (voir tableau 2.1). Pour la modélisation avec MARINE, les données topographiques sont utilisées pour définir le réseau hydrographique et le sens des écoulements.

Occupation du sol

Les données d'occupation du sol proviennent de la base de données de Corinne Land Cover datant de l'année 2000 [CORINE Land Cover, 2000]. Elle cartographie la France en différenciant 44 catégories d'occupation de sol pour distinguer divers types d'occupation urbaine, de culture, ou encore de forêt. La figure 2.2 présente une version simplifiée de la base de donnée sur la zone d'étude. On utilise invariablement la même carte de caractérisation de l'occupation du sol malgré les possibles variations d'occupation au cours du temps. La comparaison des cartes réalisées entre 2000 et 2012, montre surtout un modification de l'occupation du sol au niveau des villes par l'artificialisation des terres. Les bassins versants de l'étude, faiblement anthropisés sont donc moins concernés. La figure 2.2 montre des bassins versants principalement plantés de forêts, de taillis plus humides et de prairies naturelles. Quelques bassins versants présentent également des signes d'exploitations avec des zones cultivées et de pâturages (♯7, ♯8, ♯11).

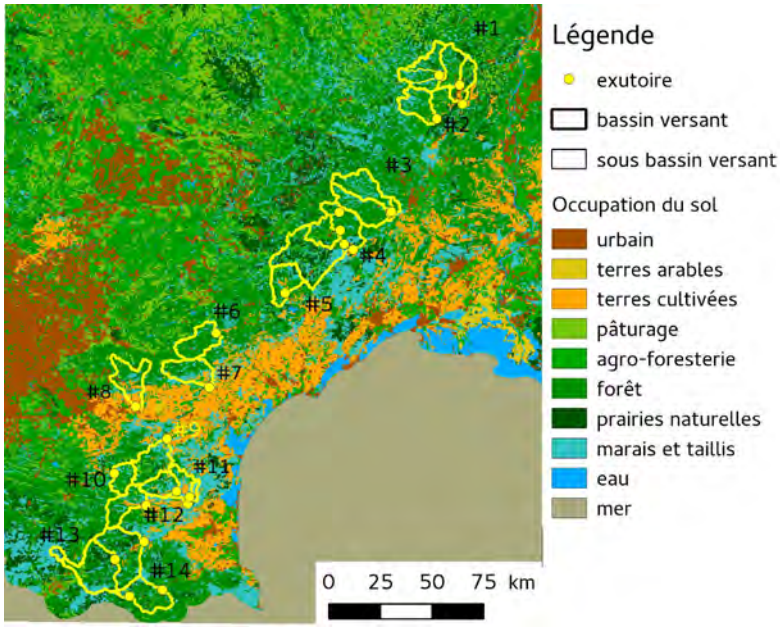

FIGURE 2.2 – Occupation des sols des bassins versants de l'étude d'après la base de données Corine Land Cover 2000 (Source : [CORINE Land Cover, 2000])

Dans MARINE, les données d'occupation de sol sont utilisées pour définir la rugosité des versants. Les précédentes études [Bessière, 2008; Castaings et al., 2009] de modélisation montrent une sensibilité faible à la définition de ce contrôle hydraulique. L'information fournie a priori par les cartes d'occupation de sol a une faible répercussion sur la modélisation.

Géologie

Les données géologiques sont issues de la base de données Bd Million-Géol du BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières). Cette base de données découpe la France en unités géologiques d'une superficie moyenne de 26 km^2 pour lesquelles la lithologie est décrite (âge, roche mère, structure, déformation, composition ...). La figure 2.3 donne une visualisation simplifiée de la base de donnée. Les unités géologiques sont regroupées selon 4 grandes classes géologiques :

— les granites, basaltes ou autres roches volcaniques. Ces roches sont majoritairement présentes sur les bassins situés en altitude c'est-à-dire dans le Vivarais, le haut des Cévennes, et les hautes Pyrénées. Quelques études de terrain en Ardèche [Braud et al., 2016] ont montré un état avancé d'altération des roches. Ces roches peuvent être ainsi hautement perméables.

— les calcaires. Roches carbonatées d'origine sédimentaire, on les traite de manière particulière puisqu'elles peuvent être indicatives de la présence de karst, par érosion hydro-chimique. On répertorie notamment des réseaux karstiques sur le bassin de la Vis (♯4) ainsi que dans les Corbières (♯9, ♯10, ♯11, ♯12), pouvant influencer le régime hydrologique de ces bassins versants [Aunay and Le Strat, 2002].

— les autres roches sédimentaires. Principalement du marne et du grès, ces roches se caractérisent par une faible niveau de fracturation et une perméabilité résultante plus faible. Elles caractérisent principalement les bassins versants des Montagnes Noires (♯9, ♯10, ♯11, ♯12), les bassins de l'Orbieu et de la Lergue, ou encore les parties avals du Gardon (♯3), de l'Ardèche (♯2) ou de la Têt (♯13).

— les alluvions. Roches sédimentaires constituées d'agglomérats de sédiments transportés par l'eau, elles se localisent au niveau des lits de rivières drainant une surface importante. Seul le bassin versant de la Têt parmi tous les bassins versants sélectionnés possède une petite partie alluvionnaire.

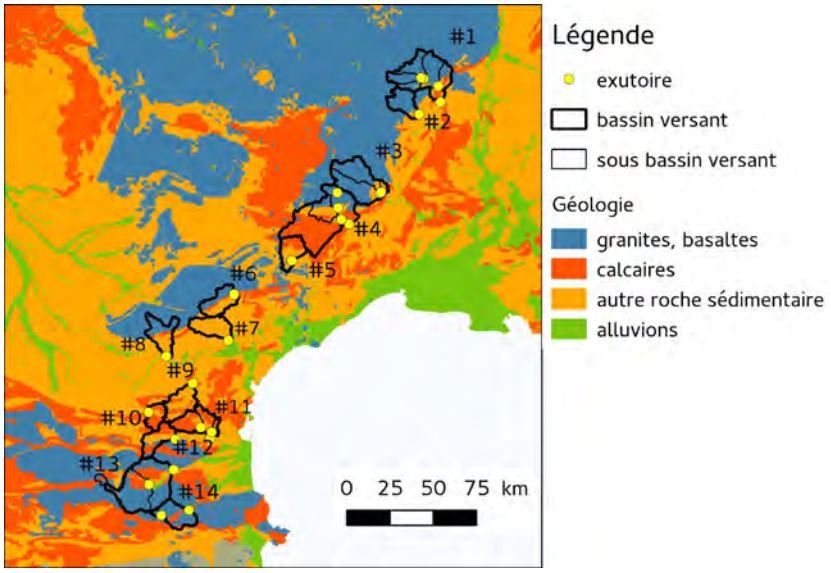

FIGURE 2.3 – Socle géologique des bassins versants de l'étude (Source : Bd Million-Géol - BRGM)

Les informations géologiques ne sont pas considérées dans la modélisation proposée par MARINE.

Pédologie

Afin de caractériser les sols des bassins versants, on utilise les bases de données BDSol-Ardèche et BDSol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]. Ces bases de données ont été constituées à des fins agronomiques par l'INRA (Institut National de Recherche Agronomique). Les deux régions françaises Languedoc-Roussillon et Ardèche sont découpées à la fois en unité cartographique de sol (UCS) et en unité typologique de sol (UTS). Les UCS délimitent des portions de territoires possédant une homogénéité en termes de lithologie, d'orientation (topographie) et de végétation. Les UTS délimitent des portions où la couverture pédologique présente une pédogenèse identique. Celle-ci est déterminée à partir de campagnes de sondages à la tarière et de description de profils sur les deux régions. Des profils résulte l'identification de strates pédologiques pour lesquelles la texture et la profondeur sont données. Plusieurs UTS peuvent être présentes sur une UCS. Pour l'étude, on caractérise chaque UCS suivant les propriétés de l'UTS majoritaire. Il en résulte une information spatialisée des profondeurs (figure 2.4) et des propriétés texturales (figure 2.5) des bassins versants. Pour chaque UCS, la profondeur a été évaluée comme égale à l'épaisseur des strates de l'UTS majoritaire. On ne s'intéresse pas à la division de la colonne de sol en différents horizons pédologiques. On suppose en effet les propriétés distinctes de chaque horizon d'ordre secondaire pour la définition des processus hydrologiques, s'appuyant notamment sur les faibles épaisseurs de sol (d'environ 30 cm, tableau 2.1). La classe texturale est établie suivant la distribution granulométrique de la première strate de l'UTC majoritaire, en utilisant la formule de conversion de [Rawls and Brakensiek, 1985] (voir chapitre 3).

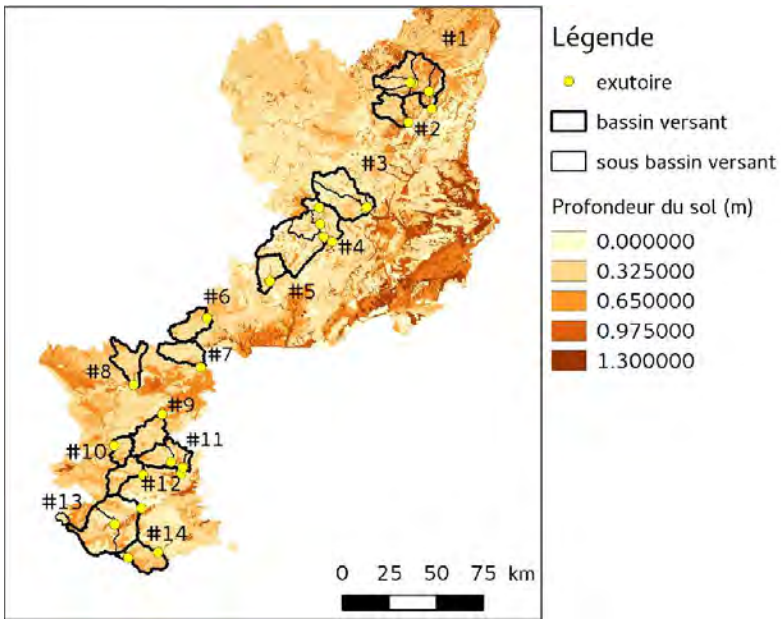

FIGURE 2.4 – Profondeurs des colonnes de sols des bassins versants de l'étude issue des banque de données BDSol-Ardèche et BDSol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]. Pour chaque UCS, la profondeur a été évaluée comme égale à l'épaisseur total de l'UTS majoritaire (somme de l'épaisseur des strates)

La figure 2.5 montre des sols de texture variant principalement entre limono-sableuse, limoneuse et limono-silteuse. La carte des profondeurs de sol permet une première distinction des bassins versants entre ceux situés dans les Cévennes (♯3, ♯4, ♯5) aux profondeurs de sol plus faibles de l'ordre de 25 cm tandis que les autres bassins de l'étude atteignent en moyenne une épaisseur de 35 cm.

A noter que même si les bases de données ont été réalisées dans un objectif commun, il existe quelques disparités explicitant un post-traitement des données de terrain différents. Parmi les divergences, on remarque la division des profils en 5 strates sur la BDSol-Ardèche contre 3 strates sur la

BDSol-LR. On note également des UCS aux superficies plus petites dans la base de données BDSol-Ardèche. Enfin la jonction entre les régions administratives est marquée par quelques distinctions des propriétés de sol, vraisemblablement plus liées à une différence dans la méthodologie que dans les propriétés de sol elles-même.

Concernant la modélisation de MARINE, les données pédologiques sont utilisées pour caractériser la capacité de stockage du bassin versant et les propriétés hydrodynamiques nécessaires à la définition des processus d'infiltration et des écoulements de subsurface.

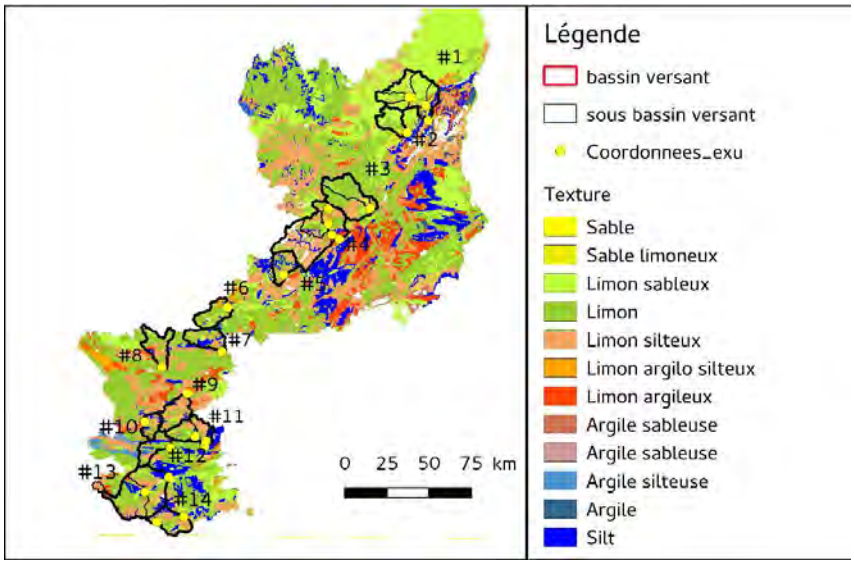

FIGURE 2.5 – Carte texturale des sols établie à partir des données des BDSol-Ardèche et BDSol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]. La classe texturale est établie à partir de la composition granulométrique de la première strate de l'UTC majoritaire, utilisant la formule de [Rawls and Brakensiek, 1985]

Résumé

Le tableau 2.1 récapitule les principales caractéristiques géologiques, pédologiques et topographiques des bassins versants de l'étude.

2.1.2 Données climatiques et hydrométriques

Les précipitations

Comme pour toute analyse hydrologique, la mesure des précipitations est importante en ce qu'elle est un des principaux forçages du système "bassin versant". Dans le cas des crues éclair, elle est même primordiale, puisque ce sont généralement les caractères local et extrême qui font d'une cellule convective un générateur de crue rapide. D'où la nécessité d'un réseau de mesures spatialement et temporellement dense pour pouvoir enregistrer les pluies soudaines et concentrées.

Nous disposons de deux jeux de données de précipitations :

— un réseau de 107 stations pluviométriques issu des services de prévision des crues Grand Delta et Méditerranée Ouest (figure 2.6). Ce réseau donne une mesure continue des précipitations à pas de temps horaire. La densité du réseau permet une bonne représentativité de la spatialisation des pluies puisqu'en moyenne un pluviomètre définit les précipitations sur une surface de $58 km^2$. On note toutefois, que la densité est disparate (cf. tableau 2.1), et notamment les bassins de l'Orbiel (♯8), de la Lergue (♯5) et l'Hérault à Laroque (♯4) sont moins bien instrumentés. La figure 2.7 montre la disponibilité temporelle par bassin versant. On note là encore des disparités : pour les bassins de la Têt et de l'Agly seules 3 années entières sont disponibles, contre plus de 10 années pour le bassin versant du Gardon à Mialet-Roucan.

— 2 radars situés à Nîmes et Opoul (figure 2.6) fournissant les précipitations à une résolution de 1 km x 1 km à un pas de temps de 5 minutes. Ces mesures sont issues du réseau radar ARAMIS de Météo France [Tabary, 2007], et recalibrées par les prévisionnistes des SPC à partir du logiciel CALAMAR (RHEA). Elles permettent une résolution spatiale et temporelle plus fine que le réseau pluviométrique. Cependant certaines valeurs mesurées éveillent des doutes sur leur consistance (cumul sur un pixel excessivement élevé, lacune temporelle). Le choix des données issues du réseau n'est donc pas systématique. Il convient d'effectuer une vérification de chaque événement au préalable. Les observations sur les bassins versants de la Têt (♯13), du Tech (♯14) et du Verdouble (♯11), couverts par le radar d'Opoul, semblent par exemple particulièrement sujettes à caution.

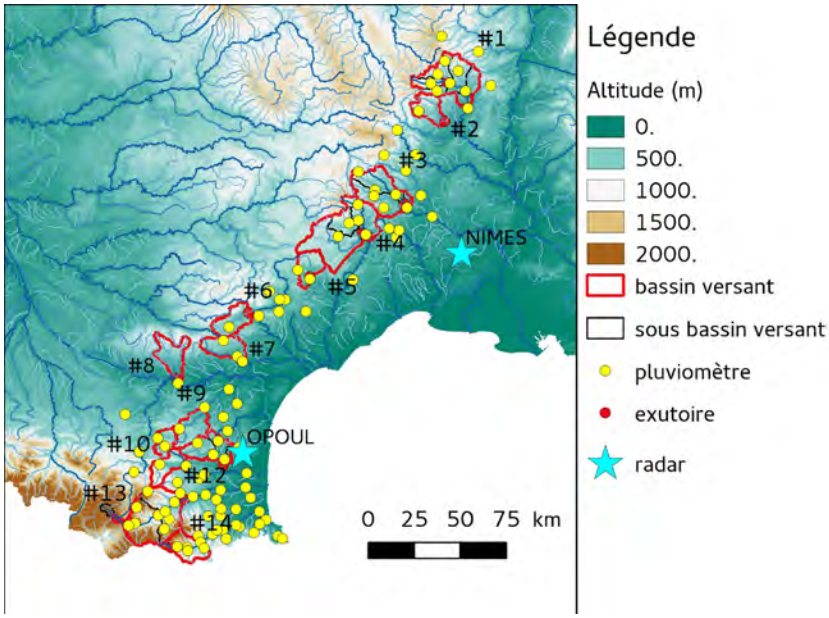

FIGURE 2.6 – Réseau pluviométrique et positionnement des radars météorologiques.

L'observation des précipitations est fournie sans information sur l'incertitude des mesures. Les deux systèmes de mesures sont pourtant entachés d'erreurs dont les origines diffèrent d'un système à l'autre.

Pour un pluviomètre, l'incertitude provient en premier lieu de la précision de l'instrument. Cette incertitude inhérente au choix d'instrumentation, et possiblement variable avec l'intensité des précipitations [Calder and Kidd, 1978; Pryet and Chaumont, 2012] peut être quantifiée indépendamment du type d'événement considéré. Ici, le réseau pluviométrique des SPC est constitué de pluviomètres à auget basculeur dont la précision est établie à 0.5 mm. Cependant, la source d'incertitude majeure réside dans la spatialisation de la mesure ponctuelle, supposant une représentativité de la lame d'eau mesurée sur toute l'aire d'interpolation [Villarini et al., 2008]. La quantification de cette seconde source est plus difficile car elle dépend du type de pluie. En effet, les pluies stratiformes dont la variabilité spatiale est faible seront plus facilement représentées à partir de mesures ponctuelles, contrairement à des pluies d'origine orographique. La représentativité d'un réseau pluviométrique dépend ainsi de la taille caractéristique des cellules de précipitation d'intérêt. Dans le cas des crues éclair, on s'intéresse plus particulièrement aux formations convectives à l'échelle de quelques dizaines de km^2. Le réseau pluviométrique à notre disposition peut ainsi faire défaut pour les bassins faiblement couverts.

Les mesures de précipitation par radar sont des mesures indirectes des lames d'eau précipitées. Elles consistent en la transformation du niveau de réflectivité d'un point de l'espace, en un taux de précipitation (loi Z-R). La transformation suppose l'ajustement de paramètres de façon variable selon les conditions météorologiques. Le changement d'état de l'eau, par exemple, marqué par l'isocline de 0°C que l'on rencontre sur les bassins versants situés en altitude (Têt, Tech par exemple), complique la relation réflectivité - lame d'eau. Cet ajustement introduit la majeure source d'incertitude des mesures radar. Parce qu'elles sont variables dans le temps, la quantification des incertitudes nécessite un travail d'analyse de chaque événement, basé par exemple sur la comparaison à des valeurs de références par approche géostatistique [Delrieu et al., 2014a].

Malgré l'impact des précipitations dans la génération des crues éclair, à défaut de mesures précises des incertitudes, les observations de précipitation seront prises en compte telles quelles dans la modélisation. Une pré-analyse des données des événements permettra d'écarter ceux aux observations douteuses. Les mesures radar sont privilégiées car elles fournissent en théorie une meilleure spatialisation ainsi qu'une échelle temporelle plus fine.

Les antécédents d'humidité du sol

Le modèle hydrologique MARINE étant événementiel, il nécessite une initialisation afin de prendre en compte l'état antérieur du bassin versant lié à l'historique du cycle hydrologique. L'état initial d'humidité d'un bassin versant impacte en effet fortement la réponse hydrologique et explique en partie les différences de coefficient de ruissellement pour un cumul de précipitation donné [Garambois et al., 2011].

Contrairement à la pluviométrie pour laquelle il existe un réseau public qui permet une observation des précipitations sur tout le territoire français, les mesures d'humidité du sol sont rares et plutôt liées à des projets expérimentaux. Souhaitant un unique indicateur de l'humidité du sol disponible pour tous les bassins versants au niveau national, on opte pour une initialisation à partir des sorties de la chaîne SIM de Météo-France [Habets et al., 2008]. SIM - intitulée ainsi suivant l'acronyme des modèles qui la composent SAFRAN (système d'analyse de variables atmosphériques), ISBA

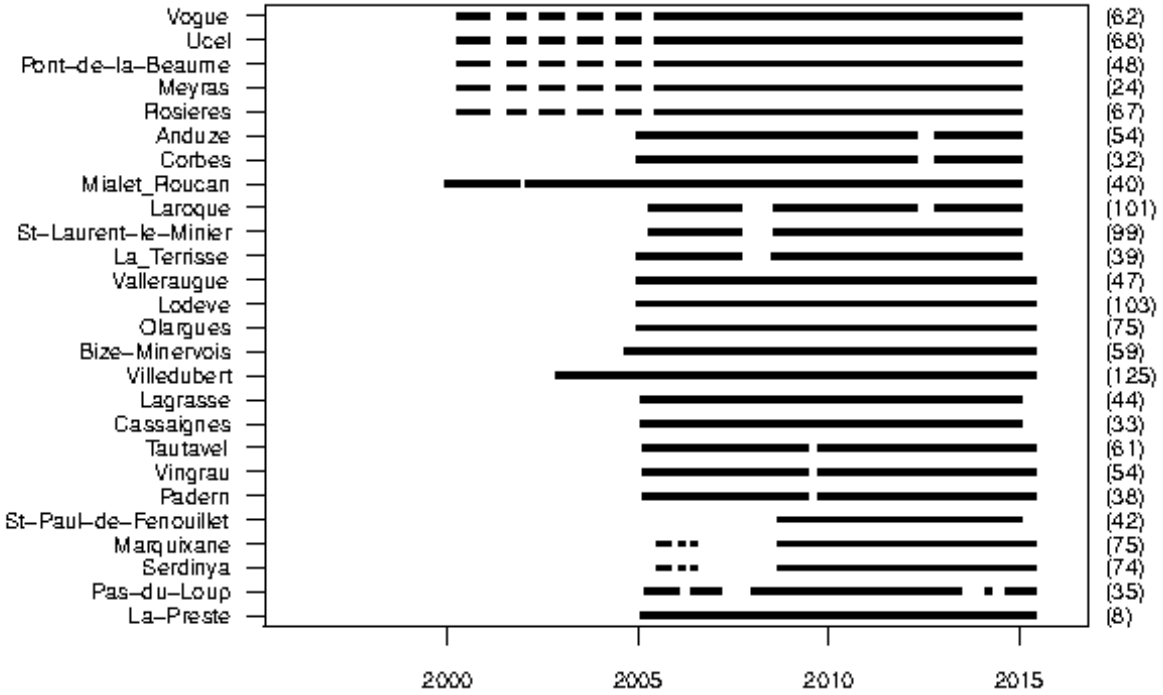

FIGURE 2.7 – Bilan des disponibilités des données pluviométriques par bassin versant. Les valeurs indiquées à droite correspondent à la surface moyenne sur laquelle est interpolée la mesure d'un pluviomètre (surface en km^2 par pluviomètre)

(modèle d'interaction sol-biosphère-atmosphère) et MODCOU (modèle hydrogéologique) - simule en continu les échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère sur le territoire français. La chaîne SIM fournit notamment l'évolution de l'humidité dans le sol conceptualisé en 3 couches représentant respectivement les premiers centimètres sous la surface du sol, la zone racinaire et la zone profonde.

L'humidité de la seconde couche du modèle SIM $hu2$ est considérée pour l'initialisation du modèle MARINE. Elle est disponible sur toute la France à une résolution spatiale de $8\,km\,x\,8\,km$ à pas temps journalier du 1 janvier 1995 jusqu'à aujourd'hui. Le choix est justifié par l'étude de Marchandise and Viel [2009] qui montre les capacités de cet indice à expliquer les variabilités saisonnières des réponses rapides de plusieurs bassins versants de quelques centaines de km^2.

La figure 2.8 montre un exemple des sorties d'humidité $hu2$ du modèle SIM : sont représentées les moyennes mensuelles de l'indice $hu2$ sur la zone d'étude pour les mois de septembre et décembre 2012. On remarque une variabilité saisonnière importante entre septembre et décembre, période d'occurrence des crues éclair. On note également, selon l'indice $hu2$, des bassins versants présentant une humidité relativement plus élevée (les bassins de la Vis (♯4), la Lergue (♯5), le Verdouble (♯11)), et d'autres relativement plus secs (une partie de la Têt (♯13) notamment).

A noter que les sorties SIM $hu2$ sont des bons indicateurs des variations du niveau d'eau dans le sol en ce que leurs valeurs sont corrélées avec l'évolution du débit de base. Cependant elles ne sont pas forcément représentatives de la valeur réelle de l'humidité du sol.

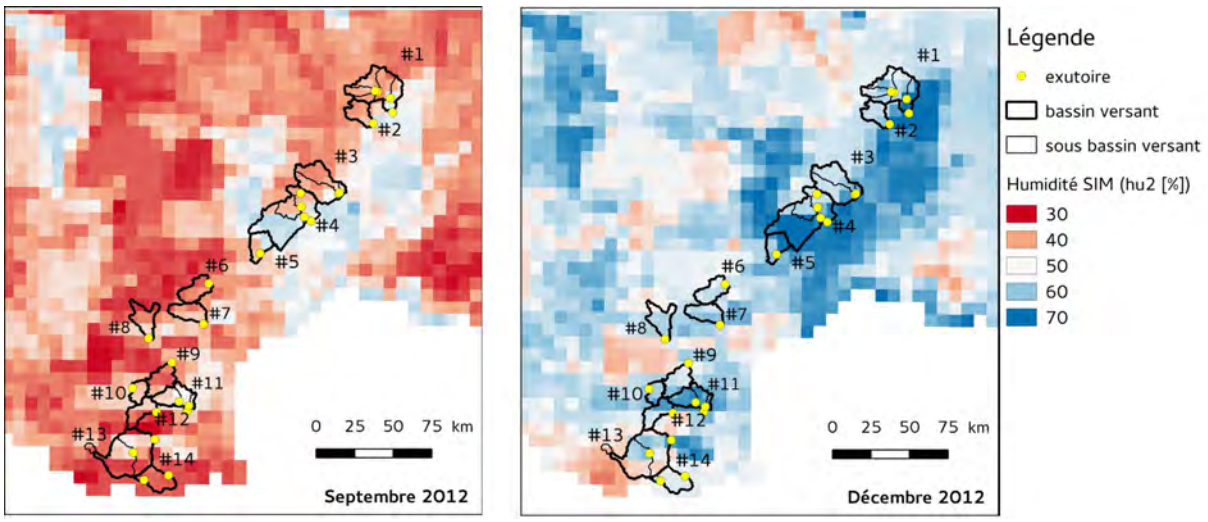

FIGURE 2.8 – Exemple de sortie d'humidité $hu2$ du modèle SIM : moyenne mensuelle des mois de septembre 2012 et décembre 2012

Données hydrométriques

Les données hydrométriques sont issues de la banque de données HYDRO [Ministère de l'Ecologie, 2015] qui met à disposition les séries hydrométriques des stations du réseau opérationnel à pas de temps horaire après validation. La figure 2.9 donne un aperçu des observations disponibles pour chaque exutoire. Là encore, la quantité de données est variable : le nombre d'années complètes varie entre 5, pour les stations du Verdouble (♯11) à Vingrau et Padern, et 15 pour les stations de l'Ardèche (♯1).

Les données utilisées sont des mesures opérationnelles pour lesquelles la plupart des valeurs à fort débit nécessitent l'extrapolation de la courbe de tarage de la station. En effet, le nombre de jaugeages réalisés pour établir la relation hauteur débit est généralement limité à 10 jaugeages pour la plupart des bassins versants étudiés, et les débits jaugés sont dans la majorité des cas inférieurs à 60% du plus fort débit estimé (83% pour le Verdouble et l'Orbieu 83%) [Garambois, 2012].

En conséquence, les mesures de débits ont une incertitude non négligeable. [Le Coz et al., 2014] estiment sur des stations hydrométriques opérationnelles - entre autres de l'Ardèche - une incertitude [1] de la mesure du débit des points de jaugeages de 10 à 40 % de la valeur du débit selon la précision du matériel utilisé lors de l'établissement de la courbe de tarage. [McMillan et al., 2010] estiment l'incertitude d'une courbe de tarage établie avec peu de points de mesures (7) à 23% du débit médian. Enfin Coxon et al. [2015] et Petersen-Øverleir et al. [2009] quantifient les incertitudes des mesures de débit sur les réseaux de stations hydrométriques respectivement du Royaume Uni et de Norvège. Coxon et al. [2015] montrent que les débits moyens (compris entre les centiles 25 et 75 de la fonction de distribution de débit) des 916 stations britanniques sont évalués avec une incertitude comprise entre 10% et 40% pour 70% d'entre elles. Les hauts débits sont moins bien estimés avec une incertitude comprise entre 20% et 80% pour 70% des stations. L'évaluation de l'incertitude des stations norvégiennes donne des résultats similaires pour les débits moyens, et sensiblement meilleurs pour la mesure des débits élevés avec 50% des débits forts mesurés avec une incertitude comprise entre 10% et 40%. Concernant les débits de crues extrêmes [Lumbroso and Gaume, 2012; Payrastre, 2014],

1. Les valeurs d'incertitude correspondent à l'intervalle de confiance 95 %. Une variable X suivant une loi normale $N(\bar{X}, \sigma_X)$ par exemple a une incertitude de $4\sigma_X$

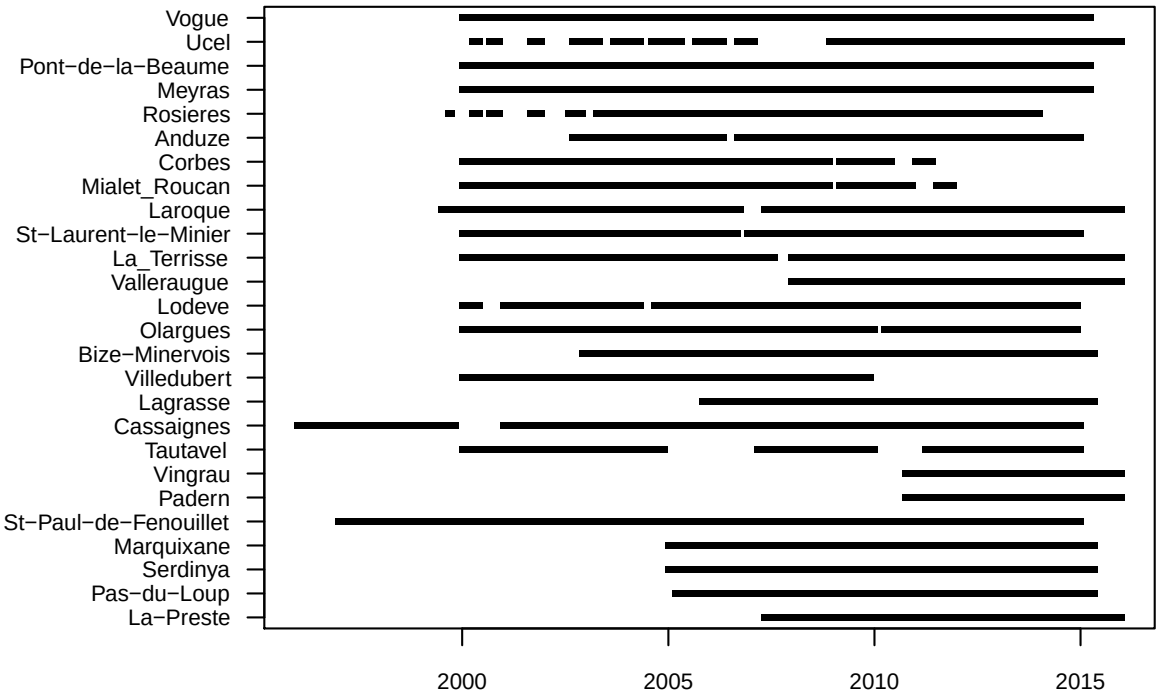

FIGURE 2.9 – Bilan des disponibilités des données hydrométriques

les estimations a fortiori à partir de retour d'expérience permettent d'établir les débits de pointe avec une incertitude de l'ordre de 35% à 50%.

Dans l'exercice de la modélisation hydrologique, les mesures de débit servent comme référence pour l'évaluation du modèle. Au vue de l'importance des incertitudes, on bornera les mesures hydrologiques selon les ordres de grandeurs citées ci-dessus. On supposera que le débit mesuré q_i est borné par l'intervalle $[q_i - 2\sigma_{q_i}, q_i + 2\sigma_{q_i}]$ avec σ_{q_i} valant :

$$\sigma_{q_i} = 0.05 \cdot q_i (1 + \frac{q_i}{\mathrm{Q_{I10}}}) \tag{2.1}$$

où $\mathrm{Q_{I10}}$ correspond au débit instantanée de période de retour de 10 ans. L'intervalle de confiance à 95% est ainsi fixé suivant une incertitude minimum de 20% et augmente ensuite de façon linéaire avec la mesure de débit q_i. $\mathrm{Q_{I10}}$ est choisi pour fixer la variation linéaire en tant qu'indicateur de la limite de fiabilité de la courbe de tarage, à partir duquel les débits sont extrapolés et vraisemblablement plus incertains.

TABLEAU 2.2 – Caractéristiques hydrométriques des bassins versants et résumé des événements sélectionnés . Q_{J2}, Q_{I10} $[m^3/km^2.s^{-1}]$: débits spécifiques respectivement journalier de période de retour 2 ans et instantané de période de retour de 10 ans fournis par la banque Hydro. *Nevts(Ppluvios)* : nombre d'événements sélectionnés dont Ppluvios d'entre eux définis par des pluies provenant du réseau pluviométrique. q^{min}_{pointe}, q^{max}_{pointe} $[m^3/km^2.s^{-1}]$: débits de pointe spécifiques minimal et maximal des événements. [2]

ID	Stations	Q_{J2}	Q_{I10}	Nevts(Ppluvios)	q^{min}_{pointe}	q^{max}_{pointe}
$\sharp 1a$	Vogue	0.62	2.25	12	0.53	2.69
$\sharp 1b$	Ucel			12	0.51	2.94
$\sharp 1c$	Pt de la Beaume	0.75	2.53	12	0.54	2.72
$\sharp 1d$	Meyras	0.72	2.92	11	0.36	5.40
$\sharp 2$	Rosières	0.66	2.46	11	0.81	5.06
$\sharp 3a$	Anduze	0.48	1.82	15	0.66	6.47
$\sharp 3b$	Corbès	0.57	2.28	15	0.60	3.06
$\sharp 3c$	Générargues	0.62	2.54	15	0.91	3.42
$\sharp 4a$	Laroque	0.39	1.21	8	0.37	1.48
$\sharp 4b$	St Laurent le Minier	0.42	1.10	11	0.20	1.17
$\sharp 4c$	La Terrisse	0.61	2.0	11	0.49	2.83
$\sharp 4d$	Valleraugue			8	0.83	4.9
$\sharp 5$	Lodève	0.31	1.10	6	0.23	0.13
$\sharp 6$	Olargues	0.42	1.28	5	0.98	1.2
$\sharp 7$	Bize-Minervois	0.18	0.89	6 (1)	0.47	2.39
$\sharp 8$	Villedubert	0.15	0.54	3	0.45	1.08
$\sharp 9$	Lagrasse			8 (2)	4.9	29.0
$\sharp 10$	Cassaigne	0.20	1.31	9 (3)	0.59	2.47
$\sharp 11a$	Tautavel	0.23	1.38	8 (4)	0.39	3.63
$\sharp 11b$	Vingrau			4 (3)	0.33	2.15
$\sharp 11c$	Padern			4 (3)	0.42	2.05
$\sharp 12$	St Paul de Fenouillet	0.19	0.83	10	5.2	11.2
$\sharp 13a$	Marquixane	0.07	0.34	10 (4)	1.0	5.8
$\sharp 13b$	Serdinya	0.06	0.24	10 (4)	0.6	4.3
$\sharp$14a	Pas du Loup			6 (2)	0.31	1.01
$\sharp 14b$	La Preste	0.20	0.61	4	0.5	1.16

2. A noter qu'on observe une récente augmentation en fréquence des crues sur les bassins des Pyrénées Orientales, d'où peut résulter une sous estimation de Q_{J2} et Q_{I10}.

Sélection des événements de crues éclair

S'intéressant aux événement extrêmes on sélectionne à partir des séries hydrométriques les crues dépassant le débit journalier de période de retour 2 ans, indice fourni par les services de prévisions des crues (SPC).

Ainsi seul est considéré un critère sur la réponse hydrométrique. Il en résulte une sélection d'événements aux précipitations d'origines variées (pluie d'origine orographique, cellules convectives stagnantes ; et/ou ayant eu lieu à différentes saisons (principalement l'automne et le début du printemps)). Cette sélection peut compliquer l'étude en ce que les processus d'écoulement peuvent varier d'une saison à une autre. Néanmoins elle permet de tester la capacité du modèle à traiter différents régimes. Par cette sélection, on cherche ainsi plus à analyser le comportement global des bassins versants lors d'événements intenses.

Le tableau 2.2 résume le nombre d'événements sélectionnés selon la disponibilité des données hydrométriques et de précipitations. Sont précisés également la provenance des pluies (mesures du réseau de pluviomètres ou radar) et les débits spécifiques de pointe des événements sélectionnés.

TABLEAU 2.1 – Principales caractéristiques des bassins versants de l'étude : *ID* : désignation employée à la figure 2.1 ; *Géol. maj* : géologie dominante du bassin versant ; *Pédo. maj* : texture de sol dominante du bassin versant (les codes des textures sont renseignés au chapitre 3 ; *Hsol* : profondeur de sol moyenne ; *Pente* : pente moyenne du bassin versant à partir du mnt agrégé à la résolution de 500 m.

ID	Rivière	Exutoire	Aire $[km^2]$	Géol. maj.	Pédo. maj.	Hsol $[m]$	Pente $[-]$
♯1	L'Ardèche	Vogue	622	granite	Ls	0.47	0.17
		Ucel	477	granite	Ls	0.45	0.20
		Pt de la Beaume	292	granite	Ls	0.39	0.22
		Meyras	99	granite	Ls	0.32	0.24
♯2	La Beaume	Rosières	195	granite	Ls	0.41	0.20
♯3	Le Gardon	Anduze	543	granite	L	0.25	0.16
		Corbès	220	granite	L	0.27	0.16
		Générargues	240	granite	L	0.22	0.17
♯4	L'Hérault	Laroque	912	calcaire	Lsi	0.26	0.14
	La Vis	St Laurent le Minier	499	calcaire	Lsi	0.26	0.10
	L'Arre	La Terrisse	155	sédimentaire	L	0.25	0.19
	L'Hérault	Valleraugue	46	granite	L	0.25	0.27
♯5	La Lergue	Lodève	224	sédimentaire	L / Lsi	0.23	0.13
♯6	Le Jaur	Olargues	226	séd. / gr.	L	0.33	0.15
♯7	La Cesse	Bize-Minervois	240	séd.	L	0.28	0.10
♯8	L'Orbiel	Villedubert	252	gr. / séd.	L	0.37	0.10
♯9	L' Orbieu	Lagrasse	263	sédimentaire	Lsi	0.33	0.11
♯10	La Salz	Cassaigne	144	calc. / séd.	Lsi	0.37	0.13
♯11	Le Verdouble	Tautavel	299	calc. / séd.	L / Lsi	0.34	0.12
		Vingrau	269	calc./ séd.	L / Lsi	0.34	0.12
		Padern	164	calc. / séd.	L	0.34	0.13
♯12	L'Agly	St Paul de Fenouillet	216	sédimentaire	L	0.34	0.10
♯13	La Têt	Marquixanes	776	granite	L	0.36	0.26
		Serdinya	424	granite	L	0.36	0.27
♯14	Le Tech	Pas du Loup	239	granite	L / Lsi	0.38	0.23
		La Preste	19	granite	L / Lsi	0.34	0.25

2.2 Premières caractérisations hydrologiques des bassins versants à partir des données

2.2.1 Régime climatique de la zone d'étude

Régime annuel

Les bassins versants sont situés sur les contreforts de l'arc méditerranéen, à cheval entre deux zones climatiques selon la classification des climats de Peel et al. [2007]. Au nord ouest de la ligne formée par les bassins versants de l'étude, on trouve une zone dominée par un climat océanique aux hivers doux et pluvieux et aux étés frais, tandis que la région située au sud-est est marquée par un climat méditerranéen plus chaud en été et globalement plus sec tout au long de l'année.

Les précipitations annuelles reçues sont essentiellement liées aux caractéristiques géographiques. En illustrations, sont présentés sur la figure 2.10, les cumuls annuels de précipitation de chaque bassin versant, calculés à partir des données pluviométriques. On remarque un contraste important du forçage annuel : les bassins versants situés sur les contreforts du Mont Vivarais et des Cévennes reçoivent des cumuls importants dépassant 1000 mm par an et pouvant atteindre 1800 mm par an pour les têtes de bassins telles que sur l'Ardèche à Meyras ($\sharp 1d$) ou encore sur l'Hérault à Valleraugue ($\sharp 4d$). En contraste, les bassins versants situés sur les contreforts de la Montagne Noire ou dans les Corbières reçoivent chaque année un cumul plus modéré allant de 500 mm/an à 850 mm/an. Les bassins versants des Pyrénées Orientales montrent un cumul moyen de l'ordre de 1000 mm/an qui s'explique malgré leur situation en haute altitude par la barrière naturelle que représente la chaîne des Pyrénées pour le passage de systèmes dépressionnaires.

Le calcul des modules annuels de chaque bassin versant ou sous bassin versant, montre la forte corrélation entre le forçage pluviométrique annuel et le comportement hydrologique global (figure 2.10). Ainsi en réponse à des forçages contrastés, les régimes hydrologiques le sont également, avec des modules spécifiques variant de $0.01 m^3.s^{-1}/km^2$ pour les bassins versants des Corbières et de la Montagne Noire à $0.03 - 0.05 m^3.s^{-1}/km^2$ pour les bassins versants des Cévennes et du Mont Vivarais.

Toujours à partir de la figure 2.10, on peut noter également la correspondance des régimes climatiques avec la nature géologique des bassins versants . Cette correspondance a priori fortuite s'explique par le fait que les deux caractéristiques étudiées sont elles-mêmes corrélées aux similitudes géographiques des bassins versants. Cette remarque est importante, dans le sens où la caractérisation hydrogéologique, qui fait partie des objectifs de cette thèse, sera tributaire de ce contraste des régimes climatiques et par conséquent des régimes hydrologiques entre bassins versants.

Caractérisation événementielle

A partir des séries pluviométriques et hydrométriques, on caractérise les événements intenses des différents bassins versants de l'étude en calculant deux indices : le débit spécifique horaire maximal atteint durant une journée de période de retour 3 ans, le cumul de précipitation journalier de période de retour 3 ans. Par ces deux indices, on tend à évaluer la magnitude des événements se produisant sur les bassins versants et leur conséquence en termes de crue. Ces indices sont représentés à la figure 2.12.

Les cumuls de précipitations calculés, liés aux événements intenses, correspondent à entre 7 et

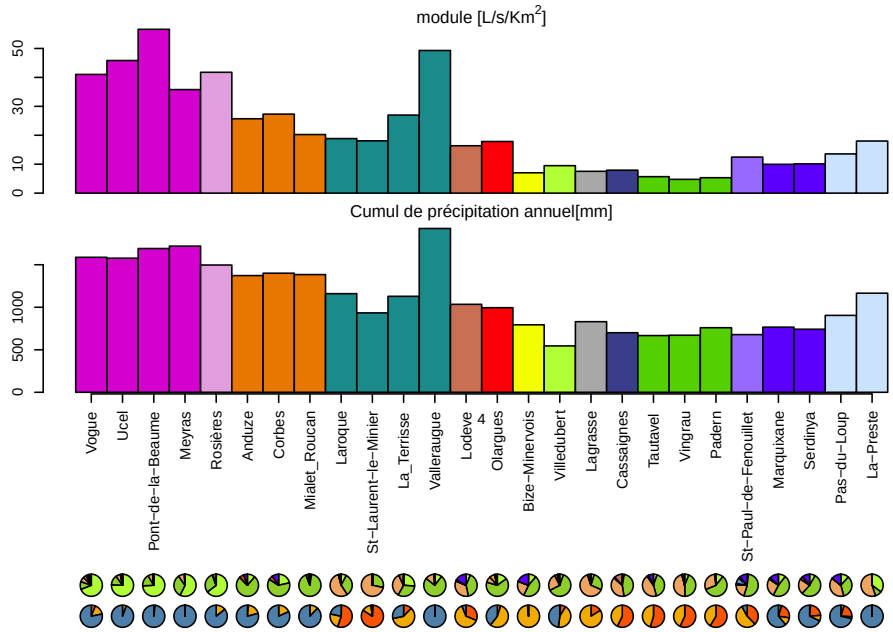

FIGURE 2.10 – Haut : Module annuel des bassins versants calculé à partir des séries hydrométriques présentées à la section 2.1.2. Milieu : Cumul annuel de précipitation évalué à partir des données pluviométriques (section 2.1.2). Bas : Diagrammes en camemberts représentant respectivement les caractéristiques pédologique et géologique de chaque bassin versant selon la légende indiquée à la figure 2.11.

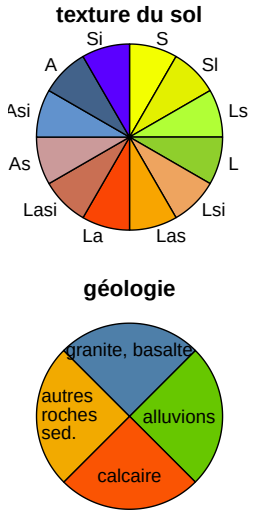

FIGURE 2.11 – Légende des diagrammes en camemberts représentatifs de la pédologie et de la géologie. Les textures de sol sont détaillées sur la figure 2.5.

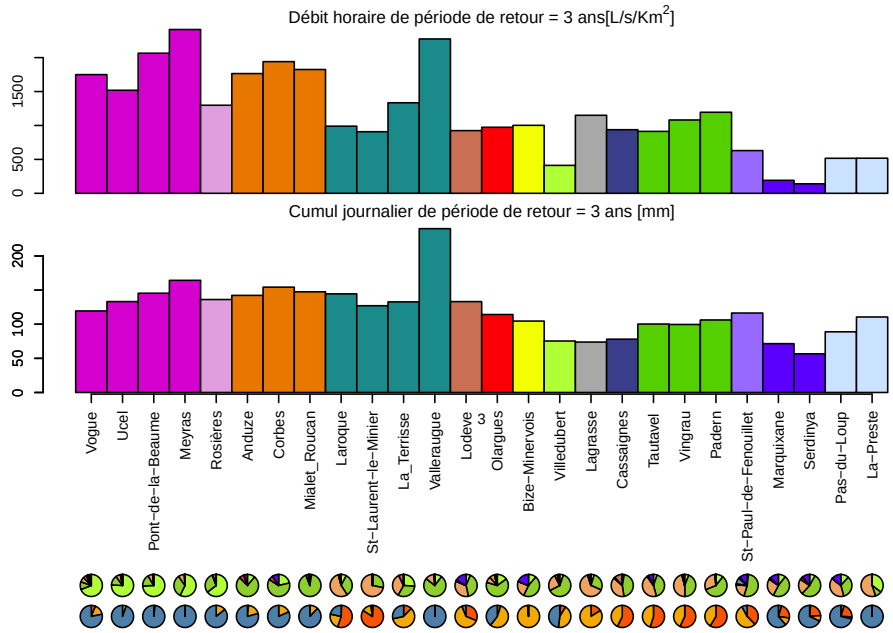

FIGURE 2.12 – Haut : Débit horaire maximal d'une journée de période de retour 3 ans. Milieu : Cumul journalier de précipitation de période de retour 3 ans. Bas : Diagrammes en camemberts représentant respectivement les caractéristiques pédologique et géologique de chaque bassin versant selon la légende indiquée à la figure 2.11.

15% du cumul annuel. On remarque un contraste moins élevé entre bassins versants comparé au forçage climatique global puisque l'écart-type normé de ces cumuls n'est que de 0.25, contre 0.35 pour les cumuls annuels. Aussi, les similitudes entre valeurs font apparaître un autre regroupement possible des bassins versants. Trois groupes se dessinent :

— un premier groupe composé des bassins versants des Cévennes et du Mont Vivarais (♯1, ♯2, ♯3, ♯4, ♯5). Ces bassins montrent des précipitations de magnitude similaire avec un cumul moyen de 140 mm. Seul le bassin de l'Hérault à Valleraugue fait figure d'exception, y compris vis-à-vis des autres bassins versants de l'étude, avec un cumul lié aux événements intenses particulièrement important de 230 mm. On peut supposer cette particularité liée à la fois à son altitude moyenne relativement élevée (au dessus de 1000 m) et aussi à sa petite superficie ($45km^2$). Les précipitations issues de cellules convectives ou orographiques très localisées pourront en effet recouvrir toute sa superficie. On remarque d'ailleurs une augmentation générale du cumul de précipitations lié aux événements extrêmes avec la diminution de la superficie entre sous bassin versant (sur l'Ardèche ♯1, l'Hérault ♯3 ou le Verdouble ♯11 par exemple).

— un second groupe composé des bassins versants situés à l'ouest de l'arc méditerranéen : il s'agit des bassins de l'Orbiel (♯8), de l'Orbieu (♯9), de la Salz (♯10) et de la Têt (♯13). Ces bassins versants montrent des cumuls de précipitation faibles avec une moyenne de 70 mm.

— en contraste, le dernier groupe composé des bassins versants situés à l'est des Pyrénées Orientales (bassins du Jaur (♯6), de la Cesse (♯7) du Verdouble (♯11), de l'Agly (♯12) et du Tech (♯13)) montrent un cumul moyen intermédiaire de 105 mm.

Il semble ainsi qu'une distinction soit possible, en fonction de la magnitude des événements extrêmes, entre les bassins versants du deuxième groupe qui apparaît plus influencé par un régime océanique, et les bassins versants du troisième groupe dominé par un régime méditerranéen plus prononcé.

En termes de réponse hydrologique, la figure 2.12 met en évidence les bassins versants enclins à des réponses hydrologiques de fortes amplitudes (l'Ardèche (♯1, le Gardon ♯3) et ceux aux pics de crue plus modérés (la Têt ♯13, le Tech ♯14, L'Agly ♯11, l'Orbiel ♯8). Le contraste entre les bassins versants est important et non corrélé aux différences dans les cumuls précipitations. Par exemple, si on s'intéresse aux bassins versants de l'Orbiel, l'Orbieu, la Salz et la Têt, pour lesquels les cumuls journaliers de période de retour 3 ans sont globalement similaires, on observe pour la même période de retour des débits de pointe très différents variant de 0.19 à $1.15m^3.s^{-1}/km^2$. C'est une simple illustration du fait que la magnitude des réponses hydrologiques ne peuvent être expliquées par les seules précipitations.

Statistiques des événements sélectionnés

La sélection des événements est limitée par la disponibilité des données. En résulte une sélection imparfaite et non équivalente d'un bassin à autre. La figure 2.13 donne une visualisation synthétique des caractéristiques de forçage (cumul précipitation et humidité initiale) et de la réponse hydrologique (débit de pointe) de ces événements. [3]

En termes de cumul de précipitations, les événements sélectionnés reflètent bien la plus grande magnitude des événements du Vivarais et des Cévennes soulignés dans le paragraphe précédent. On

3. Les boîtes à moustaches sont déterminées suivant la médiane, les premiers et derniers quartiles des séries étudiées, qui définissent l'emplacement de la barre centrale et des limites de la boîte. Les moustaches sont étendues jusqu'à la valeur du quartile $+-1.57 * \mathrm{IQR}/\sqrt{(n)}$ ou bien jusqu'à l'extremum, considérant le plus proche de la boîte. IQR désigne l'écart inter-quartile, n le nombre de points dans la série étudiée.

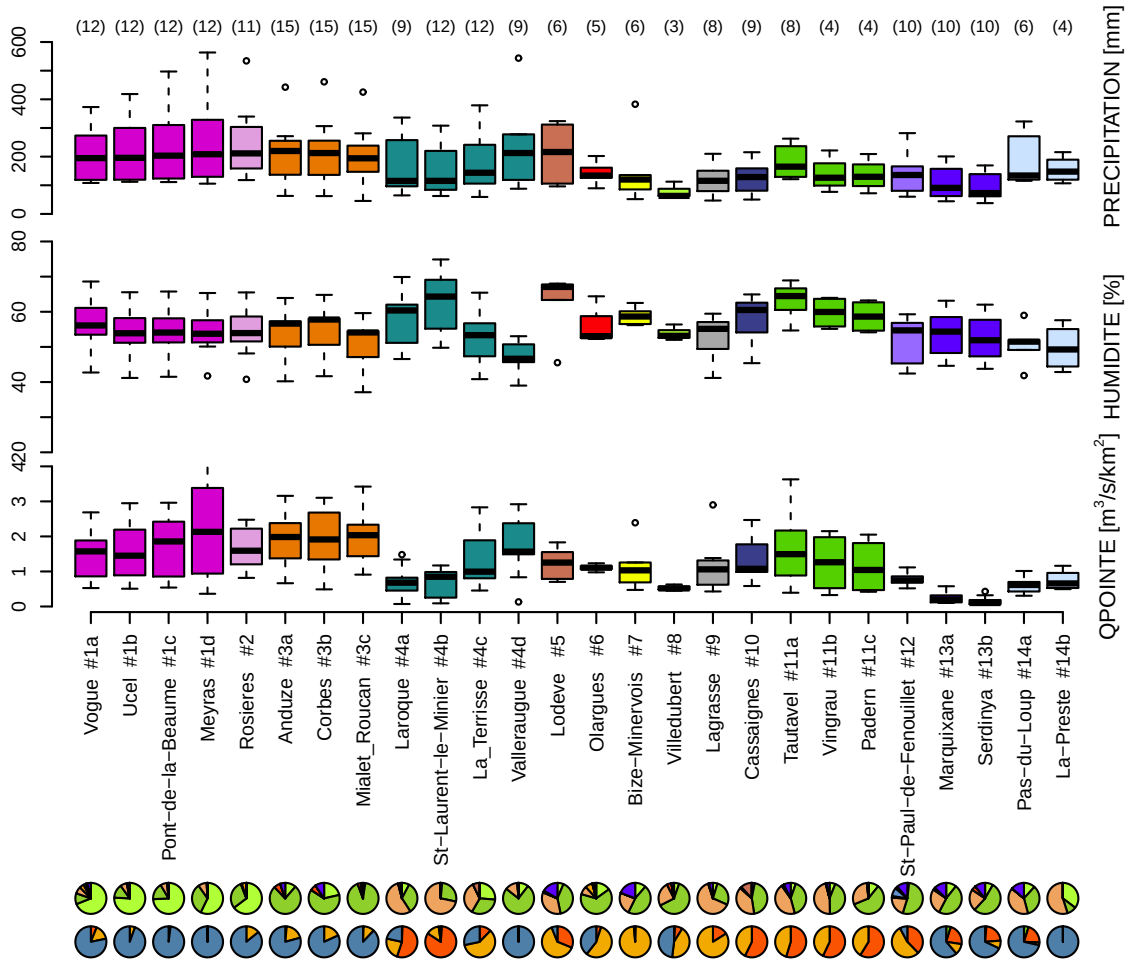

FIGURE 2.13 – Propriétés des événements de crue extrême sélectionnés. Haut : Boîtes à moustaches des cumuls de précipitation des événements de chaque bassin versant. Milieu : Boîtes à moustaches des humidités moyennes en début de chaque événement. Bas : Boîtes à moustaches des débits de pointe spécifiques de chaque événement. Les nombres indiqués en haut de la figure correspondent au nombre d'événements observés par bassin versant.

observe un cumul de précipitation moyen de 212 mm sur ces bassins versants. On peut remarquer également une plus large diversité du forçage. La distinction faite entre les bassins versants plus à l'ouest ou plus à l'est semble moins visible. Néanmoins le calcul du cumul moyen des événements sur chacun des groupes montre une nette différence, avec un forçage moyen de 105 mm pour les bassins versants de l'ouest contre une moyenne de 153 mm sur les bassins situés plus à l'est. Ainsi malgré la disparité de la sélection en termes de nombre d'événements, il semble que les différences d'amplitude du forçage climatique soient représentées.

Les humidités initiales reflètent les tendances globales remarquées à la figure 2.8. Les bassins versants de la Vis à Saint Laurent le Minier (♯4*b*), de la Lergue à Lodève (♯5) et du Verdouble à Tautavel (♯11*a*) sont globalement plus humides. On peut remarquer aussi l'initialisation particulière du bassin de l'Hérault (♯4) pour lequel l'humidité est spatialement contrastée, contrairement aux autres bassins versants avec plusieurs stations hydrométriques à l'étude (♯1, ♯2, ♯13, ♯14).

Les débits de pointe des événements sélectionnés sont représentatifs des débits de période de retour 3 ans, en ce qu'on retrouve le même classement des magnitudes des réponses hydrologiques des bassins versants. La correspondance des débits de pointes et des cumuls de précipitation des

événements est significative puisque les deux séries présente un indice de corrélation de 0.62 entre les deux séries. L'humidité initiale pourrait expliquer quelques différences de magnitude des débits de pointe de certains bassin versants (par exemple les différences entre réponses hydrologiques des bassins de l'Orbieu (♯8), de la Salz (♯9) et de l'Agly (♯12)).

Les correspondances évoquées sont des grandes tendances de corrélation entre forçage climatique et réponse hydrologique. Cependant, sans surprise, elles n'expliquent pas toute la variabilité de la magnitude des réponses hydrologiques. Les propriétés physiques des bassins versant, telles que la géologie ou la profondeur de sol peuvent impacter l'amplitude des crues. Les bilans globaux présentés ici, figure 2.13, ne permettent pas de révéler l'influence de l'une ou l'autre des propriétés des bassins versants.

2.2.2 Estimation de la capacité de stockage des bassins versants

Dans cette partie, on cherche à estimer la capacité de stockage des bassins versants. L'objectif est d'évaluer l'impact de la couche pédologique du sol sur l'effet tampon des bassins versants lors d'événement intense.

De précédents travaux proposent des méthodes simples pour estimer la capacité de stockage des bassins versants. Sayama et al. [2011] réalisent un bilan de masse simple sur deux bassins versants d'environ $100km^2$ durant la période pluvieuse. La méthode consiste à calculer à chaque pas de temps journalier le bilan de masse d'eau à l'échelle du bassin versant selon la relation $\delta V(t) = V_P(t) - V_Q(t) - V_E(t)$ où $V_P(t)$ correspond au cumul de précipitation, $V_Q(t)$ au volume d'eau sortant à l'exutoire et $V_E(t)$ à l'évapotranspiration. La capacité de stockage du sol est estimée comme étant égale au volume maximal V_{max} stocké pendant la période pluvieuse $[0, T]$ c'est-à-dire :

$$V_{max} = \max\left(V(t_i) = \sum_{t=1}^{t_i} \delta V(t) \quad t_i \in [0, T]\right) \tag{2.2}$$

De manière similaire, Vannier et al. [2013] définissent un indice de capacité de stockage (DCSI). Se basant également sur le bilan de masse, ils s'intéressent plus particulièrement au volume maximum relargué par le bassin versant après un événement. La caractérisation de la capacité de stockage est sensiblement différente, en ce que DCSI tend à évaluer la capacité de stockage facilement mobilisable alors que Sayama et al. [2011] donnent une évaluation de la capacité totale.

Méthode

Dans le cadre de l'étude, on souhaite mettre en évidence l'éventuel rôle de la couche géologique dans le cas spécifique de génération d'événements intenses. Ainsi on ne souhaite pas estimer forcément la capacité de stockage globale, ni celle facilement mobilisable (ou relarguée), mais celle rapidement accessible. On opte pour réaliser les bilans de masse à l'échelle de l'événement. L'objectif est d'estimer, pour chaque événement evt_i, la quantité d'eau $V_e(evt_i)$ stockée dans le sol et sous-sol du bassin versant. V_s est estimée de la manière suivante :

$$V_s^{evt_i} = V_P^{evt_i} - \left(V_Q^{evt_i} - V_{Q_{base}}^{evt_i}\right) \tag{2.3}$$

où $V_P^{evt_i}$ est le cumul des précipitations pendant la durée $[0, T]$ de l'événement ; $V_Q^{evt_i}$ est le volume d'eau écoulé à l'exutoire pendant le temps $[0, T + t_c]$, avec t_c le temps de concentration du bassin

versant ; et $V_{Q_{base}}^{evt_i}$ est le volume écoulé sur la fenêtre temporelle $[0, T + t_c]$ provenant de la décharge souterraine du bassin versant.

L'évapotranspiration est négligée dans le bilan de masse effectué. On le justifie du fait des cumuls de précipitation très élevés comparés à des volumes évapotranspirés de l'ordre de 2 mm à 5 mm par jour en automne sur l'arc méditerranéen ([Allen et al., 1998]). Aussi, on suppose que l'occurrence d'un événement extrême limite l'évapotranspiration (Air saturé), ce qui par conséquent fait que des estimations saisonnières inter-annuelles surestimeraient les valeurs réelles d'évapotranspiration événementielle.

Le volume écoulé correspondant au débit de base est estimé de la manière suivante :

$$V_{Q_{base}}^{evt_i} = V_{Q^{evt_i}}(t = 0) \cdot (T + t_c) \tag{2.4}$$

La fin de l'événement est déterminée comme étant le dernier instant T dans une fenêtre d'une journée après le pic de crue pour lequel les précipitations sont supérieures à $1\,mm$. Le temps de concentration du bassin versant t_c est déterminé suivant l'aire du bassin versant $A[km^2]$, la longueur maximale du réseau de drainage $L[km]$ et la pente moyenne $S[-]$ du réseau de drainage selon la formule de Williams [1922] :

$$t_c = 14.6 \cdot L \cdot A^{-0.1} \cdot S^{-0.2} \tag{2.5}$$

Finalement le calcul de $V_s^{evt_i}$ se résume à quantifier à l'instant $T + tc$ l'eau provenant des précipitations qui n'est pas encore passée à l'exutoire, et donc resté dans le bassin versant. Le choix de l'instant $T + tc$ permet d'assurer approximativement qu'il n'y a plus d'eau des précipitations dans le réseau de drainage.

Résultats

Les capacités de stockage estimées par événement $V_s^{evt_i}$ sont comparées à la capacité de stockage théorique du sol pédologique $V_{Csol}^{evt_i}$, suivant ses caractéristiques et son contenu en eau initial :

$$V_{Csol}^{evt_i} = \sum_m H_{sol,m} \cdot (\theta_{s,m} - \theta_{i,m}^{evt_i}) \tag{2.6}$$

où $H_{sol,m}[m]$ correspond à la profondeur de sol de la maille m, $\theta_{s,m}[-]$ la porosité du sol de la maille m et $\theta_{i,m}^{evt_i}[-]$ la teneur en eau de la maille m au début de l'événement evt_i. Enfin, on définit $R_S^{evt_i}$, le rapport de stockage durant l'événement evt_i :

$$R_S^{evt_i} = \frac{V_e^{evt_i}}{V_{Csol}^{evt_i}} \tag{2.7}$$

Une valeur de $R_S^{evt_i}$ supérieure à 1 indique que la capacité de stockage théorique du sol, issue de la BD-sol, est dépassée, et par conséquent corrobore l'hypothèse d'un stockage d'eau dans les horizons plus profonds. Pour un bassin versant donné, le rapport de stockage maximal sur tous les événements est indicatif de la capacité de stockage du bassin versant accessible rapidement. La figure 2.14 donne une visualisation synthétique des rapports de stockage obtenus pour tous les événements sélectionnées.

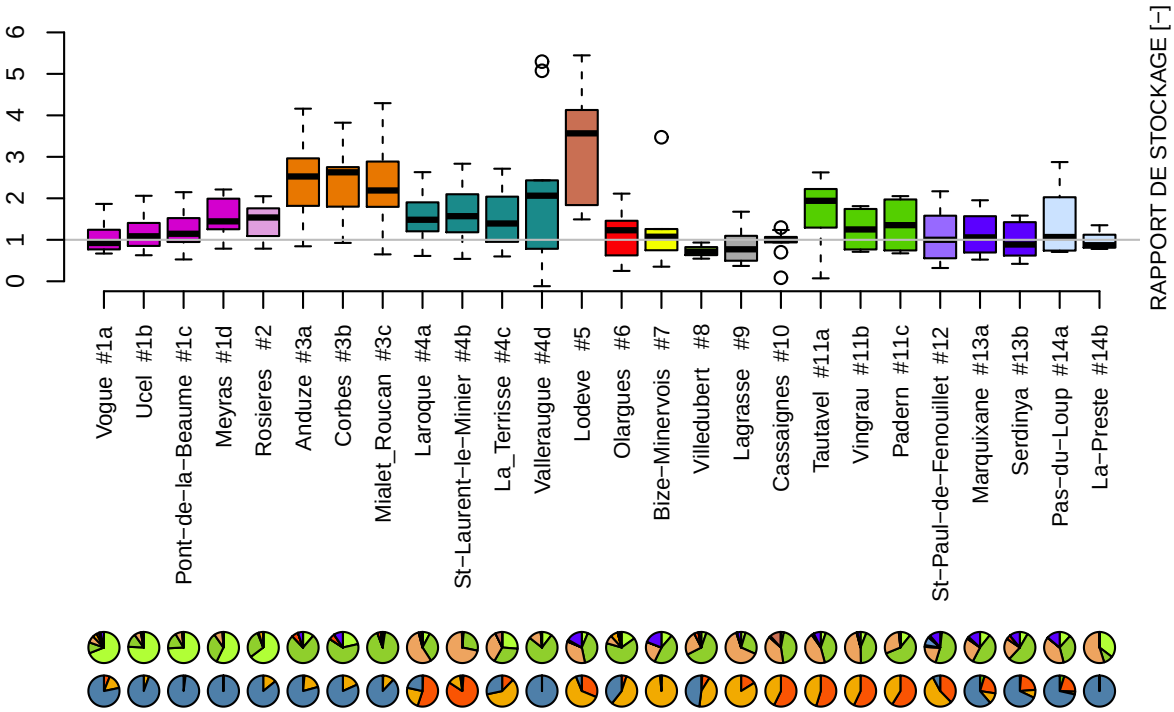

FIGURE 2.14 – Boîtes à moustaches des rapports de stockage $R_S^{evt_i}$ (eq. 2.7) pour tous les événements de chaque bassin versant

Elle montre en premier lieu que pour tous les bassins versants - hormis l'Orbiel à Villedubert - au moins un rapport de stockage supérieur à 1 est obtenu. Cela confirme l'activité hydrologique profonde, y compris pour ces événements soudains. D'un point de vue quantitatif, des rapports importants sont obtenus sur de nombreux bassins versants : 18 des 26 bassins versants étudiés montrent un rapport de stockage dépassant 2, signifiant que le stockage en profondeur est au moins aussi important que dans la couche de sol pédologique.

A noter que la capacité de stockage événementielle $V_{Csol}^{evt_i}$, dépend des données d'humidité de sortie du modèle SIM. Son estimation peut en être biaisée en ce que ces valeurs d'humidités sont des indices et non des quantifications de l'humidité réelle. Une incertitude réside ainsi dans le calcul de $R_S^{evt_i}$, qui en est tributaire. Néanmoins, si on considère la capacité de stockage totale du bassin versant, c'est-à-dire la totalité du volume des pores du sol, on peut établir une borne inférieure pour le $R_S^{evt_i}$. On observe alors sur 19 des 26 bassins versants, au moins un événement de crue éclair dont le volume stockage dépasse la capacité de stockage totale du sol. Cela montre bien, qu'en dépit de l'incertitude sur la capacité de stockage de l'horizon pédologique avant chaque événement, il est de toute évidence nécessaire qu'un stockage en profondeur se réalise.

On peut faire quelques remarques spécifiques à certains bassins versants. On observe par exemple sur l'Ardèche des rapports de stockage moins variables que les forçages de précipitations appliqués, supposant un stockage et une infiltration indépendants des événements, au moins dans une certaine mesure. A l'inverse sur la Têt ou le Verdouble, la quantité stockée dans le sol est variable malgré des cumuls de pluies et des humidités initiales similaires. Le bassin de la Lergue montre des rapports de stockage particulièrement importants, liés vraisemblablement à une humidité initiale particulièrement élevée.

Finalement, le calcul des rapports de stockage corrobore, de manière générale, l'existence d'une activité hydrologique en profondeur ; cependant elle ne permet pas de distinguer les propriétés régionales ou physiographiques à l'origine de cette dynamique.

2.2.3 Caractérisation des bassins versants à partir des récessions de crues

Bibliographie

Une manière d'identifier le comportement hydrologique d'un bassin versant consiste à s'intéresser aux courbes de récession de crue. Ces courbes sont tributaires de la décharge du bassin versant, et caractérisent les processus d'écoulement dans le sol. Le sujet est étudié depuis les années 1970 et par conséquent il existe de nombreuses publications sur la problématique [Brutsaert and Nieber, 1977; Kirchner, 2009; Rupp and Selker, 2006; Sanford et al., 1993; Stewart, 2014; Stoelzle et al., 2013; Troch et al., 2013].

L'analyse des courbes de récession se base sur un bilan de masse effectué sur le bassin versant. Supposant S, le contenu en eau du bassin versant :

$$\frac{dS}{dt} = P - E - Q \tag{2.8}$$

Des 4 termes, seul Q est une mesure intégrée de l'état de stockage du sol du bassin versant dans sa globalité. En considérant les moments où P et E sont négligeables - c'est-à-dire grosso modo lors des récessions de crue - on a une relation directe entre Q et S.

On suppose de plus que Q ne dépend que de S, c'est-à-dire qu'il existe une fonction f telle que

$$Q = f(S) \tag{2.9}$$

Ceci est vrai dans la limite où Q ne dépend que de la décharge du bassin versant, c'est-à-dire lorsqu'il n'y a pas d'écoulement de surface.

En considérant alors $dQ/dS > 0$, c'est-à-dire que le débit Q croît toujours avec S, on peut établir l'existence de la fonction réciproque de f et les relations successives :

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dQ}{dS}\frac{dS}{dt} = \frac{dQ}{dS}(P - E - Q) \tag{2.10}$$

$$\frac{dQ}{dS} = f'(S) = f'(f(-1(Q)) = g(Q) \tag{2.11}$$

$$g(Q) = \frac{dQ/dt}{P - E - Q} \tag{2.12}$$

$$\tag{2.13}$$

Si on s'intéresse au moment où P << Q et E << Q alors :

$$g(Q) = -\frac{dQ/dt}{Q} \tag{2.14}$$

La fonction $g(Q)$ est caractéristique du fonctionnement du bassin versant. Seule la connaissance précise de Q est alors nécessaire pour pouvoir identifier la signature hydrologique du bassin versant. Les données d'évapotranspiration E et de précipitations P ne sont nécessaire qu'en termes de magnitude.

On peut classer les travaux de caractérisation de g en deux parties. D'une part on retrouve des études basées sur une approche ascendante [Zecharias and Brutsaert, 1988; Sanford et al., 1993; Brutsaert, 1994]. Partant de modèles d'écoulement théoriques, leurs résolutions analytiques permettent de définir g en fonction des caractéristiques physiographiques du bassin versant :

$$g(\mathrm{Q}) = a \cdot \mathrm{Q}^{b-1} \tag{2.15}$$

où a et b sont les coefficients caractéristiques de g. La résolution analytique des modèles d'écoulement permet une définition précise de a et b en fonction entre autres du contenu en eau du bassin, de sa conductivité hydraulique globale (cf. annexe B). L'approche ascendante consiste alors à supposer un modèle théorique d'écoulement puis à l'appliquer et à en déduire les propriétés physiographiques du bassin versant à travers la paramétrisation de a et b. Les modèles d'écoulement sont restreints à des modèles globaux (non spatialisés et 1D) afin de permettre une résolution analytique. Compte-tenu des caractéristiques hétérogènes des bassins versants d'étude, les modèles proposés dans la littérature imposent de trop fortes hypothèses d'homogénéïté pour pouvoir être appliqués ici : les méthodes ascendantes sont habituellement appliquées sur des bassins versants de l'ordre du km^2.

On s'intéresse ainsi aux méthodes d'analyse des courbes de récessions se basant sur une approche descendante. L'objectif de ces méthodes est de capturer au mieux les caractéristiques **observées** des courbes de récession pour en déduire une caractérisation des processus d'écoulement. Aucun modèle a priori n'est supposé pour g. La caractérisation des récessions requiert deux étapes :

— l'extraction des points de décrue valides au regard des hypothèses émises pour l'établissement de g

— la paramétrisation de g. Même si, aucun modèle n'est spécifié, il est nécessaire de mettre en place une méthodologie pour extraire une tendance sur g à partir des points de décrue.

Parmi les différentes techniques mises en place [Stoelzle et al., 2013], on opte pour la méthodologie proposée par Kirchner [2009], stipulant une extraction stricte des points de décrue et un test de confiance sur la paramétrisation affectée à g. La méthodologie a déjà été testée sur des bassins versants de l'Ardèche [Adamovic et al., 2015], montrant des caractérisations du fonctionnement hydrologique concluantes. L'idée est d'utiliser une méthode validée pour des conditions similaires (données opérationnelles, taille des bassins versants).

Méthode

Extraction des points de décrue : Afin d'extraire les points de récession pour lesquels les conditions $\mathrm{P} << \mathrm{Q}$, $\mathrm{E} << \mathrm{Q}$ et $\mathrm{Q} = f(\mathrm{S})$ sont respectées, on effectue le filtrage suivant :

— filtrage des données de nuit : ne disposant pas de données de rayonnement solaire, on considère seulement les périodes de nuit des séries hydrométriques fixées aux heures comprises entre $20h$ et $3h$ UTC. On suppose ainsi l'évapotranspiration limitée. A noter que cette fenêtre pourrait être définie moins abruptement - notamment pour les journées d'hiver - en considérant les éphémérides.

— filtrage des données sans pluies : parmi les données de nuit, on ne retient que les valeurs de Q pour lesquelles aucune pluie n'est mesurée et aucune donnée manquante sur tous les pluviomètres considérés sur la période temporelle allant de 6 heures avant à 2 heures après la mesure du débit [Voirin, 2015].

Paramétrisation de g : Une fois la sélection des points de décrue effectuée (Q_i), la seconde étape consiste à paramétrer la relation entre Q et $-d\mathrm{Q}/dt$. Pour cela, la gamme en échelle logarithmique

que couvrent les données de débit est divisée en 100 classes égales. En partant de la classe de débit la plus élevée à la plus basse, on vérifie 2 critères mis en place par Kirchner [2009] :

— dans chaque classe, les données de débit doivent être au minimum de 3

— les points de décrue Q_i de la classe doivent vérifier la condition suivante :

$$\frac{\sigma\left(-dQ/dt\right)}{\sqrt{(n)}} \leq \frac{\overline{-dQ/dt}}{2} \tag{2.16}$$

avec n le nombre de points de décrue de la classe C et $\sigma\left(-dQ/dt\right)$ et $\overline{-dQ/dt}$ respectivement l'écart-type et la moyenne de $[-dQ_i/dt, \quad Q_i \quad \in \quad C]$. Si ces critères ne sont pas vérifiés, la classe est alors augmentée de sorte à englober la classe suivante. L'objectif est d'avoir des classes dont la moyenne des décroissances est jugée représentative.

Le découpage par classe de la gamme de variation de logQ permet ainsi une première caractérisation par section de la gamme, en calculant la moyenne de décroissance $\overline{-dQ/dt}$ par classe. Enfin pour une caractérisation globale, un ajustement quadratique des couples $\left(log(\overline{-dQ/dt}), \log(\overline{Q})\right)$ représentant chaque gamme est réalisée, en pondérant chaque couple par l'inverse de la variance des valeurs de décroissance de chaque gamme.

Illustration de la méthode

Sont représentées sur les figures 2.15, 2.16 et les figures 2.17, 2.18 respectivement les étapes d'extraction et de paramétrisation des couples $\left(log(\overline{-dQ/dt}), \log(\overline{Q})\right)$ pour le bassin du Gardon à Anduze (♯1).

On remarque une sélection importante des données avec seulement 6.5% de la série hydrométrique conservée. Ceci n'est pas étonnant au vu des restrictions appliquées pour la sélection. On obtiendra également cet ordre de grandeur dans l'analyse des autres séries hydrométriques. La représentation des couples $\left(log(-dQ/dt), \log(Q)\right)$ (fig. 2.16) fait apparaître des seuils de valeur pour $-dQ/dt$. Ceci est dû à la limite de précision des enregistrements des débits ($0.1m^3.s^{-1}$ pour Q > $10m^3.s^{-1}$ et $0.01m^3.s^{-1}$ sinon). La présence de ces seuils - visuellement significatifs - paraît problématique pour le calcul de la relation entre $-dQ/dt$ et Q. Néanmoins, on suppose que du fait du grand nombre de points de récession sélectionnés (pour cette exemple 6590 points), la moyenne par classe donnera une valeur significative.

La figure 2.17 montre les classes de débit retenues pour une évaluation séquentielle de la relation entre $-dQ/dt$ et Q. Elle illustre quelque peu la variabilité de taille de classe pouvant être obtenue. Sont représentés également par des points rouges, les couples $\left(log(\overline{-dQ/dt}), \log(\overline{Q})\right)$ associés à chaque classe. On peut observer des moyennes $log(\overline{-dQ/dt}$ inférieures à l'ensemble des valeurs $-dQ/dt$ de la classe considérée. La visualisation des points de récession sélectionnés est en fait biaisée par l'échelle logarithmique. Les points sélectionnés pour lesquels $dQ/dt > 0$ ne sont pas visibles. Les moyennes de classes "basses" reflètent seulement ce travers de la visualisation.

Pour finir la figure 2.18 résume la caractérisation globale du Gardon à Anduze via l'analyse des points de récession. La paramétrisation des couples $\left(log(\overline{-dQ/dt}), \log(\overline{Q})\right)$ fournit une estimation de g :

$$log(g(Q)) = -2.79 + 1.46log(Q) + 0.19log(Q)^2 \tag{2.17}$$

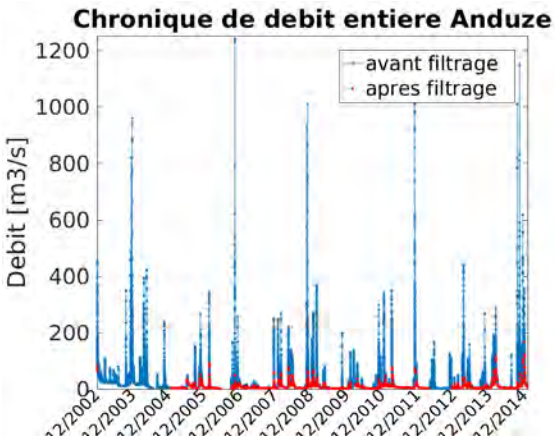

FIGURE 2.15 – Points de récession de la série hydrométrique sélectionnés

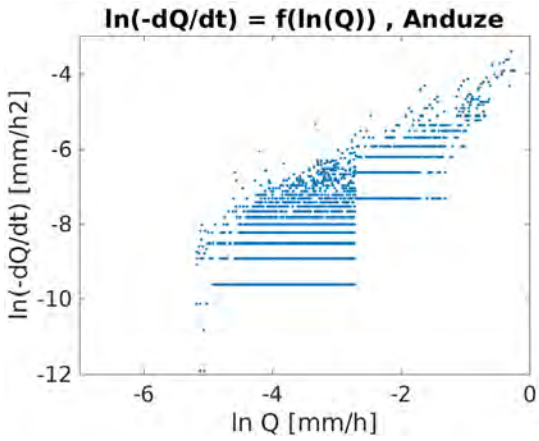

FIGURE 2.16 – Représentation des couples $\left(log(-dQ/dt)\ ,\ \log(Q)\right)$ sélectionnés

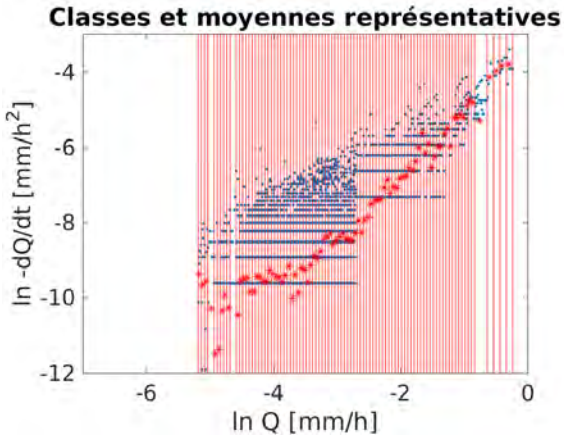

FIGURE 2.17 – Classes sur lesquelles sont calculés les couples $\left(log(-dQ/dt)\ ,\ \log(Q)\right)$ (points rouges)

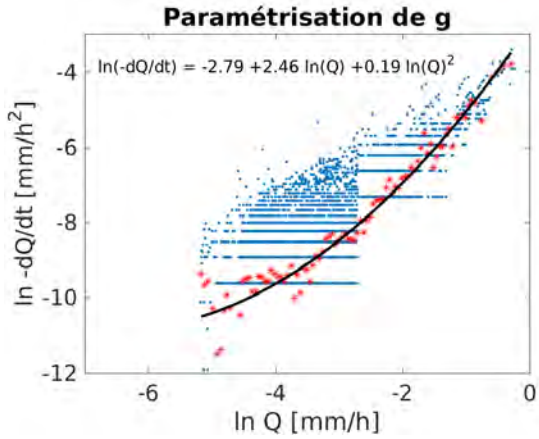

FIGURE 2.18 – Caractérisation globale des décrues à Anduze par estimation de g

L'interprétation de la fonction de récession g associée au Gardon à Anduze n'est possible qu'à titre de comparaison avec des fonctions de récession g associées à d'autres bassins versants. On applique la méthode de caractérisation des récessions à tous les bassins versants de l'étude, en espérant mettre en évidence l'existence de comportements similaires.

Résultats

La figure 2.19 représente les différentes fonctions g associées à 22 bassins versants de l'étude. Celles associées aux bassins versants de la Têt (♯13), de l'Ardèche à Ucel (♯1b) ne sont pas représentées car le modèle quadratique choisi pour la paramétrisation ne convenait pas à la caractérisation par gamme obtenue. Pour ces deux séries hydrométriques, les couples $\big(\log(-dQ/dt)\ ,\ \log(Q)\big)$ calculés par classe, sont marqués par une stagnation de $\log(-dQ/dt)$ sur un intervalle intermédiaire non négligeable de $\log(Q)$, rendant la paramétrisation via le modèle quadratique peu représentative.

La figure 2.19 distingue volontairement deux types de fonctions : celles suivant une pente croissante de 1.5 (fenêtre de gauche) et celles suivant une pente décroissante de 3 (fenêtre de droite). Deux comportements hydrologiques semblent ainsi se révéler avec une variation plus ou moins rapide de $-dQ/dt$. Sayama et al. [2011] suggèrent que les variations plus rapides de $-dQ/dt$ sont liées à une capacité de stockage (globale) moins élevée, et inversement.

On remarque également que les gammes de débit recouvertes lors des récessions sélectionnées sont quelque peu différentes avec pour le premier type de fonctions la couverture de l'intervalle de débit $[10^{-4.6}\ ,\ 10^{0.3}]$ mm/h contre une couverture de l'intervalle $[10^{-5.2}\ ,\ 10^{-0.3}]$ mm/h pour le deuxième type de fonctions.

Les couleurs des fonctions de récessions sont choisies suivant la géologie dominante du bassin versant (cf figure 2.3 pour la légende des couleurs). On remarque que les types de fonction g rencontrées sont corrélés avec la nature géologique prédominante du bassin versant. Les bassins à prédominance granitique, ou métamorphique montrent des variations de $-dQ/dt$ moins rapides tandis que les bassins sédimentaires semblent caractérisés par des variations plus importantes. Les bassins versants de l'Hérault à la Terrisse et à Laroque, ainsi que le bassin versant de la Lergue à Lodève, majoritairement sédimentaires semblent faire titre d'exception. Représentées en orange et jaune sur la fenêtre de gauche de la figure 2.3, leur fonction de récession semble suivre la tendance de celles des bassins versants granitique et métamorphique. Les bassins de l'Hérault sont en fait situés en partie non négligeable (environ 25% de leur superficie) sur un socle granitique, ce qui pourrait influencer le comportement hydrologique global. Cette justification ne tient pas pour le bassin de la Lergue à Lodève (♯5) ; le comportement hydrologique semble non expliqué par sa géologie. On peut simplement remarquer une certaine concordance avec l'étude de la capacité de stockage des bassins versants, puisque ce bassin se présentait également comme particulier.

Parmi les bassins versants majoritairement granitiques, l'Hérault à Valleraugue et Le Tech à la Preste présentent des variations de dQ/dt relativement rapides vis-à-vis des autres bassins versants de même géologie. Ce sont des bassins de petites tailles (respectivement 45 km^2 et 18 km^2), ce qui peut expliquer un comportement hydrologique moins lissé.

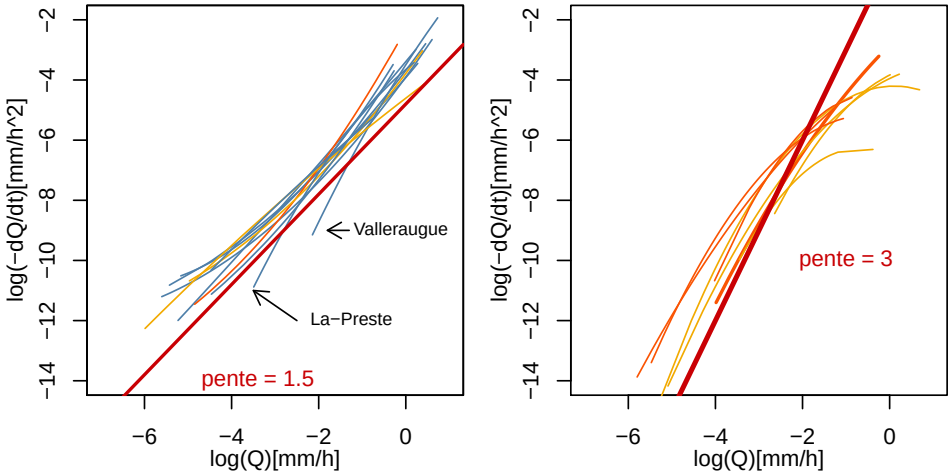

FIGURE 2.19 – Fonctions g associées aux bassins versants de l'étude. Les fonctions sont classées en deux parties : à gauche les fonctions suivant globalement une pente croissance de 1.5, à droite celles suivant une pente de 3. Les couleurs des fonctions correspondent à la géologie dominante. (Légende des couleurs cf. figure 2.3)

2.3 Résumé

Dans le contexte de l'étude des crues éclair, des bassins versants sont sélectionnés dans la zone géographique d'intérêt que constitue l'arc méditerranéen. La sélection est également orientée par le souci de disposer de données équivalentes sur tout le jeu de bassins. Il en résulte une proposition de 14 bassins versants recouvrant les Pyrénées Orientales, les Corbières, la Montagne Noire, les Cévennes et le Vivarais.

L'analyse du forçage climatique de chaque bassin versant montre des régimes contrastés d'une région géographique à une autre. Le forçage annuel distingue les régions des Cévennes et du Vivarais par des cumuls plus importants. Les précipitations événementielles montrent l'influence de régimes climatiques océanique et méditerranéen sur la zone d'étude. Les bassins situés à l'ouest de la zone d'étude, plus influencés par le régime océanique, présentent des événements de moindre amplitude vis-à-vis des événements situés à l'est des Pyrénées, plus influencés par le régime méditerranéen. Les régions des Cévennes et du Vivarais sont marquées par des forçages événementiels encore plus importants.

La signature hydrologique est tributaire de ce forçage contrasté. Les modules des bassins versants sont fortement corrélés aux conditions climatiques globales. En résultent des signatures hydrologiques contrastées par zone géographique. Cependant, la caractérisation des réponses hydrologiques événementielles révèle des comportements propres à chaque bassin versant. Le cumul événementiel ne permet pas d'expliquer globalement la variabilité des réponses hydrologiques des bassins.

Une estimation de la capacité de stockage rapidement accessible - c'est-à-dire pouvant être atteinte en l'espace d'une journée - est réalisée à l'aide d'un simple bilan de masse sur des événements importants (de période de retour égale ou supérieure à 2 ans). L'un des premiers constats est que la couche pédologique n'est pas suffisante pour expliquer la masse d'eau stockée dans le sol, et ce pour presque l'intégralité des bassins versants. Cela implique une activité hydrologique - ne serait-ce qu'en termes de réservoir - du substrat situé plus en profondeur. Leur capacité de stockage estimée a minima dépasse même la capacité de stockage de la couche pédologique pour 18 des 26 bassins versants. On note une homogénéité des capacités de stockage estimées par bassin versant. Le contraste

inter-bassin est lui important, sans pourtant explicable par les propriétés physiographiques disponibles.

Une caractérisation intrinsèque des séries hydrométriques est effectuée à partir de l'analyse des courbes de récession. Des comportements hydrologiques distincts sont révélés permettant la division du jeu de bassins versants en deux groupes. Des vitesses de décroissance du débit différentes sont mises en effet en évidence. La subdivision en deux groupes semble corrélée avec la nature géologique prédominante du bassin versant. Cependant quelques exceptions à la règle suggèrent l'influence d'autres caractéristiques.

Ainsi, l'analyse des données a permis de pointer du doigt les comportements propres à chaque bassin versant lors d'événements importants. Les bilans simples et les caractérisations globales réalisées uniquement à partir des données intégrées dans l'espace et/ou dans le temps ne permettent cependant pas d'expliquer les signatures particulières. On s'oriente ainsi vers une étude plus précise faisant appel à des outils de modélisation spatialisés afin de préciser les caractérisations effectuées.

Chapitre 3

Analyse de la structure de MARINE

Qu'il soit hydrologique ou affecté à un autre domaine scientifique, qu'il provienne d'une approche ascendante ou descendante, qu'il soit d'ordre conceptuel, ou mécaniste, le modèle est avant tout une simplification de la réalité. Et ces simplifications sont des choix qui révèlent implicitement les hypothèses des développeurs. Elles constituent la structure du modèle. Analyser la structure du modèle revient à évaluer les choix de modélisation : en quoi ces choix sont-ils justifiables au regard des objectifs et des données dont on dispose ? Mais aussi quelles sont les hypothèses fortes sur lesquelles repose la structure du modèle ? L'objectif de ce chapitre est ainsi de confirmer ou d'infirmer la structure actuelle du modèle MARINE - et plus particulièrement celle concernant la modélisation des flux dans la colonne de sol - vis-à-vis de la problématique de cette thèse, mais aussi d'identifier les hypothèses conditionnant et impactant le plus fortement les résultats de modélisation.

Une première partie fait état de l'art de modéliser les écoulements dans la colonne de sol, ainsi que des connaissances actuelles sur ces processus effectifs, à l'échelle du versant et du bassin versant, notamment dans le cas spécifique des crues éclair. Une seconde partie présente la structure du modèle MARINE dans sa globalité. Sous le regard de ces connaissances, une analyse de la structure du modèle MARINE est effectuée sur un cas d'étude. Les principales sensibilités du modèle MARINE aux choix de modélisation, ainsi que les modifications résultantes sont résumées dans une dernière section à titre de conclusion de ce chapitre.

Sommaire

3.1 Les écoulements dans le sol : bibliographie 38
3.1.1 Le sol, l'eau dans le sol 38
3.1.2 Modélisation des écoulements de l'eau dans le sol 41
3.1.3 Ordre de grandeur des écoulements dans le sol 45
3.2 Le modèle MARINE 47
3.2.1 MARINE : principes et objectifs du modèle 47
3.2.2 MARINE, un modèle distribué : discrétisation et schéma numérique 48
3.2.3 MARINE, un modèle à base physique : représentation des processus d'écoulement 50
3.2.4 Résumé du fonctionnement du modèle et données associées 55
3.3 Analyse de la structure du modèle 56
3.3.1 Méthode 56
3.3.2 Analyse 61
3.3.3 Résultats et choix effectués 72
3.4 Conclusion/Synthèse 77

3.1 Les écoulements dans le sol : bibliographie

3.1.1 Le sol, l'eau dans le sol

Le sol et sa caractérisation physique

Le sol peut être délimité très approximativement comme la partie supérieure de la surface de la terre. Il est un peu plus précisément défini, dans le *World Reference Base for Soil ressource* [IWG, 2007] comme "correspondant à toute matière comprise dans l'intervalle de profondeur de 0 à 2 m en dessous de la surface de la Terre, excluant les organismes vivants, les couvertures neigeuses, glacières ou aquatiques" ; ou encore dans le *Soil Taxonomy* [Staff, 2003] comme étant "le corps naturel comprenant solide (minéraux et matière organique) liquide et gaz présent à l'interface terre atmosphère, caractérisé par des couches ou des horizons distinctes de la roche mère en conséquence de pertes, de gains ou de transfert d'énergie ou de matière [...]".

Il est formé de la décomposition de roches par des processus physique ou chimique, influencés par le forçage climatique et par les activités des espèces biologiques et résidus organiques accumulés. Physiquement, le sol est décrit comme un système à trois phases : une phase solide composée de minéraux, et de matière organique, sous forme de particules plus ou moins grossières ; une phase liquide constituée d'eau et une phase gazeuse constituée d'air.

Les interfaces entre chacune de ses phases sont exposées à de nombreuses interactions telles que des phénomènes d'adsorption, de tension de surface ou de frottement. L'importance de ces interactions est proportionnelle à la taille des interfaces par unité de volume du système. Elles contrôlent la mobilité de l'eau à travers le sol. Définir le sol physiquement revient à définir ces trois phases ; leur proportion, mais aussi leur dispersion et les interactions concomitantes.

On peut caractériser le sol par sa **texture** ; c'est-à-dire par la distribution granulométrique des particules. Le regroupement des particules insécables de diamètre d_ϕ permet de distinguer 3 types de particules :

— les sables : $50\,\mu m < d_\phi < 2\,mm$
— les limons : $2\,\mu m < d_\phi < 50\,\mu m$
— les argiles : $d_\phi < 2\mu m$

La proportion des argiles est déterminante vis-à-vis du comportement des sols, car ces particules possèdent une surface interfaciale plus grande. Les sables et les limons sont en quelque sorte le squelette du sol, tandis que l'argile constitue la peau où interviennent la majorité des interactions. Suivant les différentes proportions de chaque type de particules, il est possible de déterminer une désignation texturale du sol, par exemple à partir du diagramme de texture (figure 3.1). Il en résulte un classement de 12 types de sol.

La **densité apparente sèche** ρ_b, définie comme la masse de la phase solide sur le volume total occupé par le sol, caractérise la porosité du milieu et ainsi la capacité de stockage en eau. Un sol sableux à porosité faible aura une densité apparente sèche plus élevée qu'un sol argileux ($\rho_b \approx 1.6\,mg.cm^{-3}$ pour un sol sableux et $\rho_b \approx 1.1\,mg.cm^{-3}$ pour un sol argileux ; [Hillel, 1972]).

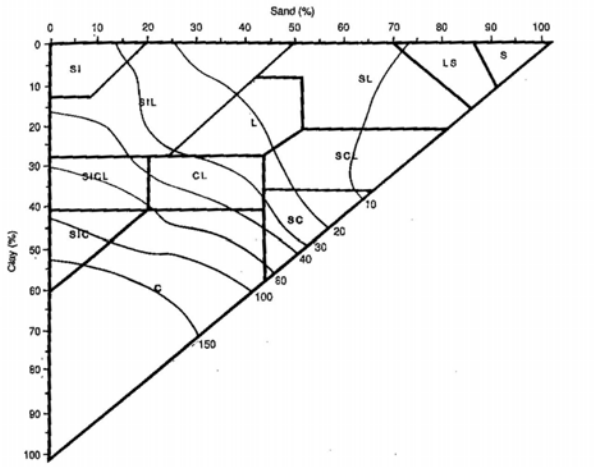

FIGURE 3.1 – Triangle textural définissant les classes de sol [Rawls et al., 1992]

La **structure du sol** fait référence à la taille, la forme, et l'arrangement des vides et des solides dans le sol [Lal, 1991]. Caractériser la dispersion des particules solides, leur agencement, leur agrégation, est utile dans la modélisation des flux à travers le sol, en ce que la taille caractéristique des vides (ou pores) et donc la taille des interfaces entre phases en sont tributaires. Cependant, contrairement à la texture qui est une propriété intrinsèque au sol, la structure du sol est dynamique et évolue dans le temps. Son évaluation est souvent qualitative et difficilement quantifiable [Díaz-Zorita et al., 2004; Jastrow and Miller, 1991]. L'agrégation des particules de sol résulte de processus de réarrangement, de cimentation et de floculation. Ces processus sont influencés par la composition minérale (la texture), mais aussi par la teneur du sol en carbone organique, les mécanismes de pédogénèse et l'activité microbiotique [Kay, 1998]. L'occupation du sol représente un facteur d'influence en ce qu'il impacte le taux de matière organique du sol et l'activité biologique. [Lal, 1996; Gonzalez-Sosa et al., 2010] montrent que la densité apparente sèche augmente lors de la déforestation d'une parcelle pour la mise en place de culture. Marshall et al. [2009] mesurent des conductivités hydrauliques trois fois plus élevées sous une couverture forestière que sur une surface agricole cultivée. Archer et al. [2013] différencient les forêts d'épineux des forêts de feuillus de par les propriétés hydrodynamiques des sols sous-jacents.

L'eau dans le sol

L'eau dans le sol est soumise à différentes forces qui vont conditionner son écoulement : la force gravitationnelle, les forces de pression (ou forces de succion) et les forces dues à la pression osmotique sous hypothèse de gradient de concentration de l'eau. Cette dernière est généralement négligeable devant les deux autres. Ce sont donc les forces de pression qui vont distinguer l'écoulement de l'eau en milieux poreux, d'un écoulement libre d'une matrice (ou réseau de pores).

La pression de l'eau en milieu poreux est inférieure à la pression atmosphérique, afin d'équilibrer les tensions de surface aux interfaces air-eau et les phénomènes d'adsorption au niveau des interfaces solide-eau. On nomme indifféremment pression hydrostatique P_ϕ, pression capillaire, ou encore tension de succion la différence (négative) de pression entre l'eau et l'air à pression atmosphérique. En pratique, la pression hydrostatique est exprimée positivement en mètre suivant la relation : $h_\phi[m] = -\frac{P_\phi}{\rho_w g}$.

La texture du sol conditionne principalement les forces d'adsorption tandis que la structure du sol influence la taille caractéristique des pores et donc les forces de capillarité. Le contenu en eau du sol diminue la taille des interfaces par unité de volume et donc implique une diminution de la pression hydrostatique (en valeur absolue) en fonction du contenu en eau du sol, pour tendre vers une valeur nulle lorsque le sol est complètement saturé. Finalement le comportement d'un sol vis-à-vis de l'écoulement de l'eau peut être caractérisé par l'évolution de la pression hydrostatique (ou tension de succion) en fonction du contenu en eau. En exemple, les figures 3.2 et 3.3 représentent ces relations appelées "courbes de rétentions" pour des sols à textures différentes et à structures différentes respectivement. À contenu en eau constant, les sols à texture fine retiennent plus particulièrement l'eau en exerçant une pression hydrostatique supérieure que les sols à texture grossière (figure 3.2). La modification de la structure du sol impacte le contenu en eau maximal par la diminution des volumes de vide pour un sol compact. L'évolution de la pression hydrostatique est modifiée mais dans une moindre mesure (figure 3.3).

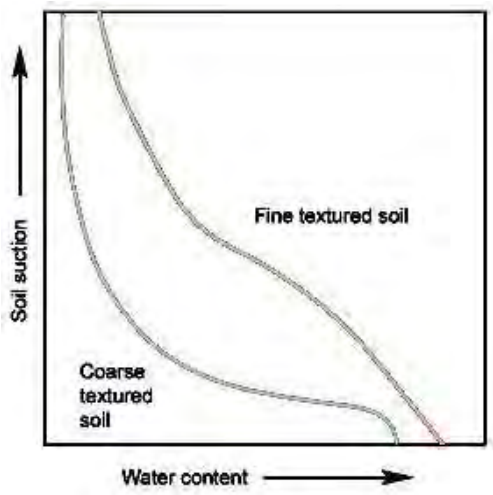

FIGURE 3.2 – Influence de la texture sur la courbe caractéristique de rétention d'eau [Musy et al., 2005]

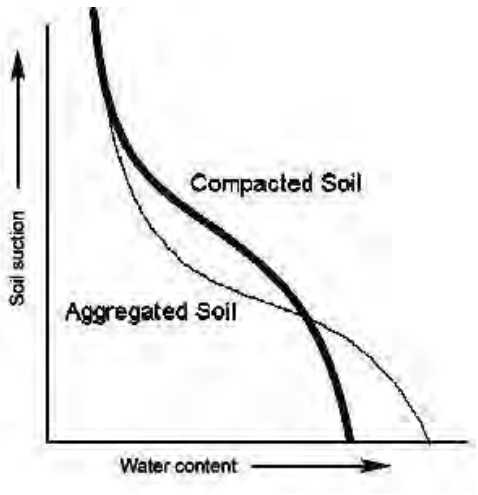

FIGURE 3.3 – Influence de la structure sur la courbe caractéristique de rétention d'eau [Musy et al., 2005]

La littérature fournit plusieurs expressions analytiques empiriques modélisant ces courbes caractéristiques. Gardner et al. [1986] utilisent une loi puissance pour relier la tension de succion avec la teneur en eau faisant intervenir deux paramètres a et b sans signification physique :

$$h_\phi = a \cdot \theta^{-b} \tag{3.1}$$

Brooks and Corey [1964] modifient la précédente loi en reliant les paramètres de la modélisation à des paramètres physiques mesurables :

$$\theta^* = \begin{cases} \left(\frac{h_\phi}{h_{\phi_ae}}\right)^{-\lambda} & \text{si} \quad h_\phi > h_{\phi_ae} \quad \text{avec} \quad \theta^* = \frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_r} \\ 1 & \text{si} \quad h_\phi \leqslant h_{\phi_ae} \end{cases} \tag{3.2}$$

avec $\lambda[-]$ un indice de la taille caractéristique des pores ; $\theta^*[-]$ la teneur en eau réduite exprimée en fonction de la teneur en eau à saturation $\theta_s[-]$ et la teneur en eau résiduelle $\theta_r[-]$ (proportion d'eau qui ne peut être extraite quelle que soit la pression exercée sur le sol) et $h_{\phi_ae}[m]$, la pression hydrostatique de succion nécessaire pour une entrée d'air dans le milieu poreux.

Van Genuchten [1980] choisit une loi puissance complexe pour améliorer la modélisation de la rapide décroissance de la pression hydrostatique lorsque le sol est proche de la saturation.

$$\theta^* = \begin{cases} \left(1+\left(\frac{h_\phi}{h_{\phi_ae}}\right)^n\right)^{-m} & \text{si} \quad h_\phi > 0 \quad \text{avec} \quad m = 1 - 1/n \\ 1 & \text{si} \quad h_\phi \leqslant 0 \quad \text{et} \quad n = \lambda + 1 \end{cases} \tag{3.3}$$

Le contrôle du mouvement de l'eau dans le sol peut se résumer à l'estimation des paramètres θ_s, λ et h_{ϕ_ae} qui définissent les **propriétés hydrodynamiques du sol**.

Une mesure directe de ces propriétés via l'application de tests standardisés (infiltrométrie, résistivité électrique, tensiométrie, ...) sur des échantillons est possible. Cependant, la représentation spatiale de l'échantillon est faible. La modélisation des mouvements d'eau à l'échelle du versant et du bassin versant, nécessite la multiplication des mesures. C'est pourquoi il est souvent préféré à la mesure directe des paramètres, des méthodes d'estimation indirectes reliant les propriétés hydrodynamiques voulues à des données plus largement disponibles caractérisant le sol. Ces méthodes sont nommées fonction de pédotransferts (FPTs, Bouma et al. [1971]). Elles consistent en une évaluation statistique des paramètres hydrodynamiques en fonction de propriétés de sol aisément mesurables : les FPTs relient les propriétés dynamiques du sol à sa texture, sa densité sèche apparente et parfois à sa teneur en matière organique [Vereecken et al., 2010].

Il est important de remarquer qu'en utilisant de telles estimations, toute influence de la structure du sol sur les propriétés hydrodynamiques ne sera pas prise en compte. Cela peut expliquer l'adéquation contrastée de ces méthodes suivant les similitudes climatiques et d'occupation de sol entre la région d'application de la FPT et celle dont elle est issue [Sobieraj et al., 2001].

A notre connaissance, une seule étude fait état des propriétés de rétention d'eau des différentes classes texturales de sol par horizon pédologique à partir des données de sols français [Bruand et al., 2004]. Dans la suite de l'étude, on utilisera toutefois la FPT déterminée par Rawls et al. [1983]; Rawls and Brakensiek [1985] (tableau 3.1), qui attribue à chaque classe texturale une estimation des propriétés hydrodynamiques. Ce choix est orienté par de précédentes études sur les bassins versants de l'arc méditerranéen. [Manus et al., 2009] comparent l'utilisation FPTs de Cosby et al. [1984] et Rawls and Brakensiek [1985] pour estimer les propriétés hydrodynamiques d'un bassin du Gardon et trouve une meilleure correspondance des valeurs de cette dernière vis-à-vis de la variabilité des conductivités rencontrées sur le terrain [Marchandise, 2007]. Braud and Vandervaere [2015] tirent les mêmes conclusions en comparant cette fois-ci les estimations des FPTs de Rawls and Brakensiek [1985], Cosby et al. [1984] et de Weynants et al. [2009] aux mesures in situ réalisées sur le bassin de l'Ardèche et dans la région de Montpellier.

3.1.2 Modélisation des écoulements de l'eau dans le sol

Ayant introduit les principaux phénomènes d'interaction entre l'eau et le sol, on présente par la suite les modèles d'écoulements en résultant. Recherchant la modélisation des flux dans la direction principale x, les équations sont présentées sous forme unidimensionnelle. On distingue, comme généralement proposée, la modélisation des écoulements dans un sol saturé, de celle dans un sol insaturé où les forces en jeu sont plus complexes. Par ailleurs, on aborde les modélisations spécifiques à la considération des hétérogénéités de la structure d'un sol, permettant de distinguer plusieurs catégories de flux rencontrés dans les sols.

TABLEAU 3.1 – Propriétés dynamiques des textures de sol [Maidment et al., 1992]

Texture	Code	$\theta_s[-]$	$h_{\phi_{ae}}[cm]$	$k_{sat}[mm/h]$	$\lambda[-]$
Sable	S	0.437	7.26	117.8	0.694
Sable limoneux	Sl	0.437	8.69	29.9	0.553
Limon sableux	Ls	0.453	14.66	10.9	0.378
Limon silteux	Lsi	0.463	11.15	6.6	0.252
Limon	L	0.501	20.76	3.4	0.234
Limon argilo-sableux	Las	0.398	28.08	1.5	0.319
Limon argileux	La	0.464	25.89	1.0	0.242
Limon argilo-silteux	Lasi	0.471	32.56	1.0	0.177
Argile sableux	As	0.430	29.17	0.6	0.223
Argile silteux	Asi	0.479	34.19	0.5	0.042
Argile	As	0.475	37.3	0.3	0.165
Silt	Si	0.501	37.3	0.4	0.165

Écoulement de l'eau en milieu saturé : loi de Darcy

Les écoulements en milieux saturés se modélisent à partir de la loi de Darcy, établie expérimentalement en 1856. Elle stipule que la vitesse d'écoulement $v[m.s^{-1}]$ en régime permanent dans un milieu poreux saturé est proportionnelle au gradient de charge hydraulique $\mathrm{H}[m]$. Le coefficient de proportionnalité, nommé conductivité hydraulique à saturation $\mathrm{K}_{sat}[m.s^{-1}]$ est caractéristique du milieu poreux.

$$v = -\mathrm{K}_{sat} \cdot \frac{\delta \mathrm{H}}{\delta x} \tag{3.4}$$

Exemple : modélisation de l'infiltration par l'équation de Green et Ampt. Une application de la loi de Darcy courante dans les modèles à base physique est la représentation des processus d'infiltration par le modèle de Green et Ampt [Green and Ampt, 1911]. Ce modèle suppose la formation d'une zone saturée - appelée front d'humidification - conséquente de la gravité et des forces de succions exercées à l'interface du sol non encore saturée. Cette loi s'écrit :

$$v = \mathrm{K}_{sat} \cdot \left(\frac{\mathrm{Z}_f + \mathrm{H}_0 + h_\phi}{\mathrm{Z}_f} \right) = \mathrm{K}_{sat} \cdot \left(1 + \frac{\mathrm{H}_0 + h_\phi}{\mathrm{Z}_f} \right) \tag{3.5}$$

où $\mathrm{Z}_f[m]$ correspond à la profondeur du front de succion, $\mathrm{H}_0[m]$ à l'épaisseur de la lame d'eau au-dessus du sol et $h_\phi[m]$ les forces de succion. Bouwer [1966] et Hammecker et al. [2003] notent toutefois que durant l'humidification, de l'air reste emprisonné dans la matrice du sol, empêchant l'entière saturation du sol. Il en résulte une conductivité hydraulique effective moindre. La valeur de la conductivité hydraulique dans l'équation de Green et Ampt est ainsi la plupart du temps corrigée suivant la suggestion empirique de Bouwer [1966] : $\mathrm{K}r = 0.5 \cdot \mathrm{K}_{sat}$.

Écoulement de l'eau en milieu insaturé

Le passage du milieu poreux à saturation à un milieu insaturé implique deux changements. Tout d'abord la charge hydraulique n'est plus seulement déterminée par l'énergie potentielle de pesanteur ; vient s'ajouter l'énergie de pression dues aux forces de succion décrites précédemment. Le second changement concerne la conductivité hydraulique qui va diminuer avec le niveau de saturation. En effet, lorsque le sol n'est plus saturé, certains pores se remplissent d'air et deviennent non conducteurs. De plus, comme les forces de succion augmentent, les vides se créent en premier lieu là où celles-ci sont moins élevées, c'est-à-dire au niveau de pores de plus grandes dimensions. Correspondant aux vides les plus conducteurs, il en résulte une décroissance très rapide de la conductivité hydraulique du sol. La diminution de la conductivité hydraulique s'avère pour cette raison le facteur limitant prépondérant des écoulements en milieu insaturé.

La loi de Darcy, bien qu'établie en milieu saturé est étendue au milieu insaturé et complétée de l'équation de continuité par Richards [1931] :

$$\begin{cases} v & = -\mathrm{K}(\theta)\frac{\delta \mathrm{H}}{\delta x} \quad \text{avec} \quad \mathrm{H} = h + h_{\phi}(\theta) \\ \frac{\delta \theta}{\delta t} & = -\frac{\delta v}{\delta x} \end{cases} \tag{3.6}$$

Tout comme pour décrire les variations de h_{ϕ} en fonction de θ, il existe des relations analytiques permettant de décrire les variations de la conductivité hydraulique en fonction du contenu en eau et des propriétés hydrodynamiques du sol. Ci-dessous, par exemple, la relation de Van Genuchten [1980] :

$$\mathrm{K}(\theta) = \mathrm{K}_{sat} \cdot \sqrt{\theta *} \cdot \left\{1 - \left[1 - (\theta *)^{1/m}\right]^{m}\right\}^{2} \tag{3.7}$$

Modélisation des chemins préférentiels de l'eau

La loi de Darcy et les équations de Richards intègrent les processus d'écoulements à travers les pores, sur une section suffisamment large pour pouvoir considérer un comportement uniforme malgré les hétérogénéités des tailles de pore, ou la présence de fissures, craquelures, macropores. Le terme "physique" s'applique donc à ces équations dans la limite de cette intégration. Les vitesses d'écoulement obtenues à travers de telles modélisations sont à manipuler avec précaution, puisqu'elles ne représentent pas une quantification réelle du mouvement de l'eau, mais une vitesse moyenne d'écoulement. En réalité il existe autant de vitesses d'écoulement que de taille de pore [Beven and Germann, 2013].

Une représentation plus précise du sol consiste à définir celui-ci comme un couplage entre un milieu à forte capacité de stockage mais à faible conductivité hydraulique - appelée matrice du sol - avec un milieu constitué des macroporosités du sol où se forment les chemins préférentiels de l'écoulement.

Clothier and White [1981] analysent les flux selon la taille des pores et constate que 95 % des flux observés le sont dans les pores de tailles supérieures à $250\,\mu m$ qui n'occupent que 0.32 % des volumes de pores. Les chemins préférentiels s'activent dans la matrice de sol lors de l'augmentation du contenu en eau qui permet la mise en connexion d'un réseau de macropores interrompu [Sidle et al., 2000; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006; Anderson et al., 2009]. Il en résulte un comportement apparent à seuil lié aux facteurs dominants affectant le contenu en eau du sol : les antécédents

d'humidité et le volume total de précipitation [Sidle et al., 2000; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006].

Les flux préférentiels verticaux sont présents plus particulièrement à la surface du sol de par l'activité racinaire des plantes alors que les flux préférentiels latéraux, quel que soit le mécanisme de formation, sont présents de manière prédominante sur la surface (imperméable ou pas) du lit rocheux [Beckers and Alila, 2004; Hetherington et al., 1995; Fannin et al., 2000; Freer et al., 2002; Tromp-van Meerveld et al., 2007].

Selon Beven and Germann [2013]; Hincapié and Germann [2009], l'épaisseur caractéristique des chemins préférentiels est de l'ordre de $3\,\mu m$ à $100\,\mu m$. Sous ces conditions, on peut supposer que l'écoulement est principalement gravitaire. Dans des pores plus petits, on peut s'attendre à ce que les forces de succion ne soient pas négligeables. Au-delà de $100\,\mu m$, des vitesses de l'ordre de $0.3\,m.s^{-1}$ peuvent être observées à l'intérieur de ces "soil pipes" [Wilson et al., 2015]. On fait ici la distinction entre les écoulements suivant des chemins préférentiels dominés par un contrôle gravitaire et les écoulements à l'intérieur de fissures, où la taille des interstices implique de considérer l'approximation de l'onde diffusante pour la modélisation des flux (voir section 3.2.3).

Deux catégories de modèles permettent de modéliser le sol comme un système dual [Šimůnek and van Genuchten, 2008; Köhne et al., 2009] :

— le modèle "dual-porosity" [Van Genuchten and Wierenga, 1976] suppose que les flux sont limités aux macropores et l'eau dans la matrice de sol reste immobile. Cette modélisation mène à diviser la phase liquide en une partie immobile et une partie mobile (eq. 3.8). Les équations de Richards sont utilisées pour décrire le mouvement de la phase mobile. Un taux de transfert Γ_w entre le milieu matriciel ma et le milieu constitué de macropores pf doit être défini, supposant un nouveau choix de modélisation [Köhne et al., 2004]. Le contenu en eau du sol est alors défini par deux variables d'état : $\theta_{pf}[-]$ la teneur en eau dans les chemins préférentiels et $\theta_{ma}[-]$ la teneur en eau dans la matrice du sol. L'application des équations nécessite la connaissance des conductivités hydrauliques K_{pf} et K_{ma}, des porosités θ_{pf_s} et θ_{ma_s} des deux milieux. Là encore ces paramètres peuvent être estimés à partir de fonctions de pédotransfert.

$$\begin{cases} v_{pf} & = -K_{pf}(\theta)\frac{\delta H_{pf}}{\delta x} \\ \frac{\delta \theta_{pf}}{\delta t} & = -\frac{\delta v_{pf}}{\delta x} - \Gamma_w \\ \frac{\delta \theta_{ma}}{\delta t} & = \Gamma_w \end{cases} \tag{3.8}$$

— le modèle "dual-permeability" [Šimůnek et al., 2003] suppose la présence de flux aussi bien dans les macropores que dans la matrice du sol. Les équations de Richards modélisent les écoulements dans les deux milieux en utilisant des paramètres caractéristiques de chaque milieu. Les mêmes équations de transfert que pour un modèle "dual-porosity" peuvent être utilisées.

$$\begin{cases} v_{pf} & = -K_{pf}(\theta)\frac{\delta H_{pf}}{\delta x} \\ \frac{\delta \theta_{pf}}{\delta t} & = -\frac{\delta v_{pf}}{\delta x} - \Gamma_w \\ v_{ma} & = -K_{ma}(\theta)\frac{\delta H_{ma}}{\delta x} \\ \frac{\delta \theta_{ma}}{\delta t} & = -\frac{\delta v_{ma}}{\delta x} + \Gamma_w \end{cases} \tag{3.9}$$

Lorsque la macroporosité caractéristique du sol dépasse l'ordre de grandeur de la centaine de micromètres, un même système dual peut être utilisé cependant les équations de Richard ne sont plus valides.

La modélisation explicite des chemins préférentiels permet une représentation plus proche de la réalité des écoulements dans le sol. Elle est d'un intérêt plus particulier lorsque la finalité de la modélisation est le transport de particules, qu'elles soient actives ou passives. Cependant, elle nécessite un plus grand nombre de paramètres, difficilement mesurable sur le terrain, spécifiquement à l'échelle du versant ou du bassin versant [Beven and Germann, 2013]. Les modélisations duales sont ainsi peu appliquées à l'échelle du bassin versant et ne concernent que des bassins expérimentaux fortement instrumentés [Beckers and Alila, 2004; Mulungu et al., 2005; Zehe et al., 2001].

3.1.3 Ordre de grandeur des écoulements dans le sol

Malgré les nombreux outils de mesures des propriétés hydrodynamiques des sols, aussi bien en laboratoire que in-situ, la nécessité de calibrer certaines propriétés pour l'application de modèles d'écoulement persiste, ne serait-ce qu'à l'échelle du versant [Dirksen et al., 1999; Brooks et al., 2004]. Plus particulièrement, la conductivité hydraulique à saturation nécessaire au bon fonctionnement des modèles hydrologiques est généralement supérieure de un voir plusieurs ordres de grandeur aux mesures in situ [Grayson et al., 1992; Chappell et al., 1998]. La modélisation des flux d'infiltration verticale et celle des flux latéraux se distinguent également entre elles par des conductivités "effectives" différentes, révélant une organisation spatiale anisotrope (du contenu en eau ou de la structure du sol) qui n'est pas mise en évidence par les caractérisations classiques des sols.

Utilisant par la suite la fonction de transfert de Rawls and Brakensiek [1985](FPT RB85) comme base de données des propriétés hydrodynamiques des sols, on s'intéresse ici à relater les ordres de grandeur des propriétés réelles des sols afin de quantifier les biais introduits. On fait également état des propriétés des roches altérées, puisque plusieurs études précédentes Garambois [2012]; Vannier et al. [2013] ont conclu sur leur rôle hydrologique important pour les bassins granitiques de l'arc méditerranéen.

Écoulements verticaux : vitesse d'infiltration

Desprats et al. [2010] ont réalisé une série de mesures in situ de conductivité hydraulique à saturation sur le bassin du Gardon à Anduze à l'aide du perméamètre de Guelph. Les valeurs regroupées par classes texturales de sol sont respectivement supérieures à $30\,mm.h^{-1}$, entre 20 et $30\,mm.h^{-1}$ et entre 10 et $20\,mm.h^{-1}$ pour des sols limoneux silteux, limoneux et limoneux argileux, alors que FPT RB85 indique respectivement des valeurs de 14.4, 6.6, $1.0\,mm.h^{-1}$. Le rapport conclut donc sur un rapport de l'ordre de 3 entre l'évaluation par la FPT RB85 et les mesures in situ à l'aide du perméamètre de Guelph. Utilisant les mêmes protocoles de mesures, mais sur d'autres échantillons de sols, Regan [2000] trouve un rapport identique. Les mesures particulières montrent toutefois une plus grande variabilité de conductivité hydraulique à saturation que la FPT RB85 ne l'autorise puisque des valeurs de K_{sat} allant de 1 à $100\,mm.h^{-1}$ ont été mesurées.

Une récente étude [Braud and Vandervaere, 2015] sur plusieurs bassins versants de l'arc méditerranéen couple l'utilisation de deux méthodes de mesure (mesure sous charge via la méthode Beerkan, et mesure à l'aide de mini-disques) pour estimer les propriétés hydrodynamiques du sol. Elle confirme une grande variabilité des conductivités hydrauliques mesurées, corrélée à l'occupation du sol. Les valeurs obtenues montrent toutefois un biais lié aux méthodes appliquées puisque les ordres de grandeurs obtenus varient respectivement de 1, 3 et 6 entre l'estimation via la FPT RB85, les mesures à l'aide de mini-disque et la méthode Beerkan.

Sur les mêmes versants, Le Bourgeois et al. [2016] estiment les propriétés hydrodynamiques des horizons de sol par modélisation inversée de la teneur en eau du sol. Alors que les mesures réalisées à l'aide du perméamètre de Guelph donnent une conductivité hydraulique à saturation du sol sablo-limoneux de l'ordre de 200 $mm.h^{-1}$ (contre 30 $mm.h^{-1}$ pour FPT RB85), l'estimation par modélisation inversée donne des valeurs d'un ordre de grandeur plus élevé pour les horizons supérieurs du sol.

Ces analyses expérimentales donnent un bref aperçu de la grande variabilité des ordres de grandeur mesurés pour K_{sat} selon la méthode de mesure (ou d'estimation) utilisée. Cela s'explique par le caractère plus ou moins intrusif des appareils de mesure, des conditions et de l'échelle de mesure employées. Toutefois quelle que soit la méthode, on remarque d'une part une plus grande amplitude de variations et d'autre part, des valeurs observées plus grandes d'au moins un rapport 3 par rapport l'estimation de K_{sat} via la FPT RB85.

Écoulements latéraux : vitesse des flux de subsurface

L'observation des écoulements de subsurface est plus rare dans la littérature car ce sont des expériences coûteuses, aussi bien en temps qu'en termes d'instrumentalisation. De plus, elles sont peu reproductibles puisque beaucoup d'entre elles nécessitent des excavations, ce qui tend à faire de chaque étude un cas particulier. Parmi ces observations, quelques-unes concluent sur des ordres de grandeur de vitesse d'écoulement. Anderson et al. [2009] observent, à partir de traçages d'écoulement en conditions forcées, les flux de subsurface pouvant être générés en condition extrême sur un versant forestier pentu (30%) de 12 à 30 mètres de long. Les vitesses observées varient de 1.10^{-2} à $1.10^{-1} cm.s^{-1}$. Wienhofer et al. [2009] caractérisent les propriétés hydrauliques d'un versant montagneux des alpes autrichiennes suivant des expériences similaires et mesurent des vitesses d'écoulement interne au sol variant entre $3.42.10^{-2}$ et $3.95.10^{-1}$ $cm.s^{-1}$.

A l'échelle du bassin versant, les flux de subsurface sont étudiés à travers des modélisations à base physique représentant spécifiquement ces écoulements. Mulungu et al. [2005] modifient le modèle distribué DSFDM [Famiglietti and Wood, 1994] pour représenter explicitement les flux de subsurface dans la partie supérieure du sol. Appliqué dans des conditions similaires à notre étude - taille de bassin versant de 352 km^2, bassin versant pentu, résolution numérique égale à 500 m - K_{sat} est fixé à $1.5 \cdot 10^{-1} cm.s^{-1}$ soit à deux ordres de grandeur supérieurs à la conductivité matricielle mesurée. Zhang et al. [2006] reproduisent à partir d'une modélisation duale le fonctionnement hydrologique d'un sous bassin versant de l'Alzette (Luxembourg, 292 km^2), en partie sédimentaire, en partie marneux. La calibration de la conductivité hydraulique représentative des macropores aboutit à une valeur de $3.35 \cdot 10^{-3}$ $cm.s^{-1}$ soit 4 ordres de grandeur supérieurs à la conductivité matricielle également calibrée.

Propriétés des roches altérées

Les roches altérées constituent un matériel rocheux plus ou moins fissuré voir fragmenté contenant la structure de la roche mère [Banks et al., 2009]. Malgré des porosités plus faibles que celles du sol ($\theta_s \in [0.15, 0.35]$ [Rouxel et al., 2012]), l'altération pouvant atteindre plusieurs mètres de profondeur, il en résulte une zone de stockage importante à l'échelle du bassin versant. Les roches altérées peuvent aussi bien concerner les socles sédimentaires, schisteux ou granitiques [Banks et al., 2009]. Il est difficile de caractériser les propriétés hydrodynamiques de l'ensemble des roches altérées tant elles sont dépendantes du niveau d'altération. Là encore, il ne s'agit pas d'avoir une quantification

précise, mais plutôt de connaître l'ordre de grandeur des différentes perméabilités rencontrées.

Des essais de pompage sur différents bassins versants à socle granitique ou méta-sédimentaire, montrent des conductivités hydrauliques à saturation variant de 10^{-1} à 10 $mm.h^{-1}$ [Katsuyama et al., 2005; Graham et al., 2010; James et al., 2010]. Kosugi et al. [2006] et Katsura et al. [2014] mesurent successivement les conductivités hydrauliques de roches à différents niveau d'altération sur des échantillons et in-situ, et trouvent des résultats similaires avec les deux expériences : K_{sat} des roches altérées variant de 0.8 à 13.8 $mm.h^{-1}$, soit 2 à 3 ordres de grandeur en-deçà des mêmes mesures appliquées au sol surplombant. L'extraction des propriétés hydrodynamiques des couches de sol par Le Bourgeois et al. [2016] a permis également d'estimer une conductivité hydraulique à saturation pour le socle. Il en résulte des valeurs variant de 1 à 100 mm.h^{-1} suivant le niveau d'altération du matériau mère, soit une conductivité 20 à 1000 fois plus faible que celle du sol surplombant la roche altérée.

Résumé

Malgré les disparités des mesures liées à la diversité des méthodes instrumentales ou d'estimation, et à celles des bassins versants étudiés, on peut considérer les ordres de grandeurs suivants :

— les conductivités hydrauliques caractéristiques des sols de l'arc méditerranéen sont relativement élevées, pouvant atteindre 100 $mm.h^{-1}$, et fortement variables. La FPT RB85 sous-estime la capacité moyenne d'infiltration d'une rapport de 3 a minima.

— l'expérience de traçage à l'échelle du versant montre la capacité d'écoulement relativement rapide dans le sol avec des vitesses de pointe de l'ordre du $mm.s^{-1}$ voir du $cm.s^{-1}$. vis-à-vis des vitesses d'infiltration, ou des flux dits matriciels, on note un rapport de 10 à 1000 entre les vitesses des deux processus.

— les roches altérées ont des caractéristiques très variables et peuvent montrer des conductivités hydrauliques à saturation en conséquence. Les études s'intéressant à la fois aux conductivités hydrauliques des roches altérées et du sol [Katsura et al., 2014; Le Bourgeois et al., 2016] sont toutefois informatives de la faible conductivité hydraulique des premières vis-à-vis des secondes, observant une différence d'ordres de grandeur allant de 2 à 4.

3.2 Le modèle MARINE

3.2.1 MARINE : principes et objectifs du modèle

MARINE (Modélisation et Anticipation du Ruissellement pour des évéNements Extrêmes) est un modèle distribué, à base physique élaboré à l'IMFT depuis les années 2000 [Estupina Borrell, 2004], pour la simulation des événements de type crues éclair. La visée opérationnelle de ce modèle, ainsi que la volonté d'une régionalisation possible sur des bassins versants comportant peu d'information (hydrométrique ou physiographique), ont motivé les choix de modélisation suivants :

— Le modèle est distribué afin de prendre en compte la forte variabilité spatiale des pluies convectives générant les crues extrêmes.

— Le modèle est choisi à base physique afin d'intégrer au mieux les caractéristiques physiographiques du bassin versant. En résulte une paramétrisation facilitée par le sens physique / mécaniste des équations.

— Le modèle MARINE est événementiel. Cela permet de limiter la modélisation aux processus rapides, c'est-à-dire au temps caractéristique inférieur à celui des crues éclair. En conséquence, l'infiltration, les écoulements en surface, ainsi que les écoulements latéraux dans le sol sont représentés, alors que l'évapotranspiration et les écoulements de base sont négligés. Les temps de calcul et les données nécessaires sont donc réduits. En contrepartie, le modèle nécessite une initialisation du contenu en eau du sol.

Finalement, la modélisation hydrologique dans MARINE repose principalement sur la topographie, en ce qu'elle contrôle - majoritairement ou en partie - les vitesses et directions de l'écoulement en surface et en subsurface. Elle constitue en fait la seule donnée spatialisée indispensable au fonctionnement du modèle hydrologique. Le contrôle topographique est une hypothèse forte du modèle qui se justifie par les pentes abruptes rencontrées sur les bassins versants cibles (et/ou générateurs) d'événements extrêmes.

3.2.2 MARINE, un modèle distribué : discrétisation et schéma numérique

Discrétisation du bassin versant

Le bassin versant est discrétisé en mailles carrées à une résolution ajustable, dans la limite de celles des données topographiques. En effet, la génération des écoulements d'une maille à l'autre nécessite la définition d'une pente et donc une valeur d'élévation distincte pour chaque maille. Dans la pratique, même si on dispose d'un modèle numérique de terrain à une résolution de 25 m, la discrétisation est faite à une échelle plus grande (de l'ordre de 100 à 500 m). Ceci au regard des résolutions plus grossières des données de caractérisation du sol, du forçage et d'initialisation : les observations radars de précipitations utilisées dans l'étude ont une résolution de 1 km, les sorties SIM utilisées pour l'initialisation du contenu en eau du sol ont une résolution de 8 km, les unités de sol permettant de caractériser la profondeur ainsi que les caractéristiques hydrodynamiques du sol recouvrent quant à elles une aire moyenne de 100 ha soit une résolution moyenne de 1 km.

La perte d'information engendrée par l'agrégation du MNT à une résolution supérieure ne concerne que le MNT lui-même. Cela implique notamment la diminution, en moyenne, des distances de transfert à l'exutoire et une modification directe des vitesses d'écoulement pour un état de la maille donnée. Néanmoins de précédentes études montrent le faible impact sur la modélisation d'un hydrogramme de crue, dans l'intervalle de variation testé, entre 100 et 500 m. Une calibration sensiblement différente d'une résolution à une autre permet en effet de compenser la différence de caractérisation topographique du bassin versant [Garambois, 2012]. Par la suite, l'étude se réalise à une résolution de 500 m.

Schéma de transfert

A l'opposé d'un modèle semi-distribué, le choix d'un modèle distribué implique la réalisation de connexions entre les mailles du bassin versant selon un schéma de transfert. Il est défini à partir du MNT, que ce soit pour les écoulements de surface ou les écoulements de subsurface. A chaque maille est attribuée la pente maximale descendante existant entre elle et ses 8 mailles voisines, ainsi que la direction correspondante. Le transfert d'une maille à une autre se fait ainsi vers une unique maille aval.

Certaines mailles, dites "cuvettes", ne présentent aucune pente descendante vers les 8 mailles

voisines. Il est nécessaire de modifier les données d'élévation pour trouver une direction à l'écoulement. Ces modifications peuvent se faire soit par remplissage du MNT, soit par creusage. Dans MARINE, l'algorithme utilisé se base sur Hart et al. [1968]. Les deux méthodes sont employées en privilégiant toutefois le creusage au remplissage, de façon à moins détériorer le MNT d'origine.

Méthode numérique

On différencie deux types de mailles : les *mailles drains* qui correspondent au réseau hydrographique du bassin versant, et des *mailles versants* ainsi nommées en raison de l'absence de réseau de drainage. Une maille est considérée *maille drain* lorsque l'aire drainée dépasse 1 km^2 [Giannoni et al., 2000]. Dans le cas d'une résolution de discrétisation de 500 m, cela induit qu'au moins 4 mailles sont situées à l'amont de la maille drain.

Une *maille versant* est définie par deux variables d'état : le contenu en eau du sol (h_{ss}) et la hauteur d'eau en surface (h_{rf1}) ; tandis qu'une troisième variable d'état, non indépendante, est nécessaire pour définir une *maille drain* : la hauteur d'eau dans le drain (h_{rf2}), qui va dépendre de la géométrie du profil en travers.

A chaque pas de temps de calcul, les variables d'états sont réévaluées à partir du bilan de masse, suivant un schéma explicite en volumes finis :

$$\int_{\Omega} \frac{\delta \mathrm{W}}{\delta t} \dot{d}\Omega + \oint_{\delta \mathrm{S}} q_{out} \dot{d}\mathrm{S} = \int_{\Omega} \mathrm{P} \dot{d}\Omega + \oint_{\delta \mathrm{S}} q_{in} \dot{d}\mathrm{S} \tag{3.10}$$

où :

- $\mathrm{W} = \begin{pmatrix} h_{rf2} \\ h_{rf1} \\ h_{ss} \end{pmatrix}$ est le vecteur de variables définissant l'état de la maille $[m, m, m]$;
- P le taux de précipitation $[m.s^{-1}]$;
- q_{in} le flux entrant provenant de l'amont de la maille $[m^2.s^{-1}]$;
- q_{out} le flux sortant de la maille $[m^2.s^{-1}]$;
- Ω la surface de la maille $[m^2]$;
- S la section commune entre deux mailles $[m]$.

Les flux entrants et sortants sont calculés suivant les modélisations des processus d'infiltration, d'écoulements de subsurface et de surface choisies (voir section 3.2.3). Le passage de l'état t à l'état $t+dt$ sur une maille est subdivisé en 3 étapes afin d'effectuer une mise à jour des variables d'état entre chaque modélisation de processus :

- étape 1 : forçage et infiltration. Mise à jour de la hauteur d'eau en surface (h_{rf1}) et dans le sol (h_{ss}) après calcul des flux entrant dans chaque maille.
- étape 2 : flux latéraux. Calcul des flux latéraux sortant de chaque maille vers l'aval. Mise à jour de la hauteur d'eau en surface (h_{rf1}) en cas d'exfiltration ainsi que du contenu en eau du sol (h_{ss}).
- étape 3 : flux en surface. Mise à jour de la hauteur d'eau en surface (h_{rf1}) et de la hauteur d'eau dans le drain (h_{rf2}), après calcul des écoulements surfaciques.

Le pas de temps de calcul est fixé au pas de temps des précipitations (5 min). Cependant pour respecter les conditions de stabilité du schéma numérique explicite, la condition de Courant (Courant Friedrichs Lewy, Courant et al. [1967]) est testée, et l'étape de calcul est effectuée à nouveau à pas de temps plus faible si la condition CFL n'est pas validée. Le pas de temps de calcul utilisé dans MARINE est donc variable ; permettant un temps de calcul relativement court (en dessous de la minute pour un événement de 3 jours sur un bassin versant de 500 km^2), tout en respectant les conditions de stabilité.

3.2.3 MARINE, un modèle à base physique : représentation des processus d'écoulement

Le modèle MARINE se veut à base physique dans l'objectif d'intégrer au mieux les caractéristiques hydrodynamiques du bassin versant. D'un autre côté, la recherche d'un modèle à exécution rapide et la connaissance restreinte des propriétés de sol limitent une décomposition fine de chaque processus. Les choix de modélisation sont donc un compromis entre une intégration maximale des propriétés hydrodynamiques (connues), et une modélisation globale des processus hydrologiques.

Infiltration

Les processus d'infiltration sont modélisés par la formule de Green et Ampt (eq. 3.11, Green and Ampt [1911]). Elle est basée sur la formule empirique de Darcy (équation 3.22, Darcy [1856]) qui stipule une relation linéaire entre la vitesse d'écoulement et le gradient de charge hydraulique. La relation de Green et Ampt permet d'une part d'ajuster la vitesse d'infiltration aux propriétés de sol via la définition de la conductivité hydraulique ; et d'autre part, de modéliser les variations temporelles de l'infiltration au cours de l'événement. Cette formule tend à reproduire la décroissance vers une valeur limite définissant le potentiel d'infiltration du sol.

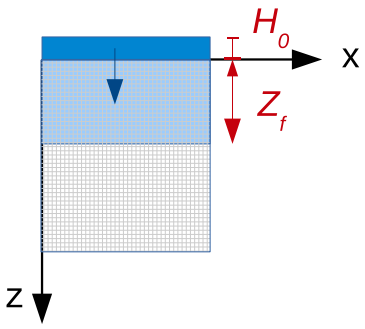

FIGURE 3.4 – Modélisation d'un écoulement de nappe en milieu poreux

$$v = \mathrm{K}_{sat} \cdot \left(1 + \frac{\mathrm{H}_0 + h_\phi}{\mathrm{Z}_f}\right) \tag{3.11}$$

avec $\mathrm{Z}_f[m]$ la profondeur du front d'humidification, $\mathrm{H}_0[m]$ l'épaisseur de la lame d'eau au-dessus du sol et $h_\phi[m]$ les forces de succion.

On suppose l'épaisseur de la lame d'eau au-dessus du sol $\mathrm{H}_0[m]$ négligeable vis-à-vis des forces de succion h_ϕ. Ces dernières sont estimées suivant une relation linéaire avec le contenu en eau du

sol : $h_\phi(t) = h_{\phi_ae} \cdot (\theta_s - \theta(t))$. Le front d'humidification est quand à lui calculé à partir de l'intégration du taux d'infiltration $v[m.s^{-1}]$ depuis le début de l'événement : $Z_f = \int_0^t v(t)dt$. Il en résulte la modélisation d'infiltration finale :

$$\begin{cases} v(t) &= p(t) & \text{quand} \quad \int_0^t q(t)\,dt = 0 \\ v(t) &= K_{sat} \cdot \left(1 + \frac{h_{\phi_ae} \cdot (\theta_s - \theta_i)}{\int_0^t v(t)dt}\right) & \text{quand} \quad \int_0^t v(t)\,dt > 0 \end{cases} \tag{3.12}$$

avec $p(t)[m.s^{-1}]$ le taux de précipitation à l'instant t.

La modélisation de l'infiltration via la formule de Green et Ampt (eq. 3.12) nécessite la connaissance de trois paramètres hydrodynamiques du sol $K_{sat}[m.s^{-1}]$, $h_{\phi_ae}[m]$ et la porosité $\theta_s[-]$. Brakensiek and Onstad [1977] notifient la sensibilité majoritaire du modèle à la conductivité hydraulique à saturation K_{sat}. Comme déjà mentionné dans la partie 3.1.2, il convient de modifier la formule pour tenir compte de l'emprisonnement d'air lors de la saturation du sol, air qui empêche une activation de tous les macropores pour l'écoulement. Il en résulte un choix de conductivité hydraulique diminuée selon la référence bibliographique [Bouwer, 1966] la plus utilisée : $K_{cor} = 0.5 \cdot K_{sat}$.

Ecoulements surfaciques

Les écoulements de surface, que ce soit sur le versant ou dans le drain, sont modélisés par les équations de Barré de Saint-Venant (eq. 3.16, Saint-Venant [1871]) à 1 dimension avec l'approximation d'onde cinématique (eq. 3.18).

Elles sont obtenues à partir des équations de Navier-Stokes bidimensionnelles (eq. 3.13, Navier [1823]) qui décrivent le mouvement d'un fluide incompressible selon un axe x privilégié (figure 3.5) :

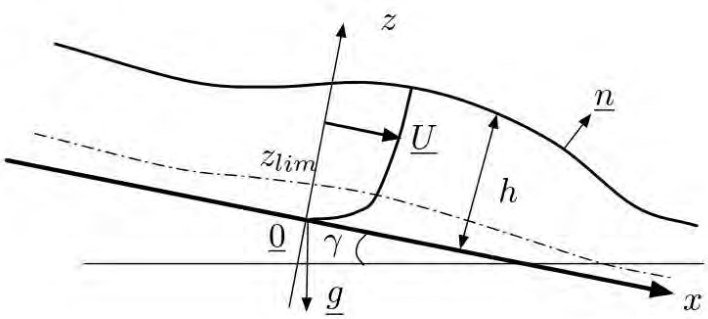

FIGURE 3.5 – Modélisation d'un écoulement à surface libre à 1 dimension [Thual, 2010]. U est la vitesse moyenne d'écoulement que l'on cherche à déterminer.

$$\begin{cases} \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta w}{\delta z} &= 0 \\ \frac{\delta u}{\delta t} + u\frac{\delta u}{\delta x} + w\frac{\delta u}{\delta z} &= -\frac{1}{\rho}\frac{\delta p_t}{\delta x} + g \cdot sin\gamma + \nu_t \Delta u \\ \frac{\delta w}{\delta t} + u\frac{\delta w}{\delta x} + w\frac{\delta w}{\delta z} &= -\frac{1}{\rho}\frac{\delta p_t}{\delta z} + g \cdot cos\gamma + \nu_t \Delta w \end{cases} \tag{3.13}$$

En supposant l'écoulement peu profond, la troisième équation s'annule. En intégrant sur la hauteur d'eau, on obtient :

$$\begin{cases} \frac{\delta hU}{\delta x} + \frac{\delta h}{\delta t} &= 0 \\ \frac{\delta U}{\delta t} + U\frac{\delta U}{\delta x} &= -g\frac{\delta h}{\delta x} + g \cdot I + \int_0^h \nu_t \Delta u dz \end{cases} \tag{3.14}$$

où U est la vitesse moyenne de l'écoulement, obtenue par intégration et $I = sin\gamma$ est la pente de l'écoulement. À partir des conditions aux limites, il peut être établi une relation entre les forces de turbulence et les forces de cisaillement au fond $\tau_*\,[kg.m.s^{-2}]$:

$$\tau_* = \rho\nu_t \frac{\delta u}{\delta z} \tag{3.15}$$

En utilisation une formule empirique pour définir le cisaillement : $\tau_* = 0.5 \cdot C_f(h, U)\rho U|U|$, où C_f est une grandeur sans dimension ; on obtient les équations générales de Barré de Saint-Venant :

$$\begin{cases} \frac{\delta hU}{\delta x} + \frac{\delta h}{\delta t} & = & 0 \\ \frac{\delta U}{\delta t} + U\frac{\delta U}{\delta x} & = & -g\frac{\delta h}{\delta x} + g \cdot I - C_f \frac{U|U|}{h} \end{cases} \tag{3.16}$$

La première équation exprime ainsi le bilan de masse alors que la deuxième équation consiste en un bilan de quantité de mouvement. Les forces impactant l'écoulement peu profond d'un fluide incompressible se décomposent en 3 termes : les forces de pression, les forces de gravité, et les forces de cisaillement au niveau du sol. A l'aide d'une analyse dimensionnelle, il est possible d'effectuer des approximations et négliger certains termes de l'équation :

— le premier membre du bilan de quantité de mouvement (3.16) représente les accélérations locale et convective du fluide. Les négliger revient à considérer que les forces de frottement, de gravité et de pression gouvernent l'écoulement. Ceci est le cas de beaucoup de rivières naturelles (vitesses d'écoulement inférieures à $7.5 m.s^{-1}$) [Estupina Borrell, 2004; Ababou and Trégarot, 2002]. On nomme cette simplification l'approximation d'onde diffusante.

— les forces de pression peuvent être négligées lorsque la pente d'écoulement $I = \tan\gamma$ est élevée ou lorsque les variations de h suivant x sont faibles. C'est le cas pour de nombreux écoulements de surface lorsqu'il n'y a pas de contrôle aval à l'écoulement. La pente de la ligne d'énergie est alors égale à la pente topographique. On nomme cette simplification l'approximation d'onde cinématique.

Le choix de modélisation par les équations de Saint-Venant avec l'approximation d'onde cinématique est motivé par les fortes pentes rencontrées (voir tableau 2.1, chapitre 2). Sur les versants, la largeur de la maille est caractéristique de la largeur de l'écoulement. Pour une profondeur d'écoulement de l'ordre de $h = 10$ cm, l'approximation est validée dans le cas où $I > 2.0 \cdot 10^{-3}$ [Thual, 2010], ce que les pentes des versants vérifient. Dans le réseau de drainage, la condition est moins bien respectée en particulier en aval. L'utilisation de MARINE pour une modélisation hydrologique en plaine, allant au delà des têtes des bassins versants, nécessite le couplage à un modèle hydraulique [Rétif et al., 2016].

La formule empirique de Manning-Strickler [Manning et al., 1890] est choisie pour déterminer le coefficient de frottement C_f :

$$C_f = 2g\frac{n^2}{h^{1/3}} \tag{3.17}$$

avec n le nombre de Manning $[T^1.L^{-1/3}]$ qui permet de relier le coefficient de frottement à la rugosité du lit. A partir de l'hypothèse d'onde cinématique, la combinaison de 3.16 et 3.17 donne une relation entre la vitesse d'écoulement U et la hauteur h :

$$U = \frac{\sqrt{I}}{n} h^{2/3} \tag{3.18}$$

Finalement l'équation 3.18 définit aussi bien les flux en surface du versant que ceux dans le réseau de drainage. Elle est appliquée à chaque maille durant l'étape 3 de calcul des processus d'écoulement

(section 3.2.2). Elle nécessite la connaissance de deux paramètres : la pente I[−] et le coefficient de Manning de la surface considéré $n_s[\mathrm{T}^1.\mathrm{L}^{-1/3}]$.

Écoulements sur les versants : Sur le versant, la hauteur d'eau correspond au volume d'eau en surface réparti sur toute la surface de la maille : $h = h_{rf1}$. La pente est définie à partir des données topographiques et le coefficient de Manning à partir des données d'occupation du sol du bassin versant (voir partie 2).

Écoulements dans le réseau de drainage : Dans le réseau de drainage, la hauteur d'eau est calculée suivant la section mouillée du réseau de drainage $\mathrm{S}_d(h_{rf2})[\mathrm{L}^2]$ compte-tenu de la forme géométrique du drain :

$$h = h_{rf2} \cdot \frac{\mathrm{A}}{\mathrm{S}_d(h_{rf2})} \tag{3.19}$$

où $\mathrm{A}[\mathrm{L}^2]$ correspond à la surface de la maille.

La géométrie du drain est choisie triangulaire (figure 3.6). D'après les résultats de travaux antérieurs [Maubourguet et al., 2007; Roux et al., 2011], menés à partir de profils en travers mesurés in situ sur le bassin versant du Gardon (cf. p. 3.3.1), cette forme permet d'approcher au mieux le rayon hydraulique de la section réelle. La pente des berges en lit majeur ($\mathrm{I}_{\mathrm{D2}}[-]$) est calculée à partir du MNT. Elle correspond à la moyenne des pentes entre la *maille drain* et les deux mailles voisines dans la direction orthogonale à la direction des drains. Dans le cas où cette estimation aboutit à une pente négative, c'est la moyenne des pentes positives des 8 directions adjacentes qui est utilisée. La taille

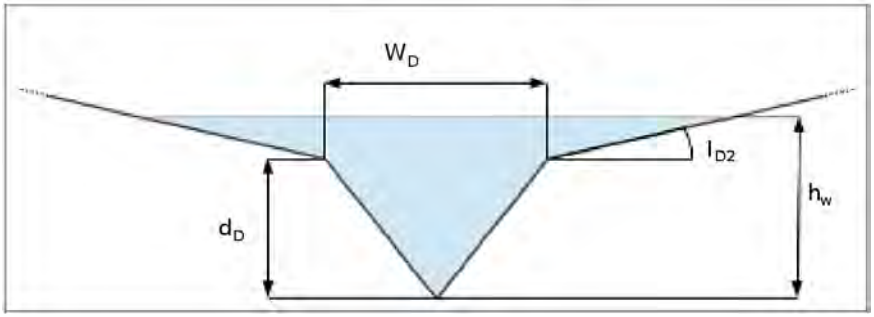

FIGURE 3.6 – Géométrie du réseau de drainage

caractéristique du réseau de drainage est établie à partir de considérations géomorphologiques introduites par Liu and Todini [2002] stipulant que la largeur au miroir W_D et la profondeur du drain d_D sont des fonctions croissantes de l'aire drainée A_D par la maille de telle sorte que :

$$\mathrm{W}_\mathrm{D} = \mathrm{W}_{\mathrm{D}max} + \left(\frac{\mathrm{W}_{\mathrm{D}max} - \mathrm{W}_{\mathrm{D}min}}{\sqrt{\mathrm{A}_{tot}} - \sqrt{\mathrm{A}_{min}}}\right) \cdot \left(\sqrt{\mathrm{A}_\mathrm{D}} - \sqrt{\mathrm{A}_{tot}}\right) \tag{3.20}$$

$$d_\mathrm{D} = d_{\mathrm{D}max} + \left(\frac{d_{\mathrm{D}max} - d_{\mathrm{D}min}}{\sqrt{\mathrm{A}_{tot}} - \sqrt{\mathrm{A}_{min}}}\right) \cdot \left(\sqrt{\mathrm{A}_\mathrm{D}} - \sqrt{\mathrm{A}_{tot}}\right) \tag{3.21}$$

avec respectivement $\mathrm{W}_{\mathrm{D}max}$ et $d_{\mathrm{D}max}$ la largeur et la profondeur maximale du drain à l'exutoire du bassin versant. a_{min} correspond à l'aire drainée minimale fixé à 1 km^2 pour considérer la présence d'un drain dans la maille (voir section 3.2.2). Les caractéristiques $\mathrm{W}_{\mathrm{D}min}$, $\mathrm{W}_{\mathrm{D}max}$, $d_{\mathrm{D}min}$ et $d_{\mathrm{D}max}$ ont été prédéfinies après plusieurs études [Maubourguet et al., 2007; Roux et al., 2011] pour le bassin versant du Gardon à Anduze (tableau 3.2). Elles peuvent être transposées aux autres bassins versants en l'absence d'autres informations.

L'équation 3.18 est appliquée dans le réseau de drainage en différenciant l'écoulement dans le lit mineur de celui en lit majeur. Deux coefficients de Manning indépendants sont en effet utilisés pour

TABLEAU 3.2 – Caratéristiques de formes du réseau de drainage du Gardon

$a_{ref}[km^2]$	$d_{\mathrm{D}min}[m]$	$d_{\mathrm{D}max}[m]$	$\mathrm{W}_{\mathrm{D}min}[m]$	$\mathrm{W}_{\mathrm{D}max}[m]$
545	0.1	2	1	30

représenter les différences de rugosités entre un lit mineur composé d'un couvert de sédiments plus ou moins fins et un lit majeur occupé par la végétation environnante. Il en résulte le calcul d'une vitesse d'écoulement en lit mineur u_r et d'une vitesse d'écoulement en lit majeur u_p appliquées aux volumes d'eau situés respectivement à l'intérieur et à l'extérieur du drain triangulaire (figure 3.6).

Comme pour les écoulements sur le versant, la pente est définie suivant les données topographiques. A l'inverse, du fait de la forme géométrique conceptuelle des drains, les coefficients de Manning pour le lit majeur et le lit mineur ne sont pas estimés via des informations surfaciques des rivières et des plaines, pas toujours disponibles, mais sont définis comme des paramètres de calibration.

Écoulements subsurfaciques

Les écoulements de subsurface correspondent à des écoulements dans la partie superficielle du sol que l'on suppose dûs à formation d'une nappe perchée. La conductivité hydraulique à saturation diminue en profondeur avec le changement de structure du sol [Taha, 1995; Levrel et al., 2009]. Le taux d'infiltration élevé en surface tend à être limité en profondeur, puisque cette zone est encore insaturée et sa structure est plus compacte. Il en résulte une zone superficielle du sol saturée, dans laquelle les connexions interstitielles sont activées. Des chemins préférentiels à l'écoulement permettent alors des écoulements à des vitesses non négligeables (voir section 3.1.3).

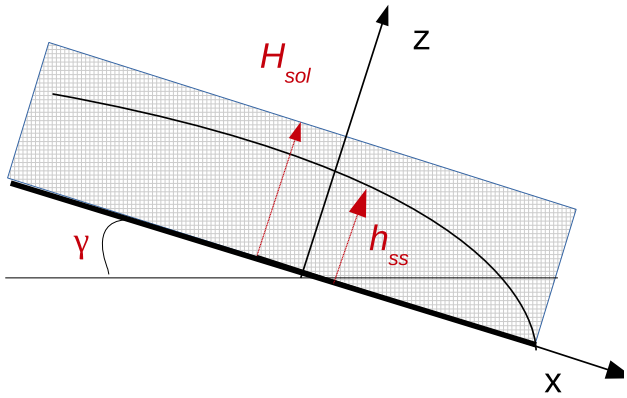

FIGURE 3.7 – Modélisation d'un écoulement de nappe en milieu poreux

La modélisation des écoulements de subsurface, équivaut à celle d'une nappe en milieu poreux saturé. On définit l'écoulement linéique $q[m^2.s^{-1}]$ suivant l'axe x par intégration de la loi de Darcy sur la colonne de sol (eq. 3.22). On suppose que l'axe x d'écoulement de la nappe est parallèle à la pente topographique. La conductivité hydraulique est choisie variable dans la colonne de sol supposant une décroissance exponentielle avec la profondeur [Beven and Kirkby, 1979]. De ces hypothèses, il résulte un écoulement dépendant de la conductivité hydraulique à saturation du sol et du paramètre m fixant sa décroissance **(eq. 3.23)**.

$$q(h_{ss}) = \int_{z=0}^{z=h_{ss}} \mathrm{K}_{sat}(z)\frac{\delta \mathrm{H}}{\delta x}dz \quad \text{avec} \quad \mathrm{K}_{sat}(z) = \mathrm{K}_{sat}^{z=h_{sol}} \cdot exp\left(-\frac{h_{sol}-z}{m}\right) \tag{3.22}$$

$$q(h_{ss}) = \mathrm{K}_{sat}^{z=h_{sol}} \cdot m \cdot exp\left(-\frac{c_{s_sol}-h_{ss}}{m}\right) \cdot \mathrm{I} \tag{3.23}$$

Ce paramètre m correspond à la profondeur de sol depuis la surface pour lequel la conductivité à saturation est significative. Ainsi les écoulements seront conséquents à partir du moment où la nappe atteint cette hauteur. Des tests de sensibilités ont montré une faible importance de la valeur prise par m dans un intervalle raisonnable de variation [Saulnier, 1996; Larnier, 2006]. Elle est fixée à 8 cm suivant des travaux expérimentaux [Taha, 1995]. Compte-tenu de la porosité, cela représente une hauteur de sol hydrodynamiquement active de 16 cm. Il est intéressant de comparer cet ordre de grandeur aux profondeurs de sol de nos bassins d'étude (tableau 2.1, chapitre 2). En exemple, sur le bassin versant du Gardon, certaines unités de sol ont une épaisseur en-deçà de cette valeur. Cela implique un écoulement significatif quel que soit le contenu en eau.

Dans les mailles drains, il existe également des flux de subsurface dirigés vers la rivière, ceci afin de représenter la connexion de la nappe à la rivière. Les flux sont fixés similairement aux flux latéraux, la pente d'écoulement étant définie à partir de la pente transversale des berges.

3.2.4 Résumé du fonctionnement du modèle et données associées

La modélisation choisie fait intervenir de nombreux paramètres liés aux caractéristiques des sols et à la topographie du bassin versant. Le tableau 3.3 résume l'ensemble de ces paramètres et les sources de données permettant leur définition pour la suite de l'étude.

Afin de corriger les données incertaines, et/ou d'ajuster les valeurs réelles aux simplifications du modèle, certains paramètres sont sujets à calibration :

- la profondeur du sol $[m]$
- la conductivité hydraulique à saturation utilisée dans le modèle d'infiltration $[m.s^{-1}]$
- la conductivité hydraulique à saturation utilisée dans le modèle des flux de subsurface $[m.s^{-1}]$
- les coefficients de Manning quantifiant les forces de frottement en lit mineur et en lit majeur. $[m^{1/3}.s^{-1}]$

Pour les trois premiers, la carte spatialisée définissant le paramètre est multipliée par un coefficient de correction unique. L'objectif est de garder l'information de la variabilité spatiale fournie par les données et d'avoir une calibration parcimonieuse interprétable. Les deux coefficients de Manning sont constants sur tout le cours d'eau.

TABLEAU 3.3 – Paramètres du modèle MARINE et données utilisées pour les définir

Processus	Paramètre	Définition	Sources des données
Infiltration	$K_{GA}[m.s^{-1}]$	Conductivité hydraulique verticale à saturation	BD-sol et FPT
	$h_{\phi_a e}[m]$	Succion d'humectation	BD-sol et FPT
	$\theta_s[-]$	Porosité du sol	BD-sol
	$H_{sol}[m]$	Profondeur de sol	BD-sol
Ruissellement	$n_r[-]$	Coefficient de Manning du lit mineur	[−]
	$n_p[-]$	Coefficient de Manning du lit majeur	[−]
	$n_v[-]$	Coefficient de Manning des versants	Carte d'occupation du sol
	$I[-]$	Pente topographique	MNT
	$I_{D2}[-]$	Pente des berges	MNT
	$A_D[m^2]$	Aire drainée	MNT
	$d_D[m^2]$	Profondeur du lit mineur	Giannoni et al. [2000]; Liu and Todini [2002]
	$W_D[m^2]$	Largeur du lit mineur	Giannoni et al. [2000]; Liu and Todini [2002]
Subsurface	$K_{ss}[m.s^{-1}]$	Conductivité hydraulique latérale à saturation	BD-sol et FPT
	$m[m]$	Paramètre de décroissance de la conductivité hydraulique à saturation à travers le profil de sol	0.08
	$\theta_s[-]$	Porosité du sol	BD-sol et FPT
	$H_{sol}[m]$	Profondeur de sol	BD-sol
	$I, \sin(\gamma)[-]$	Pente topographique	MNT

3.3 Analyse de la structure du modèle

3.3.1 Méthode

Partant de la modélisation présentée en partie 3.2, on analyse la représentation des écoulements dans le sol (infiltration, écoulement de subsurface, couplage nappe-rivière) en effectuant de nouveaux choix de modélisation pertinents. L'objectif est de détecter les hypothèses fortes du modèle et d'améliorer la représentation de la dynamique de saturation des sols durant un événement de crue éclair.

Un bassin versant de référence : le Gardon

Pour ce faire, on applique le modèle MARINE sur un bassin versant pris comme référence. Des données spatialisées de sol permettent de s'intéresser aux comportements de la modélisation face

aux fortes hétérogénéités des propriétés hydrodynamiques et des profondeurs. Le bassin du Gardon à Anduze (543 km^2) est choisi comme référence. Le modèle est appliqué tel qu'il a été calibré par Garambois [2012]. Ainsi la carte des profondeurs de sol correspond à celle utilisée lors de cette précédente étude.

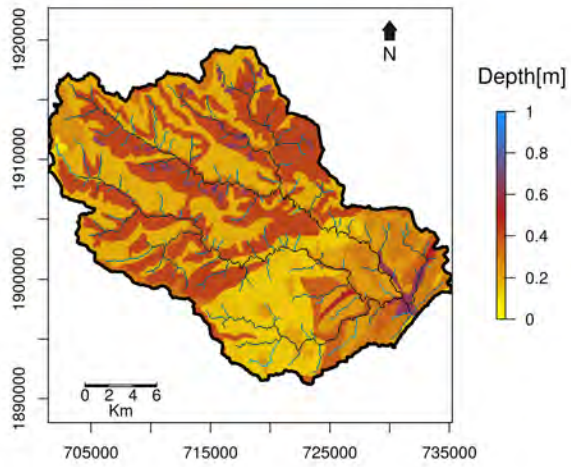

FIGURE 3.8 – Profondeur des sols du Gardon, BDsol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]

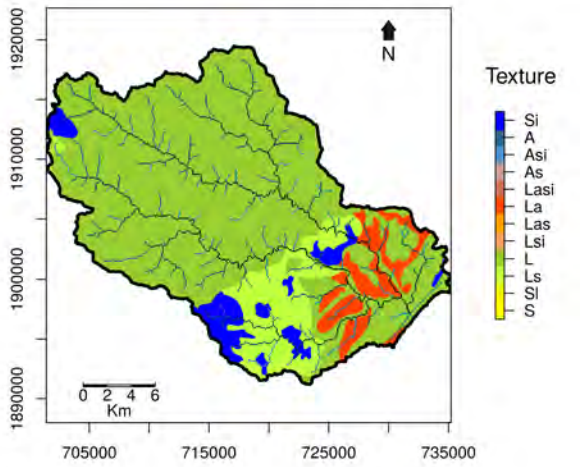

FIGURE 3.9 – Texture des sols du Gardon, BDsol-LR [Robbez-Masson et al., 2002]

Les profondeurs de sol (figure 3.8) sont très hétérogènes, variant d'une épaisseur d'une dizaine de centimètres sur une partie de l'aval du bassin versant, à une épaisseur de 80 centimètres dans la plaine alluviale. On remarque une distinction des versants Nord-Est et Sud-Ouest en amont par des profondeurs de sol différentes. En moyenne, la couche de sol a une profondeur de 28 cm sur ce bassin versant.

Le bassin versant est majoritairement limoneux, notamment sur toute la partie amont (figure 3.9). En aval, le Gardon possède également des unités de sol limono-sableuse (Ls), limono-argileuse (La) et silteuse (Si). Cela implique des conductivités hydrauliques plus élevées pour la partie du Gardon en limon-sableux (K_{sat} = 10.9 $mm.h^{-1}$) vis-à-vis des autres unités de sol.

Des précipitations de référence : construction d'un hyétogramme fictif

Pour tester une pluie représentative des événements de crue éclair, une pluie fictive est construite à partir des événements observés sur le Gardon. Les hyétogrammes ne possédant qu'un seul pic de crue, sont juxtaposés en faisant concorder le pas de temps de maximum intensité. En calculant la moyenne de la juxtaposition, il en résulte un hyétogramme aux intensités et aux variabilités temporelles représentatives des événements rencontrés sur le bassin versant (tableau 3.4). La variabilité spatiale des cellules convectives caractéristique des précipitations de crue éclair n'est pas reproduite car la juxtaposition spatiale des pluies est rendue délicate par la localisation variable des centres des cellules convectives sur le bassin versant. De fait, une simple moyenne des cumuls spatialisés de précipitations efface alors les propriétés de spatialisation escomptées. Aussi, la prise en compte de la spatialisation des précipitations peut gêner l'analyse de la dynamique du sol. En effet, l'influence d'un forçage climatique hétérogène peut masquer la variabilité spatiale de la dynamique des écoulements au sol. On opte ainsi pour le choix d'effectuer l'analyse du modèle avec une pluie uniforme, afin de comprendre au mieux l'influence des hétérogénéités spatiales du sol sans interaction avec celles des précipitations.

L'hyétogramme reconstruit est présenté figure 3.10. On s'intéresse également à la stabilité du modèle lors de la mise en route. C'est pourquoi l'analyse contient aussi la modélisation d'une période de mise en route de deux jours avant le début de l'événement.

TABLEAU 3.4 – Caractéristique des précipitations fictives comparées aux propriétés moyennes des événements à un seul pic de crue observés sur le Gardon : T$[h]$: durée des précipitations supérieures à 1 $mm.h^{-1}$; V$_P[mm]$: Cumul des précipitations ; P$_{max}[mm.h]$: intensité horaire maximale, H$um[\%]$: humidité moyenne à l'initialisation, H$um_{min}[\%]$: humidité minimale à l'initalisation ; H$um_{max}[\%]$: humidité maximale à l'initialisation.

Caractéristiques	T$[h]$	V$_P[mm]$	P$_{max}[mm.h-1]$	H$um[\%]$	H$um_{min}[\%]$	H$um_{max}[\%]$
Evénement fictif	34	178.5	23.6	51.5	46.2	64.6
Moyenne observée	31.2	178.5	23.6	51.5	44.7	64.8

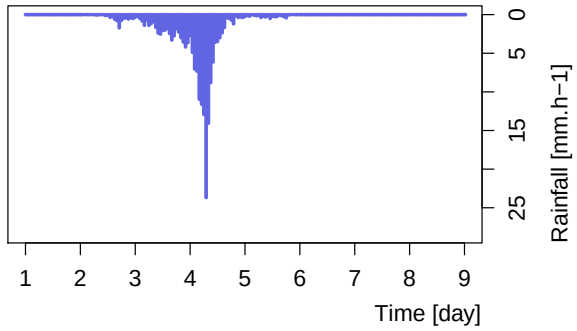

FIGURE 3.10 – Hyétogramme de référence pour l'analyse du modèle MARINE

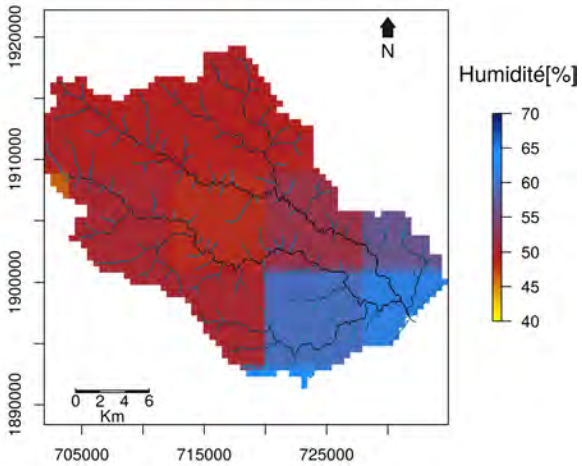

FIGURE 3.11 – Humidité initiale de référence pour l'analyse du modèle MARINE

Une humidité initiale de référence

Les cartes d'initialisation des événements sur le Gardon présentent une variabilité spatiale forte avec un écart maximal de pourcentage d'humidité de 20.1 points en moyenne pour un événement donné. Cette variabilité spatiale est homogène d'un événement à l'autre : la partie amont du bassin versant est plus sèche que la partie aval. Pour cette raison on opte pour une initialisation du modèle en construisant une humidité de référence spatialisée à partir des cartes d'initialisation des événements observés (figure 3.11).

Réponse de référence

La figure 3.12 montre la réponse hydrologique obtenue à partir du modèle de référence, nommé par la suite *ref500*. Les figures 3.13 et 3.14 montrent respectivement l'évolution de la teneur en eau du sol et des vitesses d'écoulement dans le sol à différents instants de l'événement de référence.

Début de crue

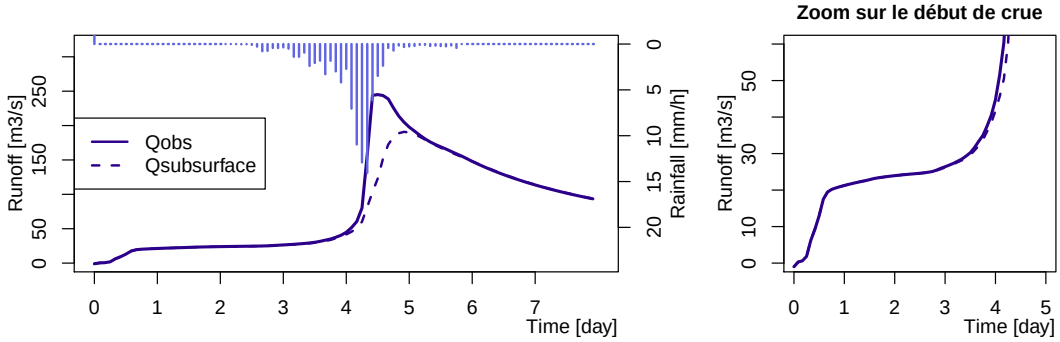

FIGURE 3.12 – Hydrogramme obtenu avec la modélisation de référence

L'hydrogramme montre l'apparition d'écoulement de subsurface dès les premiers instants de simulation, alors même qu'il n'y a pas de précipitation. Ces écoulements de subsurface atteignent un débit de plus de $20\,m^3.s^{-1}$ au bout de deux jours de simulation. Cette valeur est comparable au module du bassin versant qui est de $15\,m^3.s^{-1}$. Il en résulte une vidange du bassin versant, relativement faible vis-à-vis de la quantité d'eau contenue dans le bassin versant à l'état initial : l'humidité diminue de seulement 2 points en l'espace d'un jour et demi. Toutefois, on ne s'attend pas à cette vidange, car le modèle ne simule pas l'écoulement de base du bassin versant mais seulement les écoulements de subsurface crées par l'activation de chemins préférentiels par augmentation de l'humidité. À l'état initial, le bassin versant est supposé à l'équilibre. Enfin, on remarque la part importante des flux de subsurface dans la crue générée, puisque 90 % du volume généré est passé dans le sol lors de son parcours vers l'exutoire.

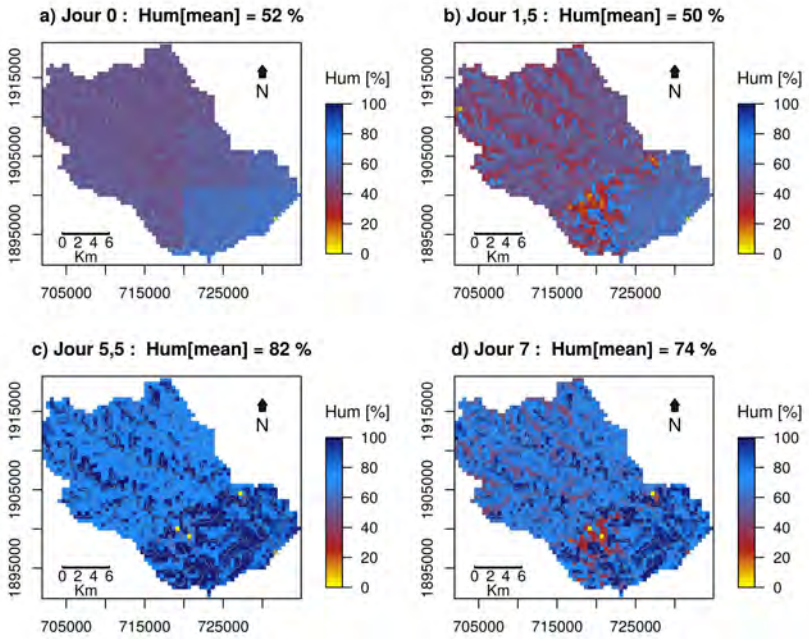

FIGURE 3.13 – Dynamique de saturation du sol pendant l'événement

On remarque sur les cartes d'humidité (figure 3.13) une importante redistribution du contenu en eau entre l'initialisation (figure 3.13, *a*)) et le jour 1.5 (figure 3.13, *b*)). Ainsi, même si l'humidité moyenne diminue faiblement entre ces deux instants, il existe une importante évolution de la répartition spatiale, liée à la profondeur des sols. Les couches de faibles profondeurs se vident plus

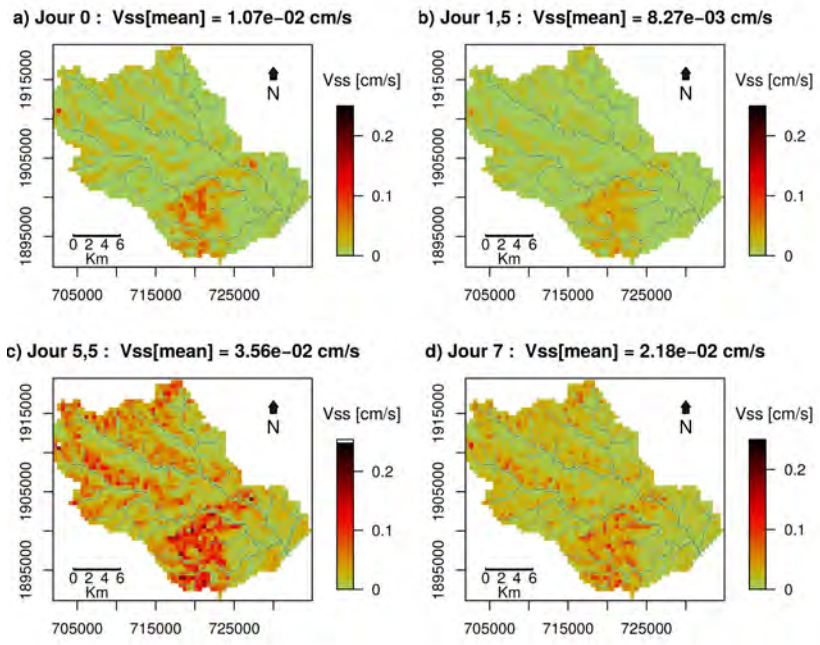

FIGURE 3.14 – Vitesse d'écoulement dans le sol pendant l'événement

particulièrement. Les cartes représentant les vitesses d'écoulement dans le sol montrent en effet des vitesses importantes là où le sol est de faible profondeur (figure 3.14 : *a*) et *b*)). Cette différence est surtout présente en amont, là où le sol présente des propriétés hydrodynamiques homogènes (figure 3.9) .

Fin de crue

L'hydrogramme montre une décrue simulée longue. Ceci est peu caractéristique des crues éclair. Une possibilité est que le forçage pris uniforme sur le bassin versant influe sur la récession. Toutefois, Heymes [2014] montre la difficulté de la modélisation actuelle à simuler les événements possédant deux pics de crue : à cause d'une décrue transitoire trop lente, il s'ensuit une surestimation du deuxième pic. Il est à noter que cette décrue est majoritairement contrôlée par les flux de subsurface, puisque ceux ci représentent plus de 99% de la réponse hydrologique globale 11 h après le pic de crue.

Les cartes d'humidité des jours 5,5 (figure 3.13, *c*)) et 7 (figure 3.13, *a*)), c'est-à-dire respectivement lors du pic de crue et lors de la récession, font apparaître des anomalies ponctuelles. En effet, 3 pixels montrent un contenu en eau anormalement faible (en jaune, c'est-à-dire de l'ordre de 10%), vis-à-vis des conditions de forçage imposées. Ces particularités sont le reflet d'une pixellisation globale de la teneur en eau du sol : on observe en effet une variation forte du contenu en eau d'une maille par rapport à celui des mailles voisines : montrant une forte variabilité liée à la discrétisation spatiale des propriétés de sol.

Premiers constats

Un premier aperçu de la simulation du modèle actuel montre globalement des faiblesses dans l'intégration des propriétés hydrodynamiques du sol pour représenter l'évolution des vitesses d'écoulement. La profondeur de sol apparaît notamment comme d'importance supérieure au contenu en eau du sol dans l'établissement d'une dynamique intrasol. Des anomalies ponctuelles mais aussi une décrue peu caractéristique des crues éclair ont également été détectées.

3.3.2 Analyse

Définition d'un modèle pour K(θ)

Initialement, le modèle d'écoulement de subsurface tiré de Beven and Kirkby [1979] conceptualise la présence et le mouvement d'une nappe phréatique profonde. Même si largement utilisé avec succès sur de nombreux bassins versants aux caractéristiques variées [Ambroise et al., 1996; Güntner et al., 1999], les hypothèses à l'origine du concept de TOPMODEL ne sont pourtant pas appropriées à décrire des écoulements transitoires, et/ou peu profonds dans le sol issus de la formation d'une nappe perchée, qui plus est sur une topographie accidentée [Moore and Thompson, 1996; Scanlon et al., 2000]. Walter et al. [2002] proposent de considérer, comme variable d'état de la cellule, le contenu en eau moyen du sol plutôt que la hauteur d'eau dans le sol supposée jusqu'ici représenter la hauteur de la nappe phréatique. L'expression de la variabilité de la conductivité hydraulique en fonction du taux de saturation est en effet plus appropriée pour représenter l'activation de chemins préférentiels dans le sol par l'augmentation de l'humidité globale du sol. La conductivité hydraulique reflète alors l'occurrence de ces chemins préférentiels dans le sol. De plus, sous ce concept, les écoulements en milieu insaturé contrôlés par la gravité sont modélisés explicitement contrairement au modèle original de TOPMODEL, où les écoulements sont imposés en milieu saturé.

On choisit de modifier la modélisation des écoulements de subsurface suivant la proposition de Walter et al. [2002] :

$$q(\theta_{ss}) = \mathrm{K}_{sat} \cdot h_{sol} \cdot exp\left(-\frac{1-\theta_{ss}}{m_\theta}\right) \cdot \mathrm{I} \tag{3.24}$$

où θ_{ss} désigne le contenu en eau du sol de la maille. m_θ désigne alors un seuil de déficit en eau endeçà duquel les chemins préférentiels deviennent actifs. La valeur de m_θ est fixée à 0.08.

L'événement de référence est appliqué à cette modélisation - nommée *ref500_theta* -, et les résultats de simulation sont comparés à ceux de référence.

La comparaison des hydrogrammes (figure 3.15) montre une diminution des flux de subsurface, alors que la valeur maximale atteinte au pic de crue reste inchangée. Les modifications les plus importantes sont durant la période de mise en route où la réponse à l'exutoire est négligeable durant toute la période ; et durant la décrue qui s'effectue plus rapidement, plus particulièrement juste après le pic de crue.

Les cartes d'humidités du sol montrent une meilleure stabilité de la dynamique du sol en début d'événement puisque le contenu en eau ne diminue que de 0.1 point après 1.5 jour de simulation sans précipitation (figure 3.16, *d*)). On remarque aussi que la répartition de l'humidité du sol reste identique à celle l'initialisation après cette période de mise en route, en conséquence de vitesses d'écoulement faibles, diminuées de plus d'un ordre de grandeur par rapport au modèle de référence (figure 3.17, *a*) et *d*)).

Lors de la crue, les vitesses sont du même ordre de grandeur pour les deux modélisations comparées (figure 3.17, *b*) et *e*)). La répartition spatiale obtenue avec le modèle *ref500_theta* est corrélée à la répartition spatiale du taux de saturation, mais aussi on observe une corrélation avec les propriétés dynamiques du sol. En effet, à teneur en eau équivalente, des vitesses plus importantes d'écoulements sont simulées pour des sols limono-sableux vis-à-vis des sols limoneux. Globalement, le modèle *ref500_theta* apporte une meilleure uniformité de la saturation du sol par unité de sol. Les pixels aux teneurs en eau suspectes ont disparu. En fin d'évènement, alors que le débit est plus faible, le sol reste plus saturé avec un écart de 10 points entre le modèle *ref500_theta* et celui de référence.

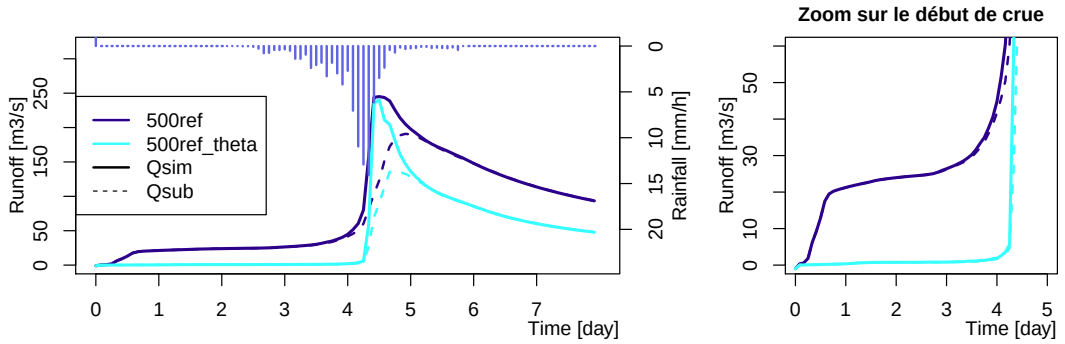

FIGURE 3.15 – Impact du choix de modélisation de K(θ)sur l'hydrogramme de crue

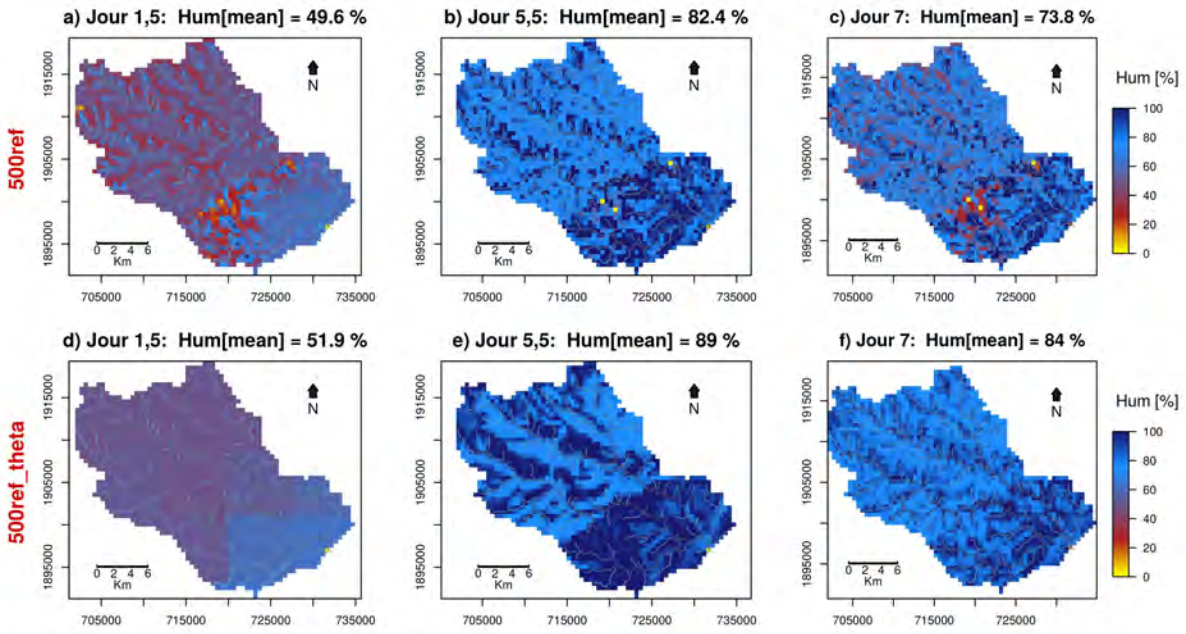

FIGURE 3.16 – Impact du choix de modélisation de K(θ)sur la dynamique de saturation du sol pendant l'événement

Le modèle *ref500_theta* paraît plus satisfaisant, en ce qu'il rend le modèle plus stable et en meilleure adéquation avec les données d'initialisation exprimées en taux de saturation, tout en permettant des vitesses d'écoulement significatives au cours de l'événement. Dans ce modèle, le paramètre m_θ ne correspond plus à la même définition que dans le modèle de référence. L'étude suivante tend à fixer plus objectivement une valeur pour ce paramètre.

Définition du paramètre de décroissance m_θ

Dans le modèle *ref500_theta*, le paramètre m_θ correspond au déficit en eau en-deçà duquel les chemins préférentiels sont actifs, et la conductivité hydraulique du sol est proche de celle à saturation. Il fixe le taux de décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique avec le déficit en eau du sol.

La figure 3.7 présente les variations de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau suivant la relation empirique de Van Genuchten (éq. 3.3), pour les différentes textures de sol. On

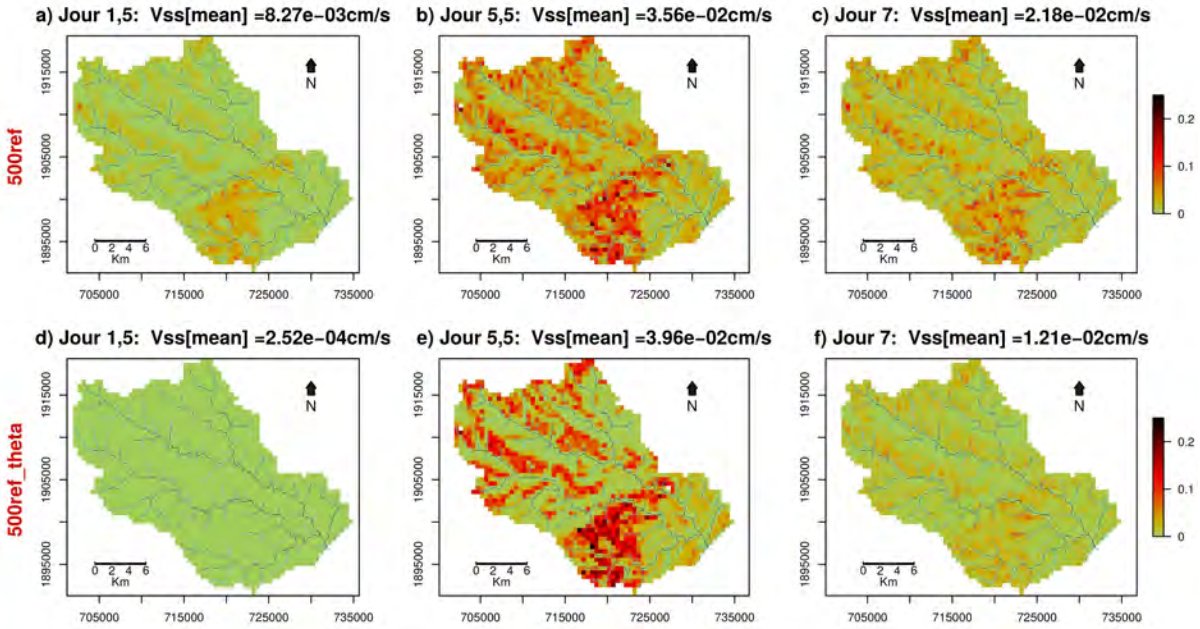

FIGURE 3.17 – Impact du choix de modélisation de K(θ) sur les vitesses d'écoulement dans le sol pendant l'événement

remarque des décroissances distinctes. De manière générale, on observe une décroissance plus forte avec le déficit en eau pour les sols aux conductivités hydrauliques à saturation plus faibles (les argiles) et inversement. A l'échelle logarithmique, cette décroissance peut être linéarisée sur l'intervalle de taux de saturation [0.4, 0.9] puisque les relations $log(\mathrm{K}(\theta)/\mathrm{K}_{sat})$ pour chaque texture de sol sont globalement rectilignes sur cet intervalle. Il en résulte l'établissement de taux de décroissance m_θ variant de $m_\theta = 0.111$ pour un sol sableux à $m_\theta = 0.036$ pour un sol argilo-silteux.

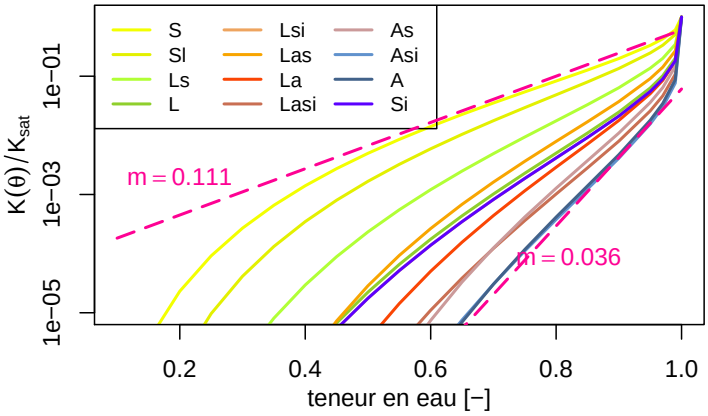

FIGURE 3.18 – Variation de la conductivité hydraulique K(θ) selon la texture du sol d'après la formule de Van Genuchten (équation 3.7)

Il est important de noter toutefois la différence entre l'équation de Van Genuchten (éq. 3.3) qui établit la relation entre conductivité hydraulique et teneur en eau d'un sol sur des mesures en laboratoire et notre cas d'étude où la teneur en eau représente une estimation moyenne du taux de saturation sur toute la profondeur de sol et sur une surface de 2500 m^2. L'évaluation de m_θ reste donc de l'ordre de l'estimation. Cela explique aussi pourquoi il apparaît inutile d'insérer directement l'équation de Van Genuchten pour définir K(θ).

Afin de tester la sensibilité du modèle à la définition de m_θ, on effectue trois simulations avec successivement i) $m_\theta = 0.05$, ii) $m_\theta = 0.10$, iii) m établi suivant la linéarisation de l'équation de Van Genuchten (figure 3.7) et des caractéristiques de sol du Gardon. Dans cette dernière configuration, m_θ est spatialisé et a une valeur moyenne de 0.064.

La figure 3.19 montre les hydrogrammes obtenus à partir des trois configurations. Le choix de la définition de m_θ n'influence pas l'hydrogramme jusqu'au pic de crue. Par contre, il impacte la quantité maximale de flux de subsurface, permettant une participation croissante plus longue de ces flux lorsque m_θ est choisi grand. Il en résulte une modification de l'hydrogramme en début de décrue (premier jour), la variation de la proportion des flux de subsurface dépendant de m_θ sur cette période. En exemple, le débit simulé décroit de 33% en 10 h après le pic de crue lorsque m_θ vaut 0.10 (sol sableux). Ce taux de décroissance atteint 51% lorsque m_θ est choisi représentatif des sols argileux ($m_\theta = 0.05$). Le reste de la décrue est impacté mais de façon moindre.

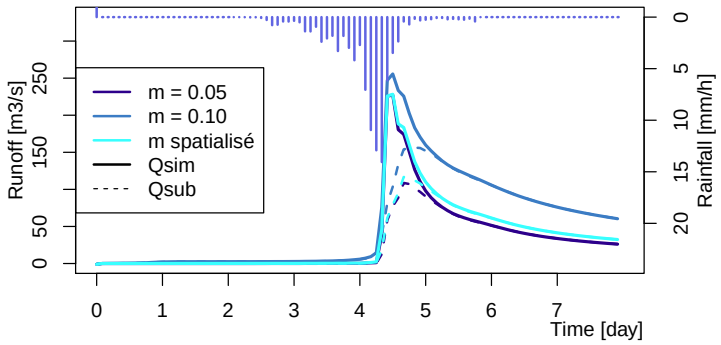

FIGURE 3.19 – Impact du choix du paramètre de décroissance sur l'hydrogramme de crue

Le modèle *ref500_theta* montre ainsi une sensibilité au paramètre m_θ, en ce qu'il modifie de manière significative la décrue. Le choix d'une valeur de m_θ en fonction du classement textural du sol permet de compléter l'intégration des propriétés hydrodynamiques du sol, suggérant à la fois une conductivité hydraulique différente par texture mais aussi un comportement distinct vis-à-vis de l'infiltration.

Subdivision du sol en deux couches

Le modèle de référence modélise la colonne de sol en une seule unité. Afin de distinguer les comportements hydrologiques inhérents au sol pédologique et aux roches altérées, on propose de représenter ces deux entités physiques dans le modèle. L'objectif in fine est d'améliorer la modélisation des flux latéraux liée à la formation de chemins préférentiels au niveau de l'interface sol/roche.

Afin de garder le modèle parsimonieux et d'éviter par exemple toute compensation entre la paramétrisation de flux latéraux dans le compartiment de sol agronomique et de ceux dans les roches altérées, on effectue le choix suivant : les propriétés physiques des roches altérées sont choisies équivalentes à celles du sol, exceptées pour les conductivités hydrauliques à saturation (figure 3.20). S'appuyant sur la bibliographie (cf. §3.1.3), ces dernières sont diminuées d'un rapport de 50 vis-à-vis des valeurs utilisées dans le compartiment supérieur.

Les contenus des deux compartiments, modélisant alors la totalité de la colonne de sol, interagissent par la mise en place de flux verticaux entre les deux couches via les équations simplifiées 1D de Richards (cf. eq . 3.6) :

$$q(\theta_{sol},\theta_{roche}) = -\frac{K_{ga}}{50}\cdot\frac{\delta H}{\delta z}$$
$$\frac{\delta H}{\delta z} = -1 + \frac{h_\Phi(\theta_{roche}) - h_\Phi(\theta_{sol})}{\Delta z} \qquad (3.25)$$

où $q(\theta_{sol},\theta_{roche})$ est la vitesse d'écoulement à l'interface des deux compartiments ; θ_{sol} est la teneur en eau du compartiment supérieur ; θ_{roche} est la teneur en eau du compartiment inférieur ; et $h_\Phi(\theta_{sol})$ et $h_\Phi(\theta_{roche})$ sont respectivement les forces de succions s'exerçant dans les compartiments supérieur et inférieur, calculées à partir des propriétés texturales du sol et de la formule de Corey (cf. eq. 3.2).

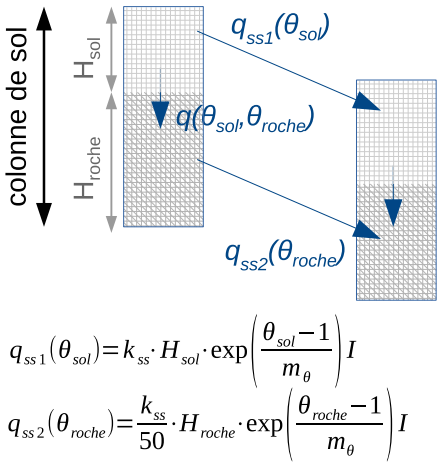

FIGURE 3.20 – Modélisation avec deux compartiments de la colonne de sol

Une fois le compartiment supérieur saturé, on impose toutefois un transfert de type piston afin de n'imposer une exfiltration en surface que lorsque la colonne de sol entière est saturée.

Par cette modélisation, on souhaite retranscrire assez simplement l'hypothèse de formation d'une zone saturée à l'interface sol/roche sans ajouter de paramètre de calibration. L'impact d'une telle subdivision de la colonne de sol est testé, comparant les résultats de modélisation du modèle *ref500_theta* à ceux impliqués par la subdivision en deux couches. Le subdivision en deux compartiments se fait suivant la hauteur de sol "réel" fourni par la BDsol et le coefficient multiplicateur C_z de référence : $H_{sol} = H(BDsol)$ et $H_{roche} = H(BDsol)\cdot(C_z - 1)$. Les deux modèles comparés utilisent ainsi des colonnes de sol de profondeurs égales.

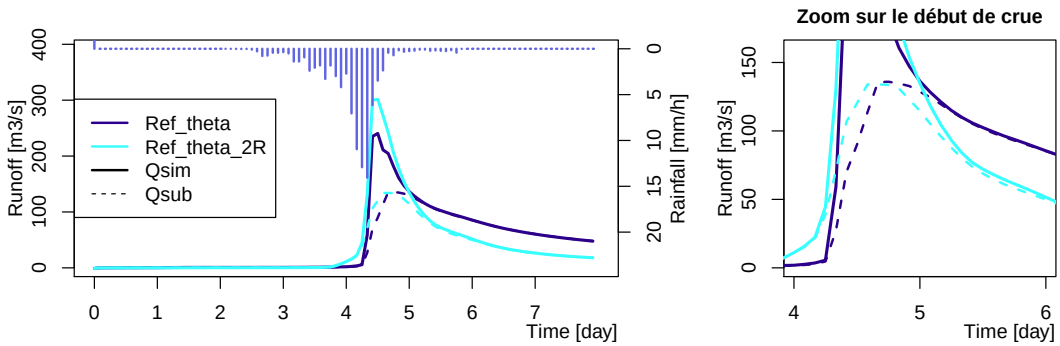

FIGURE 3.21 – Impact de la subdivision de la colonne de sol en 2 compartiments sur l'hydrogramme de crue

La figure 3.21 compare les hydrogrammes résultant de la simulation de l'événement de référence avec le modèle *ref500_theta* et le modèle équivalant avec subdivision du sol en deux compartiments (modèle *ref500_theta_2R*). Elle montre un impact conséquent de la subdivision sur l'amplitude de crue. La subdivision de la colonne de sol accélère l'arrivée des écoulements de subsurface, les rendant concomitants aux écoulements de surface. Il en résulte un pic de crue plus important, malgré des volumes sensiblement égaux de flux de surface.

La figure 3.22 montre l'évolution moyenne de l'humidité de la colonne (modèle *ref500_theta*) des compartiments de sol (modèle *ref500_theta_2R*), ainsi que des vitesses et des débits linéïques des flux de subsurface pour ces différents réservoirs modélisés. Elle explique la présence anticipée des flux de

subsurface avec le modèle *ref500_theta_2R* : l'humidité du compartiment supérieur augmente plus rapidement avec l'événement pluvieux. Or les vitesses de flux sont significatives lorsque l'humidité des mailles dépasse un seuil de l'ordre de 60%. Ce seuil étant plus rapidement atteint dans le compartiment supérieur du modèle *ref500_theta_2R* , celui ci génère des flux 18 h après le début d'humidification du sol, contre 28 h pour le modèle *ref500_theta*.

En termes de volume (figure 3.22, fenêtre du bas), on remarque que les deux modèles fournissent les mêmes ordres de grandeur de débit par unité de longueur des mailles - malgré des vitesses d'écoulement différentes - puisque les flux dans le modèle *ref500_theta_2R* sont restreints au compartiment supérieur. La visualisation des débits linéiques résume finalement les impacts de la subdivision de la colonne de sol proposée : elle induit une translation globale des flux avec une participation avancée à l'hydrogramme de crue, et modifie les variations des volumes en transit impliquant une augmentation des flux latéraux en début de crue sensiblement moins abrupte (plus progressive), et une diminution en fin de crue à l'inverse plus rapide.

On notera également le comportement hydrologique distinct du compartiment inférieur. Alors que l'humidité moyenne de ce compartiment augmente tardivement mais de manière significative, les flux latéraux générés restent négligeables vis-à-vis des flux du compartiment supérieur. Ceci est du au choix d'imposer une conductivité hydraulique faible. Le compartiment inférieur modélisé tel quel, joue un rôle de réservoir sans apport significatif à la crue.

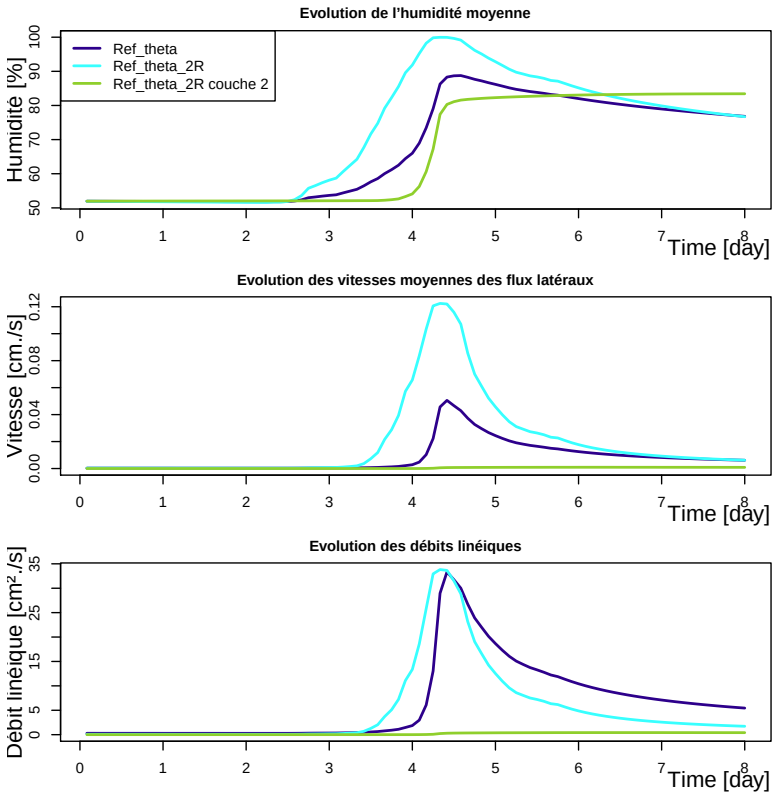

FIGURE 3.22 – Impact de la subdivision de la colonne de sol en 2 compartiments sur : en haut) l'évolution de l'humidité moyenne du sol ; au milieu) l'évolution des vitesses moyennes d'écoulement latéraux (v_{ss}) ; en bas) l'évolution des débits latéraux moyens (q_{ss})

En conclusion, la subdivision proposée permet de simuler l'occurrence rapide d'écoulements de subsurface dans une partie de la colonne de sol sans nécessiter sa saturation complète. La limitation des flux significatifs à cette partie du sol impose des rôles distincts pour les deux compartiments ; le

premier permettant la modélisation des flux, tandis que le second en profondeur permet le stockage.

Définition du gradient hydraulique

Le gradient hydraulique est défini dans le modèle de référence par la pente topographique (eq. 3.23). On peut s'interroger sur l'importance des forces de succion dans la définition de la charge hydraulique et du gradient résultant.

Les ordres de grandeur des forces de succion sont fonction de la texture du sol. Les sables, ainsi que les limons (excepté le limon-argilo-silteux) montrent de faibles variations des forces de succion malgré la variation en teneur en eau. Pour un taux de saturation de 45 %, la charge hydraulique prend pour ces textures une valeur maximale de 7 m, d'après la relation (3.2). Considérant nos mailles de résolution de 500 m, il en résulte un gradient maximal de 0.014. A titre de comparaison, parmi les pentes topographiques rencontrées sur le bassin du Gardons ; 6% sont en-deçà de 0.014 et plus de 58% sont supérieures à 0.14. Sur cet exemple, les forces de succion des textures sableuses et limoneuses sont ainsi négligeables sur plus de la moitié de ce bassin versant.

Pour les argiles, les forces de succion sont beaucoup plus importantes et varient fortement sur 2 ordres de grandeur pour des sols à teneur en eau entre 45 à 100 %. A teneur en eau fixée, les gradients de force de succion entre colonnes de sol présentant des textures différentes peuvent ainsi être conséquents.

La prise en compte des forces de succion dans le calcul du gradient hydraulique n'aboutit cependant à aucune différence avec le modèle de référence : aussi bien en ce qui concerne l'hydrogramme que concernant la dynamique de saturation des sols. Cela peut s'expliquer par les faibles différences de teneur en eau de l'ordre d'un point entre les mailles adjacentes : il en résulte de faibles gradients de forces de succion. Aussi, le bassin est très majoritairement limoneux et ne possède pas d'unité de sol avec une prépondérance d'argile ; les forces de succion impliquées sont donc moindres.

Les bassins versants de l'arc méditerranéen étant constitués en faible proportion de sols argileux, on ne considérera pas les forces de succion dans le calcul du gradient hydraulique, au vue de la prédominance du gradient topographique comme moteur des écoulements.

Définition de l'infiltration

Comme indiqué dans la partie 3.2.3, la relation de Green et Ampt (eq. 3.11) est utilisée en considérant, pour conductivité hydraulique effective du sol, la moitié de la conductivité hydraulique à saturation, afin de prendre en compte l'incomplète saturation du front d'humidification. On propose de considérer l'approximation pour la conductivité hydraulique du sol suggérée par Ma et al. [2010] (eq. 3.26). L'idée sous-jacente à cette proposition est de modéliser l'évolution de la capacité d'infiltration avec l'humidité globale du sol.

$$K_{GA}(\theta) = \theta \cdot K_{sat} \tag{3.26}$$

La modification de la définition de l'infiltration n'a que très peu de conséquence sur la modélisation de l'événement de référence. Cela peut s'expliquer car sur cet événement où les précipitations

sont réparties uniformément sur le bassin versant, la capacité d'infiltration n'est pas le facteur limitant du processus d'infiltration. Il en résulte une faible sensibilité au paramètre K_{GA}.

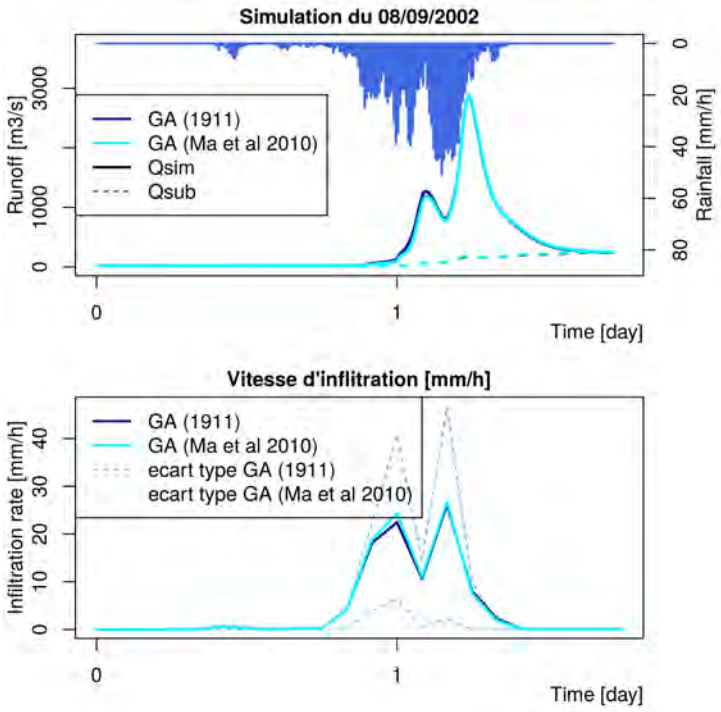

FIGURE 3.23 – haut : Hydrogramme de crue du 08/09/2002 simulé en modifiant le modèle d'infiltration de référence. Bas : vitesse moyenne et écart-type des flux d'infiltration pour les deux modèles

La modélisation sur un événement particulier, pour lequel les précipitations sont à la fois extrêmes en termes d'intensité et concentrées spatialement sur une zone du bassin versant, permet de mieux évaluer l'impact de la modification. La figure 3.23 montre les résultats de l'application du modèle de référence (GA, Green and Ampt [1911]) et celui avec modification de la fonction d'infiltration (GA, Ma et al. [2010]) sur l'événement du 08/09/2002 observé sur le Gardon, qui présente des intensités de précipitation extrêmes, concentrées sur la partie aval du bassin versant.

On observe quelques modifications, avec un débit en début de crue (de 22 à 28 h après le début de la simulation) subissant une diminution de l'ordre de 10 points, en conséquence d'une augmentation globale des vitesses d'infiltration (fenêtre du bas de la figure 3.23). Ces modifications restent toutefois mineures vis-à-vis des ordres de grandeur d'intensités de précipitation et d'infiltration sur cet événement.

Alors que les mécanismes d'infiltration sur les bassins versants de l'arc méditerranéen peuvent être complexes, du fait de leur faible teneur en eau en période d'occurrence des crues éclair, la nouvelle version du modèle de Green et Ampt n'apporte pas de valeur ajoutée au comportement du modèle. Une cause possible serait l'échelle de résolution des données, notamment celle de l'initialisation, qui ne permet pas une grande variabilité des taux d'humidité, suivant l'exposition du versant au soleil par exemple. La modélisation de Green et Ampt de référence sera donc conservée par la suite.

Définition du couplage nappe - rivère

On s'intéresse aux écoulements de subsurface dans une *maille drain*. Au niveau de ces mailles, il existe deux types d'écoulements sortants : i) un écoulement d'exfiltration dans la rivière simulant une connexion de la "nappe" superficielle à la rivière ; ii) un écoulement de subsurface vers la maille descendante, définie à l'identique des *mailles versants*. Du fait du schéma directionnel de transfert, la maille descendante est également la maille aval de la rivière. Il en résulte que ces écoulements de subsurface dans les *mailles drains* sont parallèles à la rivière. La présence de ces écoulements latéraux parallèles est peu réaliste, vis-à-vis des lignes d'écoulement normalement rencontrées perpendiculaires à la rivière.

L'écoulement d'exfiltration dans la rivière est plus conforme aux observations parce que perpendiculaire à la direction de l'écoulement dans le cours d'eau. Les flux sont contrôlés par le gradient topographique sans condition concernant la charge hydraulique de la rivière. Il en résulte un écoulement continu provenant du sol vers la rivière même si celle-ci est en crue et/ou le sol incomplètement saturé.

Les modélisations d'un couplage nappe-rivière font intervenir généralement la différence de charge hydraulique ΔH entre la rivière et le sol [Liggett et al., 2012], établissant une relation linéaire [Pryet et al., 2015; Miles, 1985; Ebel et al., 2009] ou exponentielle [Delfs et al., 2009; Liggett et al., 2012] entre ΔH et la vitesse d'écoulement. Quel que soit le type de relation choisi, un coefficient lié aux caractéristiques géométriques et hydrodynamiques de la nappe est à définir. La formulation du couplage la plus simple consiste en l'équation suivante :

$$q = \mathrm{K}_{river_bed} \cdot \mathrm{C}_m \Delta \mathrm{H} \tag{3.27}$$

où K_{river_bed} désigne la conductivité hydraulique du lit de la rivière et C_m un coefficient lié à sa géométrie. On retrouve dans la littérature plusieurs formulations pour définir C_m [Liggett et al., 2012; Pryet et al., 2015; Miles, 1985; Ebel et al., 2009; Delfs et al., 2009; Liggett et al., 2012]. Cependant, ces relations font référence au couplage d'une véritable nappe permanente dans le sol, dont la rivière est tributaire. Ici, on cherche à modéliser l'écoulement d'une nappe transitoire perchée, qui est supposé libre si la charge de la rivière est nulle (dans le cas de rivières intermittentes) mais qui sera conditionné si la rivière est en charge. De plus, les formulations de C_m supposent une connexion de la nappe sur tout le périmètre mouillé de la rivière, c'est-à-dire comprenant également le fond de la rivière, ce qui ne convient pas aux hypothèses des écoulements que l'on souhaite modéliser. Enfin, la géométrie du réseau hydrographique de nos bassins versants est mal connue. Si la modélisation des drains par une géométrie simplifiée convient pour les écoulements de surface, elle peut être vue comme trop simple pour la modélisation d'une connexion nappe-rivière, notamment pour le calcul de la charge (hauteur d'eau) dans la rivière. On cherchera donc simplement à limiter le flux d'exfiltration dans la rivière, lorsque celle ci est en crue. La modélisation proposée du couplage à la rivière (*Cp_rivière*) est la suivante :

$$\begin{cases} q_{cp}(h_{ss}) & = 0 & \text{si} \quad h_w > d_\mathrm{D} \\ q_{cp}(h_{ss}) & = \mathrm{K}_{sat}^{z=h_{sol}} \cdot h_{sol} \cdot exp\left(-\frac{1-\theta_{ss}}{m}\right) \cdot \mathrm{I}_2 \cdot \left(1 - \frac{h_w}{d_\mathrm{D}}\right) & \text{sinon} \end{cases} \tag{3.28}$$

avec h_w, la hauteur d'eau dans le drain de profondeur d_D (figure 3.6) ; $\mathrm{I}_{\mathrm{D}2}$ la pente des berges du lit de la rivière (cf. 3.3). Les intrants provenant du sol sont ainsi limités au moment où l'eau de la rivière est contenue par le lit mineur ($h_w < d_\mathrm{D}$).

On propose de tester d'une part l'annulation des flux latéraux parallèles à la rivière (modélisation $\mathrm{V}ss = 0$) ; et d'autre part de tester la limitation des flux vers la rivière suivant l'équation 3.28 (modélisation $\mathrm{V}ss = 0$, *Cp_rivière*).

La figure 3.24 montre l'impact sur l'hydrogramme de référence de la modification des flux de subsurface au niveau des *mailles drains*. Alors que l'annulation des flux latéraux parallèles à la rivière n'influence aucunement l'hydrogramme de crue, la modification du couplage à la rivière accélère la première partie de la décrue (1er jour). Par la suite, le taux de décroissance redevient équivalent à la modélisation de référence, voir moins élevé en fin de décrue (4ème jour). A noter que le pic de crue n'est en rien modifié, même si les flux en subsurface sont moins important. Cela suppose une modification de la proportion des différents processus surfacique et subsurfacique.

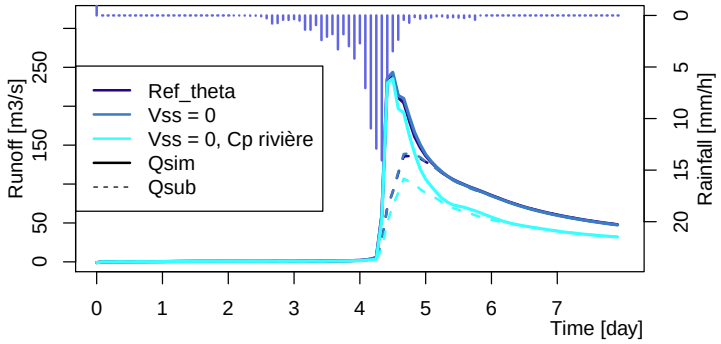

FIGURE 3.24 – Impact du choix de modélisation du couplage des écoulements de subsurface à la rivière

Concernant les cartes de saturation du sol, seules les *mailles drains* sont impactées par les modifications. Alors que pour le modèle de référence, l'humidité moyenne des *mailles drains* atteint un maximum simultané au pic de crue (figure 3.25), la modélisation *Cp rivière* aboutit à une humidité en constante augmentation même après le pic, jusqu'à saturation de toutes les mailles drains.

La représentation des vitesses d'écoulement montre la faible connectivité entre le drain et le sol adjacent dans la modélisation *Cp rivière* puisque les vitesses moyennes du flux de couplage sont nulles pendant la quasi totalité de l'événement excepté au tout début de crue (pendant les quelques heures du début de crue).

En termes de représentativité, il semble plus juste de simuler des écoulements nappe-rivière seulement quand le sol est pleinement saturé. De plus, les connexions à l'interface de la rivière sont conditionnées par la différence de charge entre cette dernière et le sol situé à l'interface. Pour ces raisons, la modélisation *Cp_rivière* semble plus représentative. La persistance de la saturation des mailles drains après la crue (au moins trois jours après) peut sembler moins réaliste. Cependant il faut se rappeler que l'évapotranspiration est ici négligée alors qu'elle pourrait avoir une influence sur cette période d'après crue.

Définition des pentes des berges

Les pentes des berges sont des paramètres géomorphologiques intervenant à la fois dans le calcul des flux d'exfiltration du sol vers la rivière et dans le calcul des flux de surface, puisque définissant la géométrie du drain. Comme indiqué dans le paragraphe 3.2.3, ces pentes topographiques sont calculées à partir du MNT du bassin versant. Elle sont définies comme la moyenne des pentes entre la maille drain et les mailles situées perpendiculairement à la direction de l'écoulement dans le drain.

On s'intéresse ici à l'influence de la résolution du maillage sur le calcul des pentes des berges. La figure 3.26,a) représente les pentes des berges obtenues avec une résolution de 500 m. En comparaison la figure 3.26,c) représente celles obtenues avec une résolution de 75 m et agrégées à l'échelle de

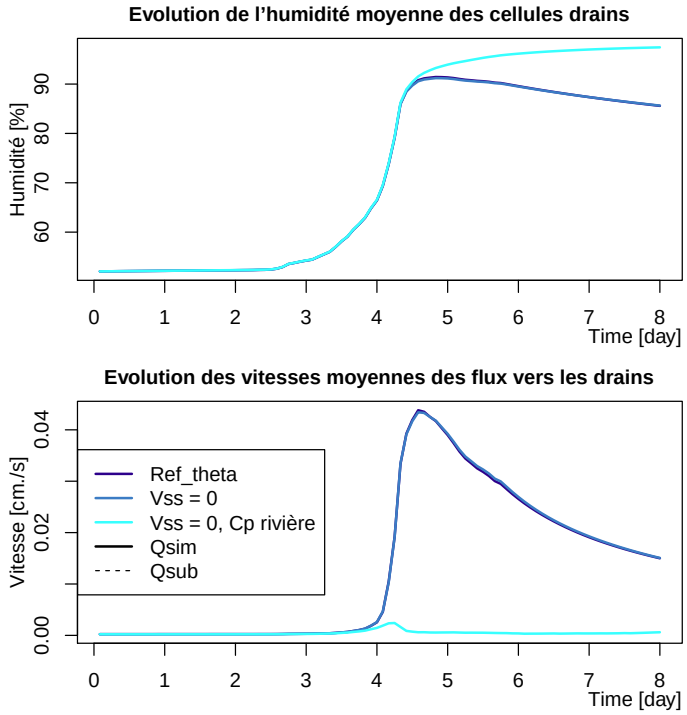

FIGURE 3.25 – Évolution au cours du temps de la teneur en eau moyenne des mailles drain et du flux moyen d'exfiltration du sol vers la rivière

500 m en moyennant les valeurs obtenues (pour faciliter la comparaison). On remarque une nette diminution des valeurs lorsque la résolution du maillage utilisée est plus fine, passant d'une pente des berges moyenne de 0.147 à 0.096. On peut l'expliquer par le fait que le calcul à la résolution de 500 m ne permet pas de voir la topographie des lits majeurs qui ont une largeur en-deçà de cette résolution. La résolution à 75 m, même si encore grande vis-à-vis des tailles caractéristiques du lit majeur en amont, permet de mieux intégrer l'information du MNT sur la topographie plus douce des fonds de vallée.

(A noter que la résolution de 75 m est choisie à minima par rapport à la résolution du MNT à $25m$, mais aussi parce que l'algorithme de définition du réseau hydrographique peut échouer à résolution plus faible compte-tenu de la précision verticale du MNT).

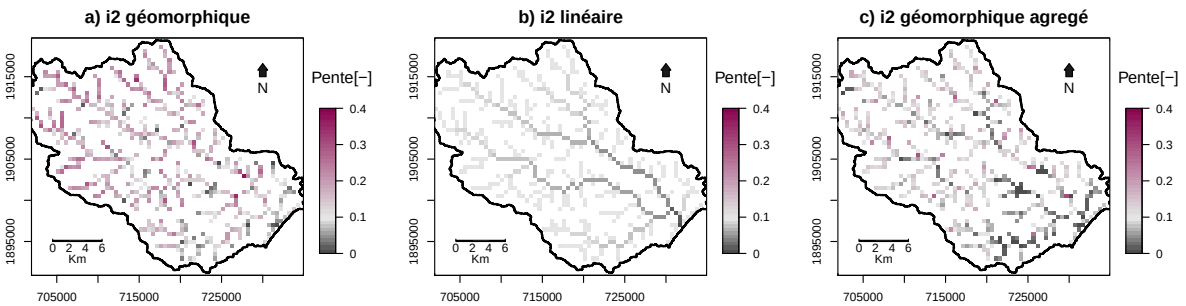

FIGURE 3.26 – Pente des berges suivant : a) un calcul géomorphique à la résolution de 500 ; b) un calcul linéaire décroissant avec l'aire drainée ; c) un calcul géomorphique à la résolution de 75 m

L'influence de la définition des berges est testée sur notre événement de référence. En plus du calcul des pentes à partir d'une résolution de 500 m et de 75 m, on teste également une évolution

linéaire des pentes berges, fixant une valeur décroissante avec l'aire drainée par la rivière. La pente moyenne obtenue via cette méthode est de 0.088. Le modèle d'exfiltration des flux de subsurface pour cette analyse est celui de référence.

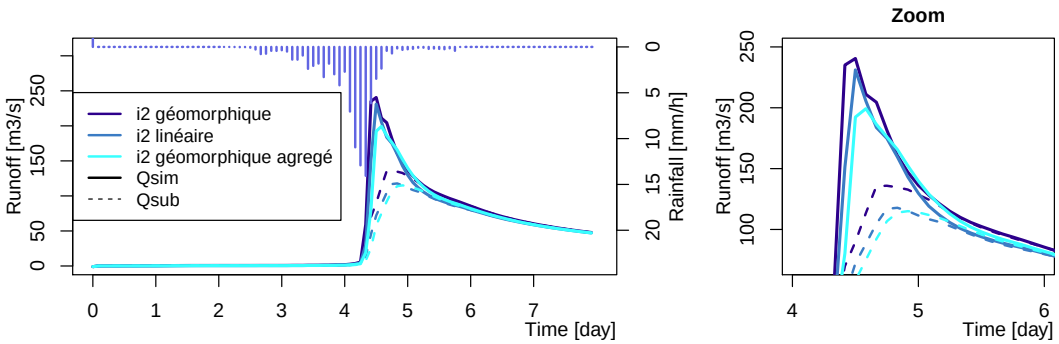

FIGURE 3.27 – Impact du choix de définition des pentes des berges

La modification du calcul des pentes des berges impacte essentiellement la modélisation du pic de crue avec une diminution de 18 % du débit maximal ainsi qu'un délai de 2 h entre les deux pics de crue simulés. Cela s'explique par le fait que les pentes plus faibles des berges impliquent plus de frottement lors du débordement en lit mineur et par conséquent un étalement de la crue. Il est intéressant de comparer la simulation obtenue à partir des pentes linéaires qui sont globalement plus faibles que celles obtenues à partir de la résolution 75 m. On remarque en effet que malgré ces pentes plus faibles, le pic est plus important et la crue sensiblement moins étalée. Cela montre l'importance de la disposition non linéaire des pentes des berges, qui implique une succession de zones en pente douce où le débordement "s'étale" sur une plaine large et des zones plus encaissées où l'écoulement sera plus rapide. Il en résulte un écoulement propre à la géomorphologie de la rivière.

3.3.3 Résultats et choix effectués

A partir des différentes modélisations des processus d'écoulement testées, on retient les changement suivants :

— la conductivité hydraulique est définie suivant le modèle *500ref_theta*, modélisant une décroissance de la conductivité hydraulique suivant la teneur en eau du sol et non la hauteur de la nappe d'eau dans le sol.

— le paramètre m_θ fixant la décroissance exponentielle de K(θ) est défini en fonction de la classe texturale du sol. Il consiste en une linéarisation de la relation de K(θ) de Van Genuchten pour $\theta \in [0.4, 0.9]$.

— les flux latéraux dans le sol des mailles drains sont imposés nuls, car parallèle à la rivière.

— l'exfiltration des flux de subsurface dans la nappe est limitée par le taux de remplissage du lit mineur de la rivière, modélisant ainsi un couplage fonction de charge hydraulique de la rivière.

— les pentes des berges sont définies à partir du réseau hydrographique établi à une résolution de 75 m. Les valeurs des pentes des berges sont agrégées à la résolution de 500 m par moyennage.

Ces changements mis en place, on teste les nouveaux choix de modélisation avec une représentation 1 compartiment (modèle 1R) et 2 compartiments (modèle 2R) de la colonne de sol. Ces deux modèles sont calibrés à partir des mêmes événements que la modélisation de référence. On effectue une comparaison globale des trois modèles à partir : des jeux de paramètres de calibration (tableau 3.5) ; des performances et proportions d'écoulements obtenues avec chaque modèle (tableau 3.6) ; et

des visualisations de la dynamique du sol, et de la reproduction des crues pour quelques événements pris en exemple (figure 3.28).

On observe des changements significatifs des paramètres optimaux d'une modélisation à l'autre. Tout d'abord, le modèle 2R montre une calibration imposant une capacité de stockage plus grande. Cette modélisation, suggère une séparation distincte entre la calibration de la capacité de stockage du modèle (C_z) et la modélisation des flux latéraux. La valeur de C_z est donc exclusivement tributaire d'une capacité de stockage nécessaire à une bonne simulation. Sur les deux autres configurations (référence et 1R), les flux latéraux modélisés sont également dépendant de la valeur de C_z, en ce qu'ils sont calculés comme une multiplication du flux linéique q_{ss} par la hauteur du compartiment $C_z \cdot H_{sol}$. La différence des C_z optimaux peut éclairer quant au compromis de la calibration de C_z dans la configuration de référence et de celle d'un seul réservoir.

D'autre part les coefficients de Manning en lit mineur des nouvelles modélisations - et plus particulièrement pour le modèle 2R - sont plus élevés. La diminution résultante des frottements peut être liée à l'apport en eau de la rivière plus limité en début de crue, nécessitant ainsi un ralentissement moindre pour une bonne simulation de la crue. Concernant le modèle 2R, s'ajoute une infiltration plus importante suggérée par la calibration des autres paramètres C_{kga} et C_z, qui peut expliquer les valeurs particulièrement plus élevées de C_{d1}.

L'augmentation des coefficients de Manning en lit majeur (C_{d2}) pour les nouvelles modélisations peut être dûe au changement de la définition des pentes des berges. Celles - ci, globalement plus douces, induisent une surface de frottement plus grande pour un volume d'eau donnée.

Le coefficient de conductivité hydraulique latérale C_{kss} défini pour les nouvelles modélisations des flux de subsurface est doublé, atteignant une des bornes de l'intervalle de calibration. Il est difficile d'expliquer cette augmentation, car le modèle de référence et les modèles 1R et 2R impliquent des hypothèses différentes. Toutefois une des causes possibles pourrait être la plus forte contribution des écoulements de subsurface aux forts débits dans la nouvelle modélisation (cf. § ci-dessous).

TABLEAU 3.5 – Valeur des paramètres calibrés des deux modélisations. C_z : coefficient multiplicateur de la hauteur de sol ; C_{kga} : coefficient multiplicateur des conductivités hydrauliques pour l'infiltration ; C_{kss} : coefficient multiplicateur des conductivités hydrauliques pour les écoulements latéraux ; C_{d1} et C_{d2} : coefficient de frottement des lits mineur et majeur, respectivement.

Modèle	C_z	C_{kga}	C_{kss}	C_{d1}	C_{d2}
Référence	3.45	11	3400	14.0	10.0
Proposition 1 Réservoir	3.46	8.85	10000	17.15	18.25
Proposition 2 Réservoirs	3.94	13.2	10000	30.5	13.8

Les performances des modèles évaluées à partir du coefficient de Nash-Sutcliffe sont sensiblement meilleures avec les nouvelles modélisations, et plus particulièrement avec le modèle 2R, avec lequel le score a augmenté en moyenne de 0.1 point. Les proportions des processus d'écoulement générés diffèrent. Les nouvelles modélisations tendent à simuler des infiltrations plus conséquentes, et un ruissellement moindre. En effet, les coefficients de ruissellement passent d'une moyenne de 0.48 avec la modélisation de référence à 0.34 et 0.32 avec les modélisations 1R et 2R. Cela s'explique par l'absence de décharge du bassin versant avant la crue mais surtout par une récession beaucoup plus rapide avec les nouvelles modélisations (voir figure 3.28, a)). On note les coefficients de ruissellement similaires pour les deux nouvelles modélisations, montrant la faible influence de la subdivision du sol en deux couches sur le volume total ruisselé à l'exutoire.

Les trois modèles se distinguent finalement par la proportion moyenne de flux de subsurface générés. En moyenne 66% des volumes simulés par le modèle de référence ont transité à travers le sol. La proportion est plus faible avec les nouvelles modélisations 1R et 2R avec respectivement 55% et 50% des volumes simulés provenant de flux de subsurface. Les différences de proportions entre le modèle de référence et le modèle 1R montrent l'impact de la nouvelle modélisation de K(θ) (cf §3.3.2, équation 3.24), diminuant essentiellement les flux de subsurface avant et en fin de crue. Le même calcul de proportions mais restreint aux périodes de hautes eaux, donne en effet des scores plus proches (51% pour le modèle de référence et 46% pour le modèle 1R). Les différences de proportions entre le modèle 1R et le modèle 2R montrent essentiellement l'impact de la restriction des flux de subsurface à une partie limitée de la colonne de sol (le compartiment supérieur).

TABLEAU 3.6 – Comparaison des modélisations des événements du Gardon avec le modèle de référence et les nouvelles modélisations. **En gras :** les événements utilisés pour la calibration.

Événement	Nash			Coef. de Ruissellement			Prop.flux de subsurface		
	réf.	1 Res.	2 Res	réf.	1 Res.	2 Res	réf.	1 Res.	2 Res
21/09/1994	0.771	0.683	0.805	0.258	0.218	0.274	0.64	0.59	0.56
03/10/1995	0.806	0.679	0.533	0.681	0.523	0.432	0.56	0.50	0.38
13/10/1995	0.905	0.902	0.816	0.478	0.419	0.361	0.52	0.51	0.35
10/11/1996	0.716	0.920	0.795	0.596	0.394	0.448	0.86	0.76	0.68
24/09/2006	-0.375	0.286	0.589	0.253	0.057	0.107	0.90	0.61	0.79
22/10/2008	0.589	0.522	0.770	0.526	0.430	0.356	0.46	0.43	0.29
19/09/2000	0.112	0.465	0.871	0.244	0.135	0.124	0.68	0.39	0.53
28/09/2000	0.676	0.653	0.790	0.215	0.169	0.205	0.60	0.39	0.53
14/03/2002	0.544	0.477	0.295	0.533	0.299	0.210	0.75	0.52	0.45
08/09/2002	0.904	0.892	0.871	0.483	0.432	0.356	0.25	0.27	0.16
18/10/2006	0.529	0.556	0.734	0.737	0.483	0.441	0.83	0.75	0.56
31/10/2008	0.591	0.801	0.887	0.618	0.483	0.485	0.79	0.71	0.60
10/11/2011	0.323	0.383	0.572	0.752	0.655	0.614	0.74	0.39	0.54
09/10/2014	0.204	-0.008	0.084	0.441	0.186	0.202	0.83	0.61	0.66
16/09/2014	0.781	0.826	0.670	0.346	0.273	0.291	0.57	0.42	0.43
13/11/2014	0.701	0.531	0.394	0.515	0.318	0.270	0.77	0.64	0.54
moyenne	0.55	0.60	0.65	0.48	0.34	0.32	0.66	0.55	0.50

La visualisation des hydrogrammes permet d'apporter des précisions quant aux améliorations apportées par les modèles 1R et 2R. On remarque tout d'abord une amélioration certaine de la modélisation en amont et après la crue. La décharge du bassin versant est stabilisée à l'initialisation et les récessions longues ne sont plus surestimées. Le modèle 1R améliore particulièrement la reproduction des courbes de récession de crue. Ceci est particulièrement visible pour les événements 1, 3 et 4. Le modèle 2R donne des récessions quelque peu en deçà. Le modèle 2R semble améliorer les débuts de crues. En effet, là où le modèle de référence et le modèle 1R montrent des débuts de crue progressifs, le modèle 2R tend à simuler une augmentation de débit plus rapide, en meilleur accord avec les réponses soudaines du bassin versant. En exemple, le premier pic de l'événement 1 est mieux reproduit et les modélisations des débuts de crues des événements 2 et 4, sans être parfaites, sont améliorées.

Concernant l'humidité du bassin versant (figure 3.28, b)), on observe d'abord à comparaison du modèle de référence, une augmentation plus rapide de la teneur en eau avec le modèle 1R, pour atteindre des valeurs significativement plus importantes pendant la crue. Les variations durant la période pluvieuse sont similaires. En fin d'événement, du fait d'une décrue beaucoup plus rapide par le modèle 1R, l'humidité est maintenue élevée, atteignant une divergence de teneur en eau entre modèles de référence et modèle 1R de l'ordre de 15 points. Le modèle 2R simule une évolution de l'humidité du compartiment supérieur plus contrastée. En cause, le volume total moindre de ce compartiment, qui le rend en conséquence plus réactif à des apports d'eau équivalents. Ce compartiment atteint un niveau d'humidité proche de la saturation pendant la crue et se stabilise, pour finir en fin d'événement à des teneurs en eau similaires à celles modélisées par le modèle 1R.

La visualisation des vitesses de subsurface (figure 3.28, c)) apporte deux informations intéressantes. D'une part, elle montre la différence effective entre le modèle de référence et les modèles 1R et 2R, à savoir une variabilité de vitesses plus importante induite par les nouvelles modélisations, simulant une activation des chemins préférentiels du sol. On note des vitesses maximales de l'ordre de 0.2 cm.s^{-1} et 0.4 cm.s^{-1} pour des mailles saturées, respectivement pour les modèles 1R et 2R, ce qui est en accord avec les ordres de grandeur des vitesses d'écoulement latérales obtenues expérimentalement (voir 3.1.3). D'autre part, pour le modèle de référence et le modèle 1R on remarque une forte similitude entre les variations des vitesses moyennes d'écoulement et celles du débit à l'exutoire. Cela montre l'importance, en tout cas dans ces modélisations, des flux de subsurface, puisqu'ils semblent contrôler la forme globale de l'hydrogramme de crue. La similitude est moins présente pour le modèle 2R soulignant la participation plus faible des flux latéraux à la crue (cf. tableau 3.6).

Les flux d'exfiltration à la rivière (figure 3.28 d)), sont très distincts d'un modèle à l'autre. On les observe permanents avec le modèle de référence, presque nuls avec le modèle 1R et intermittents avec le modèle 2R. Avec le modèle de référence, ils reflètent l'évolution de l'humidité globale du bassin versant. Avec le modèle 2R, ils apparaissent seulement en début d'événement avec l'humidification du bassin versant et en fin de crue lorsque le débit de la rivière est en deçà d'environ 150 $m^3.s^{-1}$. Ils apparaissent ainsi tributaires à la fois des conditions de charge du bassin et de la rivière. Le même comportement pourrait être observé pour le modèle 1R, cependant les flux ont des ordres de grandeurs très faibles comparés à ceux générés par le modèle de référence et 2R. A noter, d'ailleurs le faible ordre de grandeur de ces flux puisque les vitesses observées sont de l'ordre de 10^{-5} $cm.s^{-1}$, ce qui est nettement inférieur aux ordres de grandeur des vitesses de flux de surfaces (10^{-1} $cm.s^{-1}$).

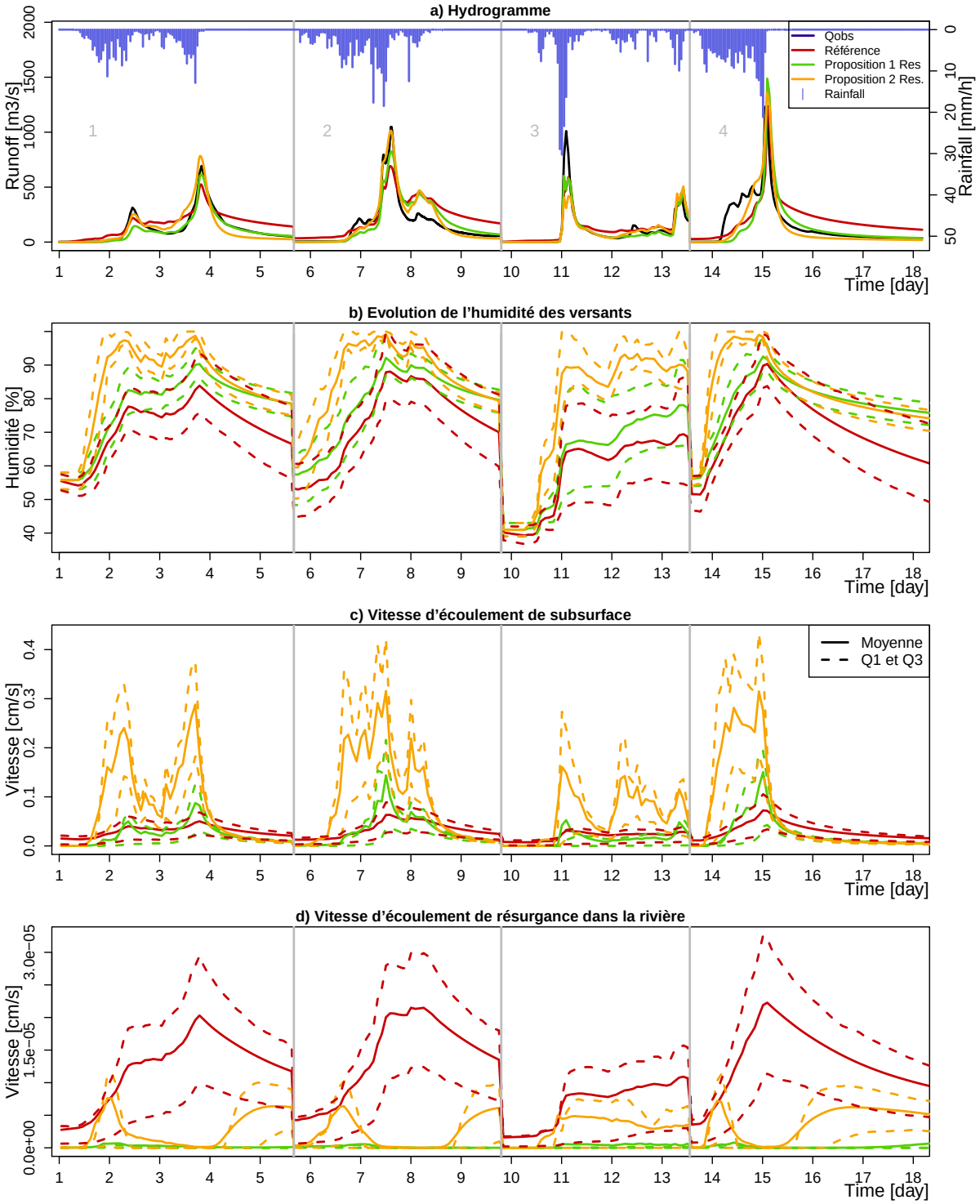

FIGURE 3.28 – Comparaison des modélisations sur 4 événements : 10/11/1996 (1) ; 18/10/2006 (2) ; 16/09/2014(3) ; 31/10/2008 (4). a) Hydrogrammes ; b) Évolution de l'humidité des versants au cours des crues ; c) Évolution des vitesses de subsurface ; d) Évolution des vitesses d'écoulement dans la rivière. Concernant le modèle 2R, les variables représentées concernent le compartiment supérieur.

3.4 Conclusion/Synthèse

Les écoulements dans le sol résultent du déplacement de l'eau dans une multitude de chemins que forme le réseau poreux qu'est le sol. Les forces gravitaires et capillaires se présentent dans ce milieu comme moteurs principaux à l'écoulement. Ces mécanismes sont tributaires de la quantité de vides du sol, de leur agencement et de leur teneur en eau. A l'échelle parcellaire ou du versant, les écoulements sont principalement liés à la saturation locale du sol permettant l'activation de chemins préférentiels. Des écoulements relativement rapides pour un milieu poreux avec des vitesses de l'ordre du $cm.s^{-1}$ peuvent être observés.

La modélisation des écoulements dans le sol à cette échelle consiste à reproduire l'activation des chemins préférentiels. Les représentations les plus utilisées consistent en une vision intégrée du réseau de pores, permettant une caractérisation du comportement hydrologique à partir des propriétés moyennes du sol : porosité, indice de la taille des porosités, teneur en eau. Les équations de Darcy et de Richards les plus utilisées pour décrire le déplacement de l'eau se basent sur cette caractérisation homogène du sol. Leur domaine de validité réside dans la limite de représentativité des propriétés moyennées du sol.

Le modèle hydrologique MARINE représente entre autres des écoulements latéraux dans le sol. Ce modèle distribué à base physique élaboré spécifiquement pour la modélisation des crues éclair, représente en effet les principaux mécanismes hydrologiques lors de la génération de tels événements : l'infiltration, les écoulements de surface **et de subsurface**. L'infiltration est gouvernée par le modèle de Green et Ampt. L'approximation d'onde cinématique des équations de Barré de Saint-Venant permet le routage de l'excédent de pluie vers l'exutoire, notamment à l'aide d'une prise en compte des réseaux de drainage. Enfin, l'équation de Darcy implémentée comme dans TOPMODEL génère les écoulements internes au sol. Les propriétés physiographiques du bassin versant sont nécessaires aux modèles de représentations des écoulements choisis : notamment la topographie pour établir le schéma de transfert des écoulements ou encore l'humidité initiale, la profondeur et la texture du sol, pour déterminer les propriétés hydrodynamiques du sol. Des cartes spatialisées de ces propriétés observées (voir chapitre 2) sont fournies en entrée du modèle et permettent d'intégrer les caractéristiques du bassin versant au modèle. Néanmoins, la calibration de 5 paramètres est nécessaire, afin d'adapter les propriétés observées aux hypothèses de modélisation faites, mais aussi de combler la part d'incertitude dans les données d'entrée.

Un premier état du modèle MARINE montre l'importance de la définition des écoulements de subsurface puisque une proportion majoritaire du volume d'eau arrivant à l'exutoire transite à travers le sol. L'analyse spécifique de la modélisation des écoulements dans le sol fait le constat d'une sensibilité importante du modèle à la profondeur de sol, plus qu'à la teneur en eau initiale du bassin versant. Le modèle montre globalement des faiblesses à intégrer les propriétés hydrodynamiques du sol pour représenter l'évolution des vitesses d'écoulement. Quelques anomalies ponctuelles ont également été détectées.

A partir de tests sur les choix de modélisation relatifs à la dynamique de saturation du sol, une nouvelle structure pour le modèle MARINE est proposée. La nouvelle modélisation tend à une meilleure considération de l'évolution de la dynamique de saturation dans le calcul des écoulements, une meilleure intégration des propriétés texturales du sol ainsi qu'une représentation plus physique de l'exfiltration dans le réseau de drainage modélisé.

Enfin une configuration du modèle avec une subdivision de la colonne de sol en deux compartiments est proposée. L'objectif est de modéliser la barrière hydrologique supposée présente à l'inter-

face sol pédologique/roches altérées et favorisant la saturation locale d'une partie de la colonne de sol. Les échanges verticaux entre compartiments sont ainsi limités jusqu'à la saturation du compartiment supérieur. De même, afin de limiter la participation équivalente des écoulements latéraux des deux compartiments, ceux présents dans le compartiment inférieur sont volontairement limités. Le modèle ainsi fixé fait donc l'hypothèse d'une conductivité hydraulique latérale moindre du compartiment inférieur (supposé représenter les roches altérées).

La nouvelle configuration montre des améliorations significatives comparée à l'ancienne, notamment dans la reproduction des début et fin de crue, mais aussi elle améliore la reproduction des événements à deux pics. L'évaluation sur 16 événements de crues importantes montre une amélioration significative de 0.1 point pour le critère de Nash. Le modèle modifié se révèle plus sensible au forçage avec des variations de l'humidité plus contrastées. En résultent des écoulements de subsurface rapidement significatifs lors de l'humidification.

On note que ces mêmes changements opérés en conservant une configuration à une seule couche de sol semble également mieux représenter les récessions. Cela suggère que la participation fixée et limitée des écoulements dans le compartiment inférieur pourrait ne pas être suffisante. Cette hypothèse est cependant conservée dans le but de conserver une paramétrisation parcimonieuse. L'ajout d'un paramètre pour fixer les écoulements latéraux dans le compartiment en profondeur pourrait en effet aboutir à une sur paramétrisation où la compensation des deux types de flux latéraux rendrait difficile la calibration et son interprétation.

Ainsi, compte-tenu des performances améliorées et de la concordance avec l'hypothèse de formation d'écoulements par une saturation superficielle de la colonne de sol, c'est la nouvelle configuration du modèle qui fera l'objet de la suite de l'étude.

Chapitre 4

Modélisation hydrologique : de la mise en place à l'évaluation

Après la présentation, l'analyse et la modification de MARINE, le modèle nécessite une étape de calage des paramètres pour caractériser les fonctionnements hydrologiques modélisées des bassins versants. On reprend ici les concepts généraux du travail de modélisation en hydrologie, afin de définir dans son contexte les enjeux de la calibration.

Sommaire

4.1 Introduction 80
4.1.1 Les modèles hydrologiques : principe et caractérisation 80
4.1.2 Vers la mise en place d'un modèle hydrologique : calibration et évaluation . . 81
4.2 Etat de l'art sur les stratégies de calibration 83
4.2.1 Définition d'une fonction coût 83
4.2.2 Incertitudes, équifinalité : quelle sélection de jeux de paramètres à partir d'une mesure de vraisemblance ? 86
4.2.3 Sélection d'une période / d'événements de calibration 89
4.2.4 Méthodes d'analyse des résultats de calibration 90
4.3 Stratégie pour la calibration du modèle MARINE 93
4.3.1 Les objectifs de calibration du modèle MARINE 93
4.3.2 Quelle méthode de calibration choisir ? 94
4.3.3 Validation de la méthode DEC 97
4.4 Article "Modelling errors calculation adapted to rainfall – runoff model user expectations and discharge data uncertainties" 99
4.4.1 Introduction 99
4.4.2 Background and motivation 100
4.4.3 The Discharge Envelop Catching (DEC) objective function 104
4.4.4 Methodology for the DEC evaluation 105
4.4.5 Results 108
4.4.6 Conclusion 114
4.5 Résumé 116

4.1 Introduction

4.1.1 Les modèles hydrologiques : principe et caractérisation

La modélisation hydrologique consiste à reproduire le cheminement de l'eau dans une partie délimitée de la surface de la Terre, appelée système hydrologique. Une délimitation adaptée à la modélisation est nécessairement déterminée par les possibilités d'observer et de mesurer les entrées et sorties de ce système. En hydrologie continentale, il s'agit du bassin versant. Cette portion de territoire est caractérisée par la convergence des flux d'eau en un seul point appelé exutoire, permettant ainsi une mesure "aisée" de l'écoulement de l'eau sortant du système, à savoir le débit de la rivière en ce point. Connaissant le forçage climatique (précipitations, températures, vitesse du vent, ...) s'appliquant à cette portion de territoire, l'objectif de la modélisation hydrologique consiste à schématiser le système de manière à pouvoir reproduire au cours du temps tout ou partie du cycle de l'eau.

Catégorisation des modèles

La littérature est fournie d'un nombre presque infini de modèles hydrologiques. Cela s'explique par l'adaptation au cas par cas des outils de modélisation au bassin versant d'étude et aux données d'observations disponibles. Les objectifs eux-mêmes de la modélisation varient - allant de la gestion des ressources en eau, des crues et des inondations, à la compréhension même du système et des mécanismes contrôlant le cheminement de l'eau - et influent sur le choix de modélisation.

On peut néanmoins distinguer et classer les modèles hydrologiques en deux catégories suivant l'approche sous-jacente à leur conception. Certains modèles résultent d'une **approche descendante**, partant d'un constat des observations du système global pour extraire ses propriétés émergentes [Andréassian, 2005]. En premier lieu simpliste, la construction du modèle hydrologique se fait alors par étape, par ajout des propriétés émergentes. D'autres modèles se basent à l'inverse sur une **approche ascendante**, et considèrent le comportement de l'eau à petites échelles spatiale et temporelle pour établir, par représentation de tous ces mécanismes d'écoulement, une modélisation détaillée du système hydrologique.

De l'approche descendante résulte des modèles qualifiés d'**empiriques**, car construits autour de relations fonctionnelles établies par l'analyse des observations [Roche et al., 2012], sans a priori sur les phénomènes physiques en jeu [Andréassian, 2005]. A l'opposé, l'approche ascendante tend à la construction de modèles hydrologiques dit à **base physique** où la schématisation mathématique repose sur la compréhension théorique des processus d'écoulement présents au cœur du système. A mi chemin entre ces deux approches, on distingue les modèles **conceptuels**, où les équations sont fonctionnelles, mais où les connaissances a priori des mécanismes d'écoulement (infiltration, ruissellement, ...) sont intégrées explicitement. On peut citer en exemple, le modèle GR4J [Perrin et al., 2003] où le système "bassin versant" est conceptualisé à l'aide de deux réservoirs et de la représentation de plusieurs flux d'échange, mais où ces derniers sont cependant indépendants d'une quelconque connaissance des mécanismes physiques.

Représentation spatiale

Le comportement hydrologique d'un bassin versant est tributaire de mécanismes variables dans l'espace du territoire considéré. On peut distinguer les modèles par leur capacité à intégrer ou non

ces particularités spatiales dans la schématisation. On qualifie de **global**, les modèles considérant seulement des entrées, des sorties, et des mécanismes intégrateurs du bassin versant, omettant toute description de la variabilité spatiale.

Les modèles **distribués** reposent à l'inverse sur une discrétisation du bassin versant en mailles (discrétisation mathématique) ou unités hydrologiques (UH, discrétisation basée sur les propriétés hydrodynamiques des sous parties du bassin versant). Chaque maille (ou UH) a sa propre modélisation hydrologique, les entrées et sorties de l'une étant connectées aux mailles voisines suivant les propriétés topographiques de chacune.

Enfin une dernière catégorie permet de classer des modèles hybrides en termes d'intégration de la spatialisation : les modèles **semi-distribués**. Ces modèles se caractérisent par une représentation discrétisée du comportement hydrologique sans toutefois que les mailles (ou UH) aient "connaissance" de leur position géographique et soient liées aux autres. Le comportement hydrologique de chaque maille est indépendant. C'est le cas par exemple du modèle CVN [Vannier, 2013], où le débit de la rivière résulte de la somme des modélisations indépendantes du comportement des unités hydrologiques, moyennant un modèle de transfert temporel à l'exutoire des résultats de chaque modélisation.

Fenêtres temporelles

Une dernière distinction parmi les modèles hydrologiques concerne la durée de la fenêtre temporelle reproduite, qui suppose des conditions de mise en place différentes. Les modèles **continus** portent intérêt à la reproduction du comportement hydrologique du bassin versant sur de longues périodes, tandis que les modèles **événementiels** focalisent la modélisation à une période d'intérêt limitée (par exemple, un épisode de crue). La principale différence entre ces catégories réside dans la nécessité d'initialiser le contenu en eau des modèles hydrologiques événementiels résultant de l'historique non modélisé du bassin versant. Les modèles continus nécessitent quant à eux des données climatiques de forçages et des données d'observations du débit sur de longues périodes.

4.1.2 Vers la mise en place d'un modèle hydrologique : calibration et évaluation

Quel que soit le type de modélisation choisi - empiriques, conceptuels ou même à base physique - l'application d'un modèle hydrologique à un bassin versant nécessite en grande majorité une adaptation via le calage de paramètres. Les paramètres en hydrologie définissent quantitativement le comportement d'un milieu vis-à-vis d'un fluide : son aptitude à le contenir, à permettre son mouvement, à contrôler les propagations d'influence. Par exemple, la conductivité hydraulique quantifie l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression. Les coefficients de Manning dans la rivière et en plaine quantifient la contrainte à l'écoulement imposée par la rugosité de ces surfaces.

Ces grandeurs, malgré leur sens physique, sont difficilement mesurables et ajustables par des observations de terrain : comment estimer une rugosité globale pour une rivière à granulométrie hétérogène ? Quelle conductivité hydraulique à l'échelle d'une maille du modèle hydrologique ? Et ce, pour toutes les mailles représentant le bassin versant ? Les paramètres font partie intégrante de la modélisation, en ce que l'utilisation d'une valeur à l'échelle de la maille ou du bassin versant est déjà une simplification spatiale.

De plus, les paramètres s'intègrent à la représentation d'un flux suivant un modèle préalablement choisi. On peut supposer par exemple une conductivité hydraulique décroissant exponentiellement avec la teneur en eau du milieu poreux depuis sa valeur maximale à saturation. La décroissance exponentielle est l'hypothèse de modélisation tandis que la conductivité à saturation est le paramètre du modèle. La valeur adéquate de ce modèle n'est pas forcément la conductivité hydraulique à saturation mesurée (in situ), mais celle qui compenserait au mieux une erreur éventuelle dans l'hypothèse de décroissance exponentielle. La valeur adaptée de chaque paramètre à la modélisation, n'est donc pas systématiquement la mesure sur le terrain du paramètre, mais plutôt celle qui englobe et compense les simplifications conséquentes du choix de modélisation et en particulier de la discrétisation spatiale du modèle.

La calibration consiste ainsi à trouver les valeurs de paramètres appropriées aux caractéristiques du bassin versant pour un choix donné d'échelles spatio-temporelle et de représentation des processus hydrologiques. Cela revient à trouver le jeu de paramètres avec lequel le modèle hydrologique reproduit au mieux le comportement observé du bassin versant [Andréassian et al., 2014; Duan et al., 1992; Kollat et al., 2012]. Il est obtenu en comparant la signature du bassin versant – c'est-à-dire le débit observé à l'exutoire – à la simulation hydrologique. Le jeu de paramètres optimal est celui qui donne une meilleure adéquation entre ces deux séries temporelles. La formulation d'un critère de "bonne adéquation" est défini par une métrique appelée indifféremment fonction coût, fonction objectif ou encore mesure de vraisemblance de la méthode de calibration appliquée. Cette formulation n'est pas triviale et existe de façon plurielle dans la littérature : elle fera l'objet d'une première partie de bibliographie.

La calibration de plusieurs paramètres, pour obtenir une unique solution optimale revient à résoudre un système d'une équation à plusieurs inconnues. Même si les intervalles de variation des paramètres peuvent être limités, c'est le cas pour les modèles à base physique, il en résulte une pluralité de jeux de paramètres pour une mesure de vraisemblance équivalente. Outre cette non unicité a priori de solution optimale, on peut observer une sensibilité faible, voir nulle du score de vraisemblance sur la valeur prise par des paramètres de calibrations, c'est-à-dire que ces paramètres n'influent en rien ou peu à la bonne adéquation du modèle, supposant ainsi un nombre d'autant plus grand de jeu de paramètres optimaux. On parle d'équifinalité des solutions [Beven and Binley, 1992; Beven and Freer, 2001]. La calibration consiste donc plus justement en la recherche et la caractérisation de ces solutions multiples. Cette sélection est rendue compliquée par les incertitudes non connues et/ou non définies des données, qui ne permettent pas d'établir une sélection stricte sur le score de vraisemblance. La définition d'une méthode de sélection ou de pondération des jeux de paramètres constitue le second choix méthodologique pour la définition d'une méthode calibration. Elle fera également l'objet d'un résumé bibliographique.

Enfin une calibration d'un modèle n'est rendue possible que par l'utilisation de données d'observation de la réponse du système. La sélection des données utilisées comme test du modèle fait partie intégrante des procédures de calibration. Diverses recommandations quant à cette sélection seront présentées en troisième partie de la section bibliographique.

La calibration d'un modèle hydrologique permet l'analyse de son fonctionnement. En effet, les résultats de calibration, à savoir la sélection des jeux de paramètres vraisemblables, reflètent la sensibilité du modèle global à la définition des différents composantes hydrologiques. En outre, les jeux de paramètres reflètent également l'adaptation du modèle hydrologique à la signature hydrologique du bassin versant. Les résultats de calibration fournissent par conséquent une analyse combinée du comportement hydrologique du bassin versant et du modèle utilisé. Un dernier volet bibliographique présentera les outils d'interprétation des résultats de calibration.

De part la diversité des fonctions coûts, des méthodes de sélection des jeux de paramètres vraisemblables, des méthodes d'analyse des résultats, il existe une grande diversité de stratégie de calibration. Elles répondent à des objectifs de modélisations hydrologiques tout aussi différents. Après la revue de l'état de l'art en matière de calibration et d'évaluation des modèles hydrologiques, on reviendra sur les objectifs de calibration du modèle MARINE, pour proposer ensuite une stratégie adaptée.

4.2 Etat de l'art sur les stratégies de calibration

4.2.1 Définition d'une fonction coût

La fonction coût, fonction objectif, ou encore mesure de vraisemblance, est une métrique évaluant la bonne adéquation de la sortie du modèle hydrologique à une observation de la réponse du système, très souvent le débit [Schaefli and Gupta, 2007]. Il existe un nombre important de fonctions objectifs. Cela s'explique par les motivations finales diverses des modèles hydrologiques. En exemple, la modélisation pour la gestion des ressources en eau privilégiera la similarité des volumes d'eau écoulés alors que la modélisation pour la prévision des crues s'intéressera aux dates et valeurs des pics de crue. La mesure de vraisemblance est ainsi adaptée aux objectifs de modélisation distincts. Une autre explication réside dans l'absence de consensus pour réduire une comparaison de deux séries hydrométriques en un score d'évaluation. On peut néanmoins classer les différentes métriques en deux catégories distinguant les scores résultant d'une approche statistique de ceux résultant de la caractérisation de la signature hydrologique [Pfannerstill et al., 2014; van Werkhoven et al., 2009; Yilmaz et al., 2008]. Les deux catégories sont détaillées ci-après.

Les fonctions coûts basées sur des scores statistiques

L'approche statistique classique [Bates and Watts, 2008] consiste à minimiser la somme des carrés des distances entre débits observés Q et débits simulés $\tilde{Q}$. La distance entre deux points (respectivement simulé et observé) correspond à l'évaluation de l'erreur de modélisation en ce point. Il peut s'agir de la valeur du résidu (différence entre les deux débits) mais peut aussi impliquer une pondération dans le but d'axer l'évaluation sur des caractéristiques que l'utilisateur souhaite plus particulièrement diminuer. Il en résulte une multitude de scores de vraisemblance basés sur l'approche statistique. Le tableau 4.1 reprend en partie une vue d'ensemble effectuée par Pfannerstill et al. [2014] des distances ayant été utilisées dans des stratégies de calibrations.

La définition d'une distance particulière est motivée par la volonté d'orienter la calibration sur une ou plusieurs propriétés de la série temporelle. Par exemple l'utilisation des résidus tels que dans le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE, Nash and Sutcliffe [1970], tableau 4.1, eq. (i)) sensibilise la calibration sur les haut débits. A contrario, la considération des différences des logarithmes des séries, telle que dans la fonction coût mNSE (Pokhrel et al. [2012], tableau 4.1, eq. (v)) sensibilise la calibration sur les bas débits. En dernier exemple, Croke [2007] (tableau 4.1, eq. (iv)) définit une pondération suivant les incertitudes de la série hydrométrique, privilégiant la calibration sur des points d'évaluation les plus fiables.

La définition de la distance entre les deux séries permet ainsi de "biaiser" la calibration ciblant la "bonne adéquation" globale des séries temporelles à un objectif plus spécifique, ce qui peut être vu comme un avantage.

TABLEAU 4.1 – Exemples de fonctions coûts basées sur une approche statistique. $\tilde{q}_i$ correspond au débit simulé, q_i au débit observé, $\bar{q}$ correspond à la moyenne du débit observé, σ_{q_i}, à une mesure de l'incertitude de q_i d'après [Pfannerstill et al., 2014].

Fonction coût	Formulation	Partie sensible de l'hydrogramme	Références	
Nash-Sutcliffe efficiency	$\mathrm{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}(\tilde{q}_i - q_i)^2}{\sum_{i=1}^{N}(q_i - \bar{q})^2}$	pic de crue	Nash and Sutcliffe [1970]	(i)
Root mean square error	$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\tilde{q}_i - q_i)^2}$	pic de crue		(ii)
Benchmark-efficiency	$\mathrm{BE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}(\tilde{q}_i - q_i)^2}{\sum_{i=1}^{N}(q_i - q_{\mathrm{BE},i})^2}$	pic de crue	Schaefli and Gupta [2007]	(iii)
Modified Nash-Sutcliffe efficiency	$m\mathrm{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}(\tilde{q}_i - q_i)^2 \sigma_{q_i}^{-1}}{\sum_{i=1}^{N}(q_i - \bar{q})^2 \sigma_{q_i}^{-1}}$	débit de base	Croke [2007]	(iv)
Mean square error of log discharge	$\mathrm{MSEL} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(log(\tilde{q}_i) - log(q_i)\right)^2$	débit de base	Pokhrel et al. [2012]	(v)
Mean relative error	$\mathrm{MRE} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\frac{\tilde{q}_i - q_i}{q_i}$	-	Dawson et al. [2007]	(vi)

L'approche statistique est toutefois limitée en ce que même si l'objectif de la calibration peut être facilement orienté, elle n'indique pas aisément dans quelle mesure celui-ci est atteint [van Werkhoven et al., 2009; Moussa, 2010; Seibert, 2001; Schaefli and Gupta, 2007]. En effet, si on prend l'exemple du NSE dont l'utilisation est largement répandu dans la communauté des hydrologistes, l'adéquation effective du modèle à l'observation n'est pas si évidente à travers cette métrique. Comme relevé par Schaefli and Gupta [2007], un NSE égale à 0.6 peut aussi bien représenter une bonne ou mauvaise performance du modèle suivant la qualité des données ou la simplicité du modèle. Seibert [2001] et Moussa [2010] montrent également les limites de l'utilisation du NSE pour l'évaluation de modèles événementiels.

Une seconde limite de l'approche statistique réside dans les propriétés des séries temporelles. En effet, la minimisation d'un vecteur de distance par la méthode des moindres carrés est optimale si ces distances ont une moyenne nulle, sont non corrélées et homoscédastiques [Vrugt and Sadegh, 2013]. Les résidus de modélisation sont justement corrélés par le lien temporel, biaisés d'une moyenne non nulle et hétéroscédastiques du fait des plus larges erreurs rencontrées pour la modélisation des hauts débits. Des transformations ont été développées pour convertir la comparaison des séries d'observation et de simulation à un vecteur aux bonnes propriétés statistiques. Des modèles d'autorégression (AR, [Bates and Campbell, 2001] ; ARMA, [Kuczera, 1983]) qui comptabilisent les dépendances et corrélations entre les erreurs peuvent être utilisées pour construire un vecteur de distances indépendantes. Des méthodes de transformations telles que la méthode Box-Cox [Box and Tiao, 2011; Engeland et al., 2005] ou encore la méthode de transformation de la norme des quantile (NQT, Krzysztofowicz [1999]; Todini [2008]) permettent d'obtenir un vecteur de distances homoscédastiques. Toutefois ces transformations sont inhérentes aux propriétés de base des résidus et nécessitent une adaptation pour chaque modèle via l'ajustement de paramètres, introduisant une autre difficulté dans la construction de la fonction coût.

Les fonctions coûts basées sur la signature hydrologique du bassin versant

Du fait des limites des approches statistiques, la définition des fonctions coûts a évolué vers la considération des signatures hydrologiques comme objectif de calibration. Les signatures hydrologiques correspondent à des indices reflétant le comportement hydrologique du bassin versant. Quelques exemples de signatures hydrologiques sont présentés dans le tableau 4.2. L'utilisation de ces indices répond à l'idée de cibler la calibration sur des valeurs caractéristiques de la réponse hydrologique du bassin versant [Wagener et al., 2007] que le modèle devrait reproduire [Shafii and Tolson, 2015; Clark et al., 2011; McMillan et al., 2012].

TABLEAU 4.2 – Exemples de signatures hydrologiques caractérisant le fonctionnement hydrologique du bassin versant

Nom	Unité	Description
Q_{mean}	$[mm.h^{-1}]$	Débit moyen de la période analysée
Q^{10th}, Q^{50th}, Q^{90th}, Q^{99th}	$[mm.h^{-1}]$	Centiles : caractérisation de la fonction de répartition des valeurs de débit de la période
S_{FDC}	$[-]$	Pente de la fonction de répartition des débits entre Q^{33th} et Q^{66th} [Yadav et al., 2007]
Q_{HF}	$[T^{-1}]$	Nombre moyen d'événement de haut débit avec pour critère de sélection 9 fois le débit médian de la série
Q_{HD}	[T]	Nombre de jour moyen des événements de haut débit
BFI	[-]	Indice de débit de base : proportion du volume provenant du débit de base sur le volume total évacué à l'exutoire
..	...	...
P_{MA}	$[mm.h^{-1}]$	Précipitation moyenne annuelle
P_{SD}	$[mm.h^{-1}]$	Ecart-type des précipitations horaires

La littérature montre un attrait croissant pour ces métriques [Euser et al., 2013; McMillan et al., 2011; Yadav et al., 2007; Yilmaz et al., 2008], en ce qu'elles fournissent un diagnostic détaillé des différentes composantes du modèle [Gupta et al., 2008]. Elles sont également de plus en plus utilisées de façon combinées en tant que fonction objectif d'une stratégie de calibration [Pokhrel et al., 2012; Vrugt and Sadegh, 2013; Yilmaz et al., 2008; Westerberg et al., 2011]. Par combinaison, on entend la construction d'une fonction objectif à partir de plusieurs indices. Les signatures hydrologiques sont en effet souvent caractéristiques d'une seule composante de modélisation (d'un seul processus d'écoulement). Il en résulte la nécessité de combiner plusieurs indices pour avoir une évaluation globale du modèle.

Une simple pondération de chaque signature hydrologique peut permettre l'élaboration de la mesure de vraisemblance, guidée éventuellement par la volonté de favoriser un indice particulier (à noter que le score de vraisemblance n'a alors plus de signification explicite comme pouvaient en avoir les signatures hydrologiques individuelles). La considération simultanée de plusieurs indices peut également être vue comme un problème multi-objectif, pour lequel la solution est multiple (jeu de pareto, Demarty et al. [2004]; Gupta et al. [1998]).

Les signatures hydrologiques caractérisant le fonctionnement global, elles sont définies et se cal-

culent à partir d'une longue série de données hydrométriques. De ce fait, à notre connaissance il n'existe pas d'étude considérant une fonction coût basée sur les signatures hydrologiques dans le cadre de modélisation événementielle.

4.2.2 Incertitudes, équifinalité : quelle sélection de jeux de paramètres à partir d'une mesure de vraisemblance ?

Comme indiqué dans l'introduction, la calibration d'un modèle hydrologique se confronte à deux principales difficultés. D'une part, il n'existe pas une unique solution optimale, mais plutôt une infinité de jeux de paramètres montrant des performances vraisemblables. Parce que le problème mathématique résumé à un système d'une équation $F(\Theta)$, où est F est la fonction objectif et Θ le vecteur de paramètres, a une infinité de solution. Physiquement cela résulte de la compensation de l'impact des différents paramètres sur la fonction objectif. Un exemple simple sont les résultats antérieurs de calibration de MARINE qui montrent parmi les jeux vraisemblables une corrélation inverse entre les coefficients de frottement en lit majeur et en lit mineur du drain. Le ralentissement de l'écoulement est alors plus ou moins réalisé par l'un ou l'autre des coefficients, l'influence de ces paramètres se compensant. Aussi des paramètres peuvent n'avoir que très peu d'impact sur la fonction coût et se montrer insensible à la calibration. Cela peut provenir d'une paramétrisation du modèle inaquédate mais également du contenu informatif des données d'observation : si un chemin de l'eau n'est pas actif durant un événement alors cet événement ne peut pas être utilisé pour caler les paramètres correspondants. Cela peut être le cas par exemple de la conductivité hydraulique à saturation K_{GA} fixant la capacité d'infiltration du sol. Si le dépassement de la capacité d'infiltration n'intervient pas durant les événements modélisés, toutes les valeurs hautes de K_{GA} donneront insensiblement le même résultat de simulation. Beven and Binley [1992] résume finalement cette multiplicité de jeux de paramètres pour une vraisemblance équivalente, en désignant comme équifinales les modélisations résultant de ces jeux de paramètres. La calibration consiste ainsi à trouver les modélisations optimales multiples, répondant de manière équivalente à l'optimisation du score de vraisemblance.

La seconde difficulté réside en ce que le modèle hydrologique, à travers les hypothèses de modélisation, ainsi que les données d'observations du fait des difficultés et imprécisions de mesures, ou d'estimation (nécessitant l'utilisation de modèle sous condition d'autres hypothèses...) est entaché d'incertitudes. L'évaluation du modèle englobe donc toutes ces incertitudes dans le résultat. Alors que l'objectif de la calibration vise à adapter le modèle au fonctionnement hydrologique du bassin versant via la détermination des solutions optimales et à caractériser ultérieurement son fonctionnement via l'analyse des solutions optimales, l'évaluation donnée du modèle à travers la fonction coût - quelle que soit celle choisie - englobe en fait une caractérisation plus large comprenant la bonne adéquation de la structure du modèle hydrologique, mais aussi la qualité des données d'entrée et de sortie du modèle. L'évaluation proprement dite du modèle à travers la fonction coût est donc "biaisée" des incertitudes des données. Sans considération de ces incertitudes, des scores de vraisemblance non optimaux peuvent ainsi être obtenus pour des modèles hydrologiques vraisemblables, et inversement. La calibration doit ainsi s'attacher à une sélection plus large des jeux de paramètres que ceux garant d'un score de vraisemblance optimal.

Face à ces deux difficultés, plusieurs méthodes de sélection des jeux de paramètres ont été développées. Sont présentées ainsi par la suite, les deux grandes catégories distinguant une approche de sélection stochastique de celle traitant la calibration par une démarche probabiliste. On présentera également plus particulièrement deux méthodologies caractéristiques de ces deux approches intégrant explicitement l'incertitude des observations de débit.

Generalized Likelihood Uncertainty Estimation : ou méthode GLUE

La méthode GLUE pour Generalized Likelihood Uncertainty Estimation [Beven and Binley, 1992], est une des premières approches s'intéressant aux multiples solutions du problème de la calibration. Elle est issue des premières expériences de Monte Carlo [Beven and Kirkby, 1979] effectuées pour l'analyse de sensibilité d'un modèle hydrologique aux paramètres de calibration [Beven and Binley, 2014; Mirzaei et al., 2015] . Une des méthodes statistiques employée pour cette analyse [Hornberger and Spear, 1981] nécessitait la séparation du tirage aléatoire en deux groupes, l'un constitué des jeux de paramètres dit "behavioral" (vraisemblables), c'est-à-dire considérée comme donnant lieu à une modélisation satisfaisante, et l'autre constituée a contrario des jeux de paramètres dit "non-behavioral" (non vraisemblables).

La méthode mise en place ainsi consiste à effectuer en premier lieu le classement des deux groupes en définissant un seuil limite pour la fonction coût choisie. (Les premières publications font essentiellement référence au NSE même si la méthode GLUE est généralisable à d'autres fonctions coûts.) Dans un second temps, la fonction de répartition des paramètres vraisemblables est calculée afin de caractériser les résultats de calibration. Une pondération des jeux de paramètres est suggérée lors de cette seconde étape, donnant ainsi plus de représentativité aux jeux de paramètres ayant eu les meilleures scores de vraisemblance.

L'objectif de la méthode est à la fois de caractériser la paramétrisation du modèle hydrologique, mais aussi d'estimer l'incertitude de la modélisation résultante. GLUE a été et reste toujours largement utilisée (pas moins de 157 citations de Beven and Binley [1992] en 2015) dans la communauté scientifique pour l'analyse de modèles hydrologiques du fait de sa simplicité de mise en place et de sa facile compréhension.

La méthodologie GLUE possède néanmoins quelques limites, détaillées dans plusieurs publications [Mantovan and Todini, 2006; Montanari, 2005; Clark et al., 2011]. Ces critiques pointent notamment le manque de critère objectif pour le choix du seuil de vraisemblance et de la pondération. Alors que de nombreuses publications montrent le rôle important de ces choix revenant à l'expertise de l'hydrologiste [Jung et al., 2014; Li et al., 2010; Jin et al., 2010; Freni et al., 2008], il n'existe que très peu de recommandation pour justifier le choix d'un seuil sur la fonction coût. Seuls, à ma connaissance, Blasone et al. [2008] proposent d'ajuster le seuil de vraisemblance de telle sorte que la sélection des jeux de paramètres permette l'obtention in fine de l'intervalle de confiance voulu. Le seuil de vraisemblance obtenu est alors indicatif de la performance du modèle.

Finalement, la difficulté réside peut être dans l'absence de lien entre la définition de la fonction coût et les hypothèses de modélisation. Ne considérant ainsi que de manière implicite les possibles incertitudes de données et de modélisation, la méthode GLUE n'incite pas à leur quantification, qui pourtant pourrait expliquer/justifier la définition du seuil de vraisemblance.

Approche probabiliste : méthodes bayésiennes

L'approche probabiliste développée entre autres par Kavetski et al. [2006]; Kuczera [1983]; Ajami et al. [2007]; Vrugt and Sadegh [2013], consiste à considérer chaque simulation obtenue avec un jeu de paramètres comme étant une prévision potentielle du débit réel de la rivière. Le principal objectif de cette méthode est alors de calculer la potentialité de chaque simulation en termes de probabilité, de manière rigoureuse, considérant la bonne adéquation de la modélisation à l'observation ainsi que les diverses sources d'incertitudes de manière explicite.

Se basant sur le théorème de Bayes, la probabilité du jeux de paramètres Θ sachant le résultat de modélisation du modèle $\mathcal{M}$ et les diverses sources d'incertitudes σ , peut être exprimée de la manière suivante :

$$p(\Theta|\mathrm{Q},\mathrm{X},\mathcal{M},\sigma_\mathrm{Q},\sigma_\mathrm{X},\sigma_\mathcal{M}) \propto p(\tilde{\mathrm{Q}}|\mathrm{Q},\mathrm{X},\mathcal{M}) \cdot p(\mathrm{Q}|\sigma_\mathrm{Q}) \cdot p(\mathrm{X}|\sigma_\mathrm{X}) \cdot p(\mathcal{M}|\sigma_\mathcal{M}) \tag{4.1}$$

où $p(\mathrm{Q}|\sigma_\mathrm{Q})$, $p(\mathrm{X}|\sigma_\mathrm{X})$ et $p(\mathcal{M}|\sigma_\mathcal{M})$ correspondent respectivement aux probabilités des données de débit, des entrées et de la structure du modèle suivant leur incertitudes σ_Q, σ_X et $\sigma_\mathcal{M}$; et $p(\tilde{\mathrm{Q}}|\mathrm{Q},\mathrm{X},\mathcal{M})$ désigne la probabilité de la simulation $\tilde{\mathrm{Q}}$ sachant les données d'entrées X utilisées via le modèle $\mathcal{M}$ et les données de sortie Q. Cette dernière n'est autre qu'une mesure de vraisemblance établie sous forme probabiliste.

L'approche bayésienne nécessite ainsi la définition explicite de modèles d'incertitudes. Cette tâche peut s'avérer compliquée car les incertitudes des données sont tout simplement très mal connues (2.1.2). L'erreur $\sigma_\mathcal{M}$ du modèle est quant à elle par définition inconnue puisque c'est justement une partie des objectifs de la calibration que de la compenser. De nombreuses stratégies de calibration suggèrent ainsi la calibration simultanée des paramètres du modèle hydrologique et des modèles d'incertitudes [Thyer et al., 2009; Renard et al., 2010; Schoups and Vrugt, 2010; Hoeting et al., 1999], c'est-à-dire d'avoir $p(\Theta,\sigma_\mathrm{Q},\sigma_\mathrm{X},\sigma_\mathcal{M}|\mathrm{Q},\mathrm{X},\mathcal{M})$ comme objectif de calibration.

Il en résulte une méthode rigoureuse de par l'explicitation des incertitudes, mais ajoutant cependant d'autres hypothèses de modélisation (concernant la représentation des incertitudes) et un nombre conséquent de paramètres à évaluer et caractériser lors de la calibration. Cet ajout limite l'approche bayésienne en ce qu'elle peut conduire à une surparamétrisation du problème, rendant alors les résultats de calibrations difficilement interprêtables compte tenu des corrélations entre paramètres et de l'évaluation combinée des modèles hydrologiques et d'erreurs testés.

Une seconde limitation réside dans la définition d'une mesure de vraisemblance en termes de probabilité [Beven and Binley, 2014; Beven et al., 2008]. Les caractères non indépendant et hétéroscédastique des séries de résidus par exemple, relevés en section 4.2.2, rendent cette tâche non triviale. Au final, l'approche probabiliste est avantageuse en ce qu'elle intégre les incertitudes dans la calibration, mais elle ne résout pas complètement le problème car son application demande une rigueur que la connaissance actuelle des données requises par les modèles hydrologiques ne permet vraisemblablement jamais d'atteindre.

Intégration explicite des incertitudes des données de débit dans une méthode de calibration

Contrairement aux incertitudes des précipitations et de modélisations, la précision des mesures hydrométriques est de mieux en mieux évaluée [Kirstetter et al., 2010; Villarini and Krajewski, 2010; McMillan and Westerberg, 2015; Le Coz et al., 2014; Coxon et al., 2015]. Notamment des méthodes se basant sur le contrôle hydraulique des rivières et les courbes de tarage [Le Coz et al., 2014] permettent une quantification précise des incertitudes, et ainsi la définition du débit mesuré par une fonction de répartition.

Liu et al. [2009] proposent une méthodologie de calibration se basant sur la méthode GLUE intégrant l'incertitude des observations de débit de manière explicite. L'objectif de la méthode est d'encadrer le critère de sélection et la pondération des jeux de paramètres vraisemblables requis par la méthode GLUE, à partir des connaissances acquises sur les incertitudes du débit d'observation.

La fonction coût proposée est la suivante : la modélisation d'un point d'évaluation est jugée acceptable (vraisemblable) lorsque la valeur de prévision se trouve à l'intérieur de l'intervalle de

confiance du débit mesuré. Le poids attribuée décroit linéairement allant de 1 si la prévision est égale la mesure, à 0 pour une prévision sur l'intervalle de confiance. La modélisation de la série entière est alors évaluée à partir de la somme des pondérations.

La méthode proposée par Liu et al. [2009] permet ainsi de justifier la distinction entre modélisation vraisemblable et non vraisemblable, rejetant toute simulation possédant un point de prévision hors de l'intervalle de confiance du débit. La définition telle quelle du seuil de rejet induit cependant l'hypothèse d'une absence d'erreur de modélisation ou d'incertitude sur les données d'entrée. Afin d'éviter le rejet total des simulations par la non prise en compte des ces sources d'incertitudes, Liu et al. [2009] autorisent au final un certain pourcentage de points d'évaluation hors de l'intervalle de confiance. Ainsi alors que le seuil de sélection des simulation est justifié, la fixation de ce taux limite de points hors de l'intervalle de confiance ajoute malheureusement un nouveau critère arbitraire.

McMillan et al. [2010] intègrent également explicitement l'incertitude des données de débits, mais en suivant cette fois-ci une approche bayésienne. Le poids attribué à chaque point d'évaluation consiste en la probabilité de la valeur simulée selon la fonction de répartition du débit observé en ce point. L'évaluation de la série suivant l'approche probabiliste est tributaire du produit des probabilités. Il en résulte la même contrainte que celle rencontrée dans l'approche de Liu et al. [2009], à savoir qu'une seule simulation hors de l'intervalle de confiance du débit d'observation annule totalement la probabilité de toute la simulation. Ainsi pour autoriser des erreurs de modélisation ou d'incertitudes sur les précipitations, McMillan et al. [2010] seuille la probabilité d'une simulation en un point par une valeur minimale non nulle ϵ. Les prévisions hors de l'intervalle de confiance du débit sont ainsi autorisées et évaluées de manière équivalente, quel que soit l'écart à l'intervalle de confiance.

Ainsi, les méthodes proposées par Liu et al. [2009] et McMillan et al. [2010], pourtant distinctes, présentent de grandes similitudes dans l'intégration des incertitudes des observations de débit en ce qu'elles contraignent principalement le nombre de prévisions hors de l'intervalle de confiance des débits sans prendre en compte l'amplitude de ces écarts de prévisions.

4.2.3 Sélection d'une période / d'événements de calibration

Comme évoqué précédemment les incertitudes associées aux données d'entrées – précipitations, humidité initiale du sol – impactent la simulation et donc la calibration par propagation à travers la structure du modèle. Elles sont néanmoins difficile à considérer car très mal définies [Kirstetter et al., 2010; Villarini and Krajewski, 2010]. C'est en effet le cas de la modélisation avec MARINE pour laquelle nous ne disposons pas de mesures d'incertitudes des précipitations radars, ni de celles concernant l'humidité initiale. Ainsi plutôt que de chercher à estimer les incertitudes des données d'entrées, on s'intéresse ici à la sélection d'événements pertinents pour la calibration. Par le terme « pertinent » est sous-entendu, l'idée à la fois d'un événement caractéristique de ceux rencontrés sur le bassin versant (par exemple ceux générant des crues éclair), mais aussi d'un événement bien observé, c'est-à-dire que les précipitations observées soient jugées représentatives et enfin d'un événement dont le contenu informatif va permettre de contraindre les paramètres du modèle.

Garambois et al. [2015] suggèrent de faire une sélection à partir des résultats individuels de calibration. On suppose que les données d'entrées sont globalement représentatives de la réalité, et donc que les incertitudes associées n'influent peu ou pas la fonction objectif. Les fonctions de répartition des paramètres des jeux vraisemblables (c'est-à-dire ceux qui obtiennent un score de vraisemblance significatif) sont alors représentatifs des caractéristiques du bassin versants. De ce fait, ces fonctions de répartition sont supposées être similaires d'un événement à l'autre. La mise en évidence d'évé-

nement atypique de par leurs fonctions de répartition des paramètres, peuvent ainsi refléter la non représentativité des données d'entrée. On peut écarter ainsi ces événements particuliers d'une calibration globale, de par les doutes émis sur la qualité des données.

Il est important de remarquer qu'il s'agit d'une hypothèse de travail et non d'une affirmation. Un résultat de calibration atypique peut aussi bien refléter l'incapacité de la structure du modèle à traiter les différents types d'événements existant avec une même calibration. Par exemple, une position spatiale (amont/aval) particulière ou encore une occurrence à une saison hydrologique différente des autres événements. Cette méthode finalement ne permet pas de distinguer les événements rares dépassant les capacités de modélisation de ceux aux données inconsistantes.

Beven and Smith [2015] suggèrent que la sélection des événements de calibration du modèle soit totalement indépendante des résultats de modélisation. Ils proposent d'effectuer une analyse préliminaire des événements avant la mise en place de la calibration. A partir de caractéristiques événementielles telles que le coefficient de ruissellement, le cumul de précipitation ou encore les antécédents d'humidités, les événements sont classés. Chaque classe est ensuite étudiée, et plus particulièrement celles comprenant peu d'événements, afin de différencier les événements rares – informatifs à la calibration – de ceux aux données inconsistantes, se reflétant dans des caractéristiques douteuses (par exemple un coefficient de ruissellement supérieur à 1). Le rejet d'événements se fait ainsi successivement par une détection d'événements aux caractéristiques particulières, puis par une expertise finale de l'hydrologue jugeant la consistance de ces caractéristiques. Bien que plus rigoureuse, cette méthode suppose la disposition d'un nombre d'événements suffisant pour avoir des classements significatifs.

4.2.4 Méthodes d'analyse des résultats de calibration

Quelle que soit la méthode de calibration choisie, elle fournit, en plus de l'évaluation de la performance du modèle, une sélection de jeux de paramètres caractérisant la modélisation et le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Les distributions de ces jeux de paramètres fournissent des informations sur sensibilité du modèle à son optimisation. Des stratégies d'analyses du modèle via des études de sensibilité existent également. On présente ici différentes méthodes d'analyses de sensibilité (AS) permettant une quantification effective de la sensibilité du modèle.

Parmi les AS, on distingue tout d'abord les méthodes dîtes locales, qui s'intéressent à la sensibilité du modèle au niveau d'un point (optimal ou vraisemblable) Θ_f de l'espace de paramètres. Ces méthodes s'appuient sur la mesure de gradients $\frac{\delta F}{\delta \theta_i}|\Theta_f$ exprimant la variation de la fonction coût F en fonction des variations du(des) paramètre(s) θ_i autour du point de fonctionnement Θ_f. Il n'est souvent pas possible de formuler explicitement ces gradients car le modèle hydrologique est trop complexe pour être linéarisé. On utilise plutôt des tirages judicieux de jeux de paramètres autour du point de fonctionnement [Morris, 1991]. L'AS est cependant limitée car elle n'étudie la sensibilité que dans une région restreinte de l'espace des paramètres.

On s'intéressera donc plus particulièrement aux analyses de sensibilité globales qui permettent un diagnostic global de la sensibilité du modèle dans l'espace de valeurs physiquement plausibles. La principale limite de la GSA est justement de parcourir tous l'espace des paramètres en un coût de calcul qui reste raisonnable. On retrouve là encore plusieurs approches cherchant le compromis entre meilleure estimation de la sensibilité globale et minimisation du nombre de jeux de paramètres nécessaire.

Variance-based method ou méthode d'analyse de la variance

Une méthode d'analyse de la variance consiste à mesurer la contribution de chacun des paramètres sur la variance de la sortie, c'est-à-dire la fonction coût. La méthode se base entre autre sur la décomposition de la fonction coût $F(\Theta)$ avec $\Theta = \{\theta_i \quad i = 1,..,M\} \in \Sigma^M \in \mathbb{R}^M$ en une suite de fonctions (eq.4.2) :

$$F(\Theta) = f_0 + \sum_{i=1}^{M} f_i(\theta_i) + \sum_{i=1}^{M}\sum_{i>j} f_{ij}(\theta_i,\theta_j) + ... + f_{1,2,...,M}(\theta_1,\theta_2,...,\theta_M) \tag{4.2}$$

A partir de cette décomposition, la variance de la fonction coût s'exprime alors en fonction de termes $V_i(F|\theta_i), V_{ij}(F|\theta_i,\theta_j)$ dépendants respectivement strictement des paramètres θ_i ; θ_i et θ_j [Sobol, 1993; Saltelli and Sobol', 1995] :

$$V(F) = \sum_i V_i(F|\theta_i) + \sum_i \sum_{j>i} V_{ij}(F|\theta_i,\theta_j) + ... + V_{1,2,...,M} \tag{4.3}$$

Les termes S_i et T_i, nommés indices de Sobol et définis ci-dessous, déterminent alors la contribution de premier ordre et la contribution totale du paramètre θ_i à la variance de la fonction coût $V(F)$:

$$S_i = \frac{V_i(F|\theta_i)}{V(F)} \tag{4.4}$$

$$T_i = 1 - \frac{V_{\sim i}(F|\theta_{\sim i})}{V(F)} \tag{4.5}$$

où le symbole $\sim i$ signifie tous les indices excepté i.

Cette méthode d'analyse de la variance est très utilisée [Pappenberger et al., 2008; Baroni and Tarantola, 2014; Nossent et al., 2011], car les deux principaux indices s'obtiennent assez simplement à partir d'un tirage particulier (voir Saltelli et al. [2010]). Elle n'exige aucune condition sur les propriétés du modèle (linéarité par exemple)[Pianosi and Wagener, 2015]. Enfin, elle fournit une quantification de la sensibilité du modèle qui peut être interprétée en termes de pourcentage d'influence (T_i exprimant le pourcentage d'influence total du paramètre θ_i, et S_i exprimant le pourcentage d'influence direct de ce même paramètre).

Le nombre de simulations nécessaires équivaut à $N = n\cdot(M+2)$; où M est le nombre de paramètres et n un facteur de proportionnalité choisi par l'utilisateur. Dépendant de l'application, n varie de 100 à 10000 [Pianosi and Wagener, 2015]. Baroni and Tarantola [2014] atteigne par exemple une convergence des valeurs des indices pour $n = 1024$ pour l'évaluation d'un modèle à $M = 5$ paramètres.

Les méthodes basées sur la variance supposent implicitement que la variance de la sortie est caractéristique de la distribution. Liu et al. [2006] et Borgonovo et al. [2011] pointent successivement les limites de cette hypothèse montrant la déficience de la méthode d'analyse de la variance pour les cas où la distribution des valeurs prises par la fonction coût est fortement asymétrique.

Density-based method ou méthodes densitométriques

Plutôt que d'utiliser un moment spécifique pour caractériser la distribution de $F(\Theta)$, d'autres méthodes explorent les courbes de distribution dans leur totalité [Castaings et al., 2012; Anderson et al., 2014]. Elles sont nommées méthodes densitométriques (density-based method). Le principe est de comparer la fonction de répartition de la fonction coût obtenue sans condition avec d'autres obtenues par en fixant ou sélectionnant un (des) paramètre(s).

Pianosi and Wagener [2015] proposent par exemple, pour l'étude d'un paramètre θ_i, de calculer Nc fonctions de répartition avec θ_i fixé à Nc valeurs différentes prises dans son intervalle de variation $\mathscr{I}_i$. Les différences entre les fonctions de répartition $F(\Theta|\theta_i = \theta_{ik})$, $k \in [1, Nc]$ et la fonction de répartition inconditionnelle $F(\Theta)$ sont évaluées à partir du test statistique de Kolmogorov-Smirnov [Kolmogorov, 1933] :

$$KS(\theta_i = \theta_{ik}) = max_x||F(\Theta)(x) - F(\Theta|\theta_i = \theta_{ik})(x)|| \quad \text{avec} \quad x \in \mathscr{I}_i \tag{4.6}$$

La sensibilité du paramètre θ_i est évaluée alors en considérant l'ensemble des valeurs $KS(\theta_i = \theta_{ik}) \quad k \in [1, Nc]$. La méthode proposée par Pianosi and Wagener [2015] est rigoureuse car elle propose une mesure directe de l'impact d'un paramètre sur la distribution finale du score de vraisemblance. Elle nécessite néanmoins un nombre conséquent de simulations, évoluant en puissance du nombre de paramètre M et ce pour N$c \cdot$ (M) fonctions de répartition à calculer pour autant de points fixes.

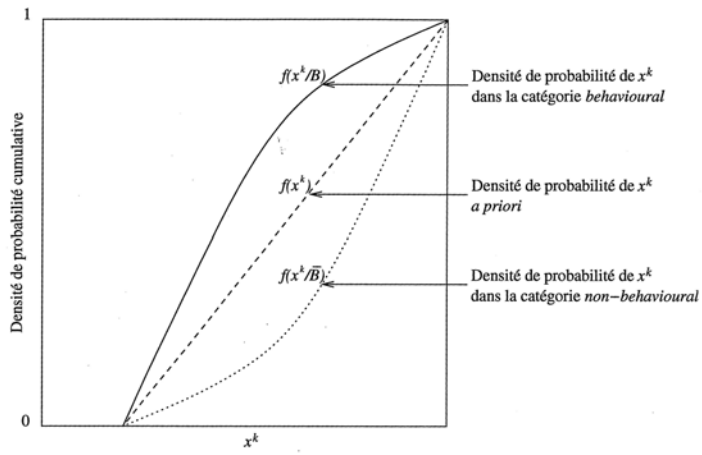

FIGURE 4.1 – Principe de l'analyse de sensibilité généralisée [Hornberger and Spear, 1981; Roux, 2004]

Méthode basée sur les résultats de calibration

Les résultats de calibration peuvent être utilisés pour l'analyse de sensibilité du modèle. L'analyse de sensibilité régionale (RSA) proposée par Hornberger and Spear [1981], comparent les fonctions de répartition des paramètres de la sélection des jeux vraisemblables à celles correspondant aux jeux rejetés. La mesure statistique de Kolmogorov-Sminorv (KS, eq. 4.6, Kolmogorov [1933]), mesurant la distance maximale entre les deux fonctions de répartition (figure 4.1), est utilisée pour quantifier la sensibilité du modèle à la calibration. Cette méthode est simple d'application puisqu'elle ne nécessite pas de tirage de jeux de paramètre particulier et donc le tirage aléatoire utilisé en calibration est suffisant pour appliquer la méthode.

Toutefois le renseignement donné diffère des autres méthodes présentées. Alors que les indices de Sobol renseignent sur la sensibilité du modèle (de la fonction coût) à la définition des paramètres ; la méthode RSA fournit plutôt une estimation de la significativité de la calibration des paramètres. Une sensibilité à la calibration implique forcément une sensibilité globale du modèle à la paramétrisation. Or, l'implication inverse n'est pas vrai. On peut l'illustrer par l'exemple de la calibration des deux coefficients de frottement du lit mineur et du lit majeur de la rivière. Imaginons une sous estimation d'un des deux coefficients, une surestimation de l'autre permet de compenser l'impact sur le score de calibration dans le cas d'un écoulement débordant. Ainsi les jeux de paramètres vraisemblables parcourent toute la gamme de valeur plausible pour les coefficients de frottement et l'optimisation du

modèle se montre alors peu sensible à leur valeur. Le modèle lui même n'est pourtant pas insensible à leur calage individuel. Il est ainsi important d'associer cette méthode à une analyse de corrélations des paramètres sélectionnés, pouvant masquer des sensibilités.

4.3 Stratégie pour la calibration du modèle MARINE

A partir de cet état de l'art, on propose dans cette section une stratégie de calibration adaptée au contexte de l'étude. On rappelle, de ce fait, dans un premier temps, les attentes du modèle MARINE ainsi que ses limites liées aux incertitudes des données et aux simplifications des choix de modélisation, afin de justifier la stratégie proposée.

4.3.1 Les objectifs de calibration du modèle MARINE

Objectifs

La modélisation des processus d'écoulement choisie dans MARINE est dédiée aux crues soudaines. Lors de la calibration, on s'intéresse donc à la bonne reproduction : i) **du début de crue et des pics** relevant de la modélisation des écoulements de surfaces, ainsi que ii) **de la récession de crue** relevant des écoulements de subsurface. A contrario, la bonne reproduction des écoulements à bas débits en début et fin d'événement n'est pas spécifiquement attendue, car le modèle ne modélise ni le débit de base du bassin versant, ni l'évapotranspiration influençant en partie la récession en fin d'événement.

Les sources d'incertitudes

Les sources d'incertitudes pouvant influencer la calibration du modèle sont les suivantes :

— les incertitudes sur les données de forçage c'est-à-dire sur les précipitations et les indices d'humidité initiale. Elles sont globalement très mal définies, et ne peuvent être représentées par un modèle d'erreur. Par défaut, on considérera les données de forçage comme idéales. En contre partie, on accordera plus d'importance à la sélection des événements pour la calibration.

— les incertitudes des séries hydrométriques. Les valeurs de débit extrême atteintes lors de crues éclair sont difficilement observées. Leur mesure nécessite l'extrapolation des courbes de tarage et/ou la mise en place de méthodes indirectes de calcul via la connaissance du contrôle hydraulique de la section. Il est par conséquent peu judicieux de vouloir une reproduction exacte du pic de crue. On souhaite intégrer explicitement l'intervalle de confiance des séries hydrométriques estimées dans la section 2.1.2.

— les incertitudes sur les propriétés du sol. Les principales propriétés de sol sont paramétrées afin d'intégrer leur incertitude. Chaque carte de propriété de sol est multipliée par un unique facteur choisi parmi un intervalle de valeurs physiquement plausible. A noter que la paramétrisation ne prend pas en compte l'incertitude sur l'hétérogénéité spatiale mais uniquement un biais systématique.

— l'incertitude de modélisation c'est-à-dire les incertitudes inhérentes au choix de modélisation. De par la connaissance du modèle, il est attendu une incertitude élevée lors de la prévision des bas débits tandis qu'on espère une prévision plus fine de la crue proprement dite.

4.3.2 Quelle méthode de calibration choisir ?

Proposition d'une fonction coût

Les objectifs de modélisation étant spécifiques aux événements de crues éclair, la calibration à partir de la signature hydrologique globale du bassin versant ne paraît pas appropriée. En outre, un intérêt particulier est porté à la justesse temporelle dans l'estimation des pics de crues, ce que n'intègre pas les signatures hydrologiques. On préfère ainsi les fonctions coûts basées sur une approche statistique pour la calibration de MARINE.

On souhaite à la fois intégrer les incertitudes des observations de débit dans la mesure de vraisemblance tout en adaptant la méthode à nos attentes de modélisation. Les contributions précédemment citées (Liu et al. [2009]; McMillan et al. [2010]; Schaefli and Gupta [2007], tableau 4.1) intègrent alternativement l'une ou l'autre des deux propriétés, sans proposer toutefois une composition.

Répondant à cette lacune, on propose une nouvelle fonction objectif permettant la prise en compte de : i) la connaissance réelle du débit via la prise en compte de l'incertitude de sa mesure ; ii) des attentes du modèle compte tenu de ses hypothèses sous-jacentes (de sa spécificité) et de l'objectif même de modélisation [Douinot et al., 2016a]. L'objectif in fine est d'orienter au mieux les résultats de la calibration vers nos attentes en termes de performance tout en évitant de contraindre le modèle de prévision vers une exacte reproduction des débits observés, qui peut s'avérer excessive, compte tenu de la forte incertitude des débits de pointe.

Définition

On suppose que l'incertitude des mesures de débits est connue. En tout point d'évaluation i, le débit observé est défini par une fonction de répartition à partir de laquelle le débit moyen q_i, l'écart type σ_{q_i} ou bien tout $x^{\text{ème}}$ centile q_i^{xth} peuvent être calculés. Un intervalle de confiance du débit peut ainsi être défini.

On définit l'erreur de modélisation $\epsilon_{mod,i}$ en un point i à partir de la distance d_i $[m^3.s^{-1}]$ entre la simulation $\tilde{q}_i$ et l'intervalle de confiance du débit observé :

$$\epsilon_{mod,i} = \frac{d_i}{\sigma_{mod,i}} \tag{4.7}$$

$\sigma_{mod,i}[m^3.s^{-1}]$ - appelé borne de modélisation au point i - correspond à la distance limite de l'intervalle de confiance au point i jugée comme acceptable pour prévision par l'utilisateur. La définition de $\sigma_{mod,i}$ permet de fixer un seuil de tolérance des erreurs de modélisation spécifique à chaque pas de temps. $\sigma_{mod,i}$ définit spécifiquement la contrainte imposée par la calibration pour rapprocher les résultats du modèle de l'intervalle de confiance du débit observé (voir figure 4.2.

En outre, la définition de l'erreur de modélisation est parlante : si $\epsilon_{mod,i} < 1$, l'erreur de modélisation est considérée comme acceptable, alors que si $\epsilon_{mod,i} > 1$, les attentes de l'utilisateur ne sont pas respectées par la simulation $\tilde{y}_i$, et une erreur de modélisation est détectée. Finalement, le vecteur $\Sigma_{mod} = (\sigma_{mod,i})$ définit une région d'acceptabilité autour de l'intervalle de confiance du débit observé pour la prévision du débit. La fonction objectif proposée est nommée **Discharge Envelop Catching (DEC)**, en référence à cette propriété.

Le vecteur $E_{mod} = (\epsilon_{mod,i})$ consiste en l'évaluation globale des erreurs de modélisation. On choisit le 90th centile de ce vecteur comme signature des erreurs de modélisation (eq. 4.8). On souhaite

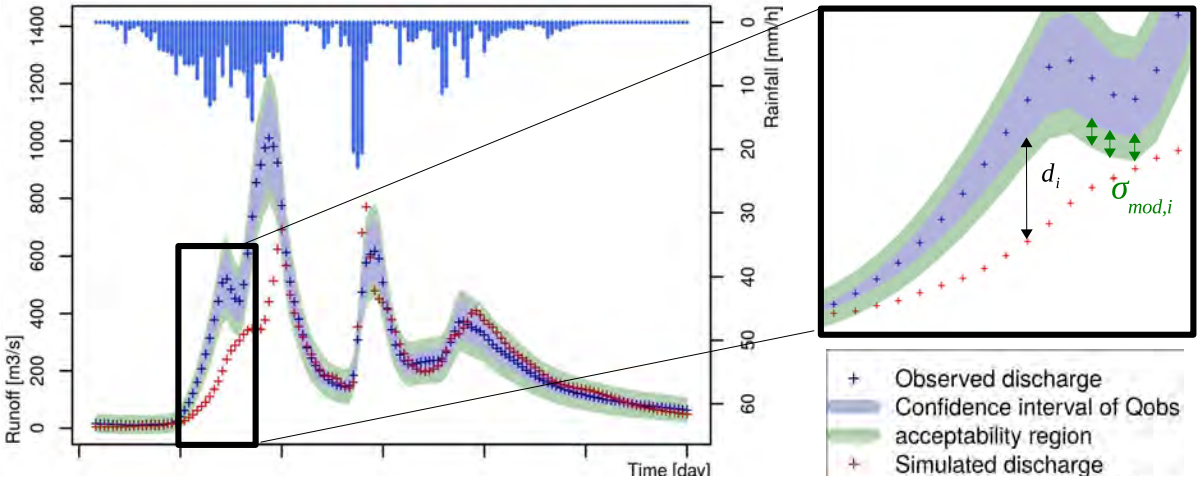

FIGURE 4.2 – Illustration de la définition du modèle d'erreur $\epsilon_{mod,i}$

ainsi limiter la faible représentativité de la moyenne, due aux auto-corrélations et au caractère hétéroscédastique des erreurs. On préfère également cette considération aux transformations citées dans la partie bibliographique, car elle évite l'ajout de paramètre de transformation. Enfin, choisissant $\mathrm{E}_{mod}{}^{90th}$, on priorise finalement la minimisation des erreurs de modélisation particulièrement grandes.

$$\mathrm{DEC} = \mathrm{E}_{mod}{}^{90th} \tag{4.8}$$

Illustration

Pour illustrer la fonction objectif DEC, et mettre en évidence les différences avec d'autres fonctions objectifs, on représente à la figure 4.3 les **iso-contours des erreurs de modélisation** relatifs à plusieurs fonctions objectifs : **a)** le répandu NSE (tableau 4.1, équation (i)) ; **b)** le mNSE intégrant simplement les incertitudes des débits d'observation (tableau 4.1, équation (iv)) ; **c)** l'approche d'acceptabilité présentée par Liu et al. [2009] (cf § 4.2.2) ; et finalement **d)** le DEC (eq. 4.8).

Les iso-contours des erreurs de modélisation (nommés par simplicité par la suite "iso-contours") relient par le tracé d'une ligne les points autour de l'hydrogramme pour lesquels la prévision du débit en ces points aura le même impact sur la fonction objectif. Les iso-contours donnent une représentation graphique de la fonction objectif et soulignent ses hypothèses sous-jacentes. Successivement, on observe à la figure 4.3 :

— en haut à gauche (a), les iso-contours relatifs au NSE. Ils sont équivalents également à ceux relatifs au BE (tableau 4.1, équation (iii), Schaefli and Gupta [2007]), ou tout autre fonction objectif définissant les erreurs de modélisation comme égales ou proportionnelles aux résidus. On peut remarquer que les lignes se rapprochent au niveau des pics, imposant des erreurs relatives moindres sur cette partie de l'hydrogramme. Superposant l'intervalle de confiance du débit observé aux iso-contours, on remarque alors que la fonction objectif contraint la modélisation au niveau des pics avec une précision trompeuse. Les iso-contours sont à l'intérieur de l'intervalle de confiance montrant que la fonction objectif (NSE, BE, ...) détecte des erreurs de modélisation là où l'incertitude des observations ne permet pas de conclure.

— en haut à droite (b), les iso-contours relatifs au mNSE (tableau 4.1, eq (iv)). Dans cette fonction objectif, l'incertitude des observations est utilisée pour la pondération des résidus. La calibration est orientée vers les observations les plus précises. Les iso-contours sont illustratifs de la définition : de plus larges erreurs de prévisions sont tolérées lorsque les données ne sont pas

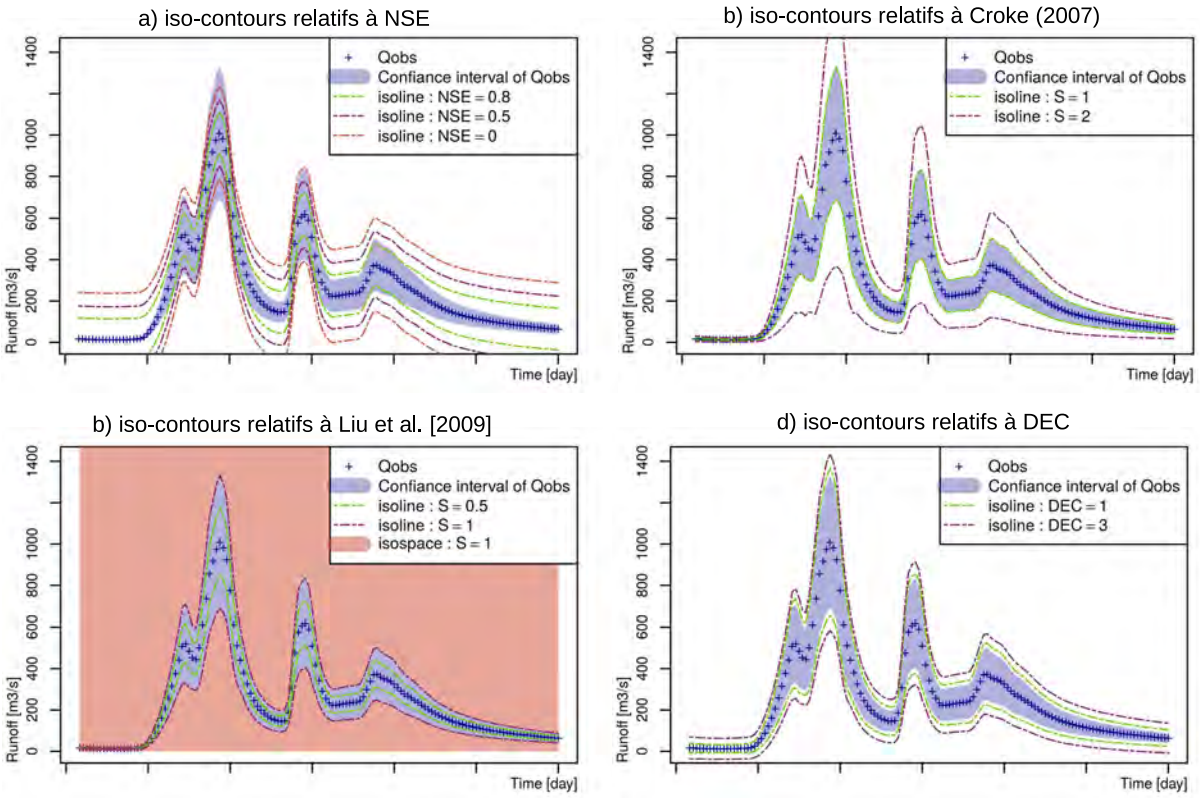

FIGURE 4.3 – Iso-contours des erreurs de modélisation pour différentes fonctions objectifs : a) NSE (tableau 4.1, eq (i)) ; b) mNSE (tableau 4.1, eq (iv)) ; c) Liu et al. [2009] (§4.2.2) ; d) DEC dans le cas spécifique où les bornes de modélisation sont fixées à une constante (30 m.^{3}.s^{-1})

précises. A l'inverse, la fonction objectif force une très bonne reproduction des observations certaines. On remarque assez bien visuellement les limites de la méthode, lorsque les données incertaines correspondent également aux objectifs de calibration (ici la prévision des pics de crue).

— en bas à gauche (c), les iso-contours relatifs à la fonction objectif proposée par Liu et al. [2009]. Ils sont également représentatifs de la fonction objectif définie par McMillan et al. [2010]. La représentation est assez particulière car les valeurs des erreurs de modélisation sont limités à une valeur maximale. Cette valeur maximale est assignée à toutes les prévisions situées en dehors de l'intervalle de confiance du débit. Finalement avec ces fonctions objectifs, la calibration est principalement influencée par le nombre de points de prévision présentant une erreur maximale, c'est-à-dire étant situés en dehors de l'intervalle de confiance des observations.

— en bas à droite (d), les iso-contours relatifs au DEC, dans le cas particulier où les bornes de modélisation sont fixées à une constante. Les iso-contours illustrent comment DEC combine la prise en compte des incertitudes des débits observés et des attentes de l'utilisateur (encapsulées dans la définition de Σ_{mod}). Les iso-contours entourent l'intervalle de confiance des débits observés, montrant qu'aucune erreur de modélisation n'est détectée à l'intérieur de cette intervalle. $\sigma_{mod,i}$ étant choisi constant, les iso-contours illustrent le cas où DEC contraint de manière équivalente la calibration autour de l'enveloppe. En réalité, le rapprochement des iso-contours peut être modifié et adapté via la définition de Σ_{mod}.

Remarques

Remarque 1 : La principale différence de DEC vis-à-vis des fonctions objectifs de Liu et al. [2009] et

McMillan et al. [2010], réside dans la considération des attentes du modèle. Il nous a paru important d'évaluer la performance du modèle compte tenu de ses hypothèses. En effet, de la même manière qu'on ne peut pas exiger une exacte reproduction du débit mesuré alors que la mesure est incertaine, on ne peut exiger que le modèle ait la même précision que les mesures. En d'autres termes, ce n'est pas parce que le débit est observé précisément que le modèle a la capacité de toujours aboutir à une prévision avec la même précision.

Remarque 2 : La considération additionnelle de l'incertitude des débits et de l'incertitude liée aux hypothèses du modèle peut également être réalisée en utilisant une approche Bayésienne, où un modèle d'erreur est défini pour chaque source d'incertitude de façon indépendante (exemple, Huard and Mailhot [2008]). On préfère toutefois la combinaison des deux sources d'incertitudes proposée par DEC, en ce que les erreurs de modélisation sont alors calculées en tenant compte des incertitudes d'observations. On suppose ainsi que l'incertitude du modèle est aussi tributaire des incertitudes sur les données utilisées pour la calibration.

Intégration de la fonction coût DEC dans une méthode de calibration

Afin d'éviter l'utilisation d'un seuil, on définit la probabilité de bonne prévision de la simulation s à partir de l'équation :

$$\mathrm{P}_s \propto exp\left(-\mathrm{DEC}_s^2\right) \tag{4.9}$$

A noter que la décroissance exponentielle reste toujours un choix subjectif, néanmoins il permet de prioriser de manière significative les simulations au DEC significatif.

Choix des événements de calibration

Parmi les méthodes présentées pour la sélection des événements de calibration, la méthode proposée par Beven and Smith [2015] semble plus rigoureuse en ce qu'elle permet de distinguer les événements atypiques de ceux aux observations douteuses. Cependant, elle nécessite un nombre conséquent d'événements pour le calcul de scores statistiques. Malgré une banque de données d'événements de crues éclair importante au vu de leur rareté d'apparition, nous ne disposons sur chaque bassin versant que de quelques événements. Des tentatives de classification sont alors sans succès, tant chaque événement apparaît comme un cas particulier. La méthode proposée par Beven and Smith [2015] n'est donc pas applicable dans notre étude.

On considère ainsi la démarche proposée par Garambois et al. [2015]. Chaque événement respectant un coefficient de ruissellement inférieur à 1 sera calibré individuellement. Les événements montrant une calibration atypique et un score de vraisemblance maximal faible seront écartés.

4.3.3 Validation de la méthode DEC

La méthode de calibration - DEC - proposée a fait l'objet d'une validation pour la calibration de la version originale de MARINE [Douinot et al., 2016a]. Les résultats de calibration obtenus avec DEC sont comparés successivement à ceux obtenus avec : i)la méthode GLUE ; ii) l'approche d'acceptabilité de Liu et al. [2009] ; i ii) une méthode utilisant une pondération des erreurs quadratiques, fonction des incertitudes de la série hydrométrique, pour définir la fonction coût [Croke, 2007]. La

comparaison concerne aussi bien la paramétrisation obtenue, et la sensibilité du modèle déduite, que les performances générales en termes de reproduction des hydrogrammes de crues. Le bassin versant du Gardon et 14 événements de crues éclair sont utilisés pour cette validation.

Les résultats montrent une consistance des calibrations en ce que les jeux de paramètres obtenus a posteriori diffèrent peu d'une méthode à l'autre. De plus les performances du modèle en termes de Nash, sont assez similaires. La méthode DEC présente tout de même des scores sensiblement meilleurs. Une analyse détaillée montre des divergences dans la répartition des erreurs rémanentes de simulation, illustrant les tendances respectives différentes dans la minimisation des erreurs. Les faibles différences des fonctions de distributions a posteriori sont alors interprétable. La visualisation des erreurs a priori de modélisation permet de révéler les points cruciaux de modélisation du point de vue de chaque méthode. Au regard des points cruciaux de la prévision des crues éclair, la méthode DEC apparaît comme mieux adaptée. Les résultats de prévision pour les hauts débits reflètent cette meilleure adéquation car plus satisfaisant vis-à-vis des autres méthodes.

4.4 Article "Modelling errors calculation adapted to rainfall – runoff model user expectations and discharge data uncertainties"

DOUINOT Audrey[1,2], **ROUX Hélène**[1,2], **DARTUS Denis**[1,2]

[1] : Université de Toulouse, INPT, UPS, IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse

[2] : CNRS, IMFT, 31400 Toulouse, France

soumis à **Environmental Modelling and Software** : le 1 septembre 2016

Highlights :

- A novel objective function for rainfall-runoff model calibration, that takes into account uncertainty in discharge observations, model specifics and user-defined tolerance
- A calibration methodology based on the proposed objective function is demonstrated on an existing hydrological model dedicated to flash floods
- The results of state-of-the-art objective functions are benchmarked against the proposed objective function

Abstracts :

A novel objective function for rainfall-runoff model calibration, named Discharge Envelop Catching (DEC), is proposed. DEC meets the objectives of : i) taking into account uncertainty of the discharge observations, ii) enabling the end-user to define an acceptable uncertainty, that best fits his needs, for each part of the simulated hydrograph. A calibration methodology based on DEC is demonstrated on MARINE, an existing hydrological model dedicated to flash floods. Calibration resultsof state-of-the-art objective functions are benchmarked against the proposed objective function. The demonstration highlights the usefulness of the DEC objective function in identifying the strengths and weaknesses of a model in reproducing hydrological processes. These results emphasize the added value of considering uncertainty of the discharge observations during calibration and of refining the measure of model error according to the objectives of the hydrological model.

uncertainty propagation ; hydrological modelling ; calibration ; evaluation ; discharge uncertainty, error isolines.

4.4.1 Introduction

An objective function converts the outputs of a rainfall-runoff model into a single likelihood measure, according to discharge measurements. This likelihood measure plays a key role, as it controls the model assessment and calibration. As such it provides a comparison basis for models or scenarios. An objective function must provide a meaningful criterion, representative of the errors occurring in the prediction time series. Ideally the objective function must make a distinction between the observed

errors coming from data uncertainties and the modelling errors coming from model limitations and parameter uncertainties. Defining such a metric is hard, as model outputs obviously depend on the input data and the observed discharge quality.

The uncertainty of the forcing data (rainfall/snowfall, soil moisture, etc.) is in general not measurable [Villarini and Krajewski, 2010; Kirstetter et al., 2010] whereas discharge uncertainties can be accurately quantified [McMillan and Westerberg, 2015; Coxon et al., 2015; Le Coz et al., 2014]. This makes it possible to integrate uncertainty of the discharge observationst into an objective function. However the classical functions, such as the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE, Nash and Sutcliffe [1970]), or the Kling-Gupta-Efficiency (KGE, Gupta et al. [2009]), are based on the difference between the model outputs and the observed discharge, without considering the discharge uncertainty. This can result in the overfitting of a model prediction to uncertain discharge observations.

Some modifications in different calibration approaches are found in the literature in order to integrate uncertainty of the discharge observations. Croke [2007] modified the NSE by weighting the residual vector according to the accuracy of observed discharge measurement. The metric thus emphasizes the prediction of a well known observed discharge at the expense of the observed discharge with high uncertainty. This is especially problematic in the context of flood modelling, where extreme flood discharges are generally marred with high uncertainty. Calibration methods based on Bayesian approach [Kuczera, 1983; Engeland and Gottschalk, 2002], formalize an error model, considering among others discharge uncertainty. Formalizations of different type of errors, such as input uncertainty or model uncertainty are based on strong assumptions that require validation, which is not always possible. In the end, the calibration results depend on the definition of the error model. Liu et al. [2009] proposed a calibration method using a “limits-of-acceptability” approach. A parametrization is either accepted or rejected. The limit of acceptability is fixed according to discharge uncertainty. The method is convenient to assess the likelihood of a parameter set for a model, but it does not provide information on the relevance of the model.

The aim of the paper is to provide an objective function : i) taking into account uncertainty of the discharge observations ; ii) adapting the calibration to user expectations and model assumptions ; iii) providing a meaningful score which can be interpreted to assess the relevance of the model.

Section 2 presents the rationale of the paper. It discusses the state of the art of objective functions in the field of hydrologic models, with a focus on the model calibration issue. The proposed objective function, called Discharge Envelop Catching efficicency, is defined in Section 3 and evaluated against three other objectives functions in Section 4. Finally, calibration results are presented and discussed in Section 5.

4.4.2 Background and motivation

We begin the section introducing the mathematical concepts used throughout the paper.

Mathematical notation and symbols

We adopt the fomulation of Vrugt and Sadegh [2013] of model calibration and evaluation issues : "Consider a discrete vector of measurements $\hat{\mathrm{Y}} = \{\hat{y}_1, \dots, \hat{y}_n\}$, observed at times $t = \{1, \dots, n\}$ that summarizes the response of an environmental system $\mathscr{S}$ to forcing variables $\hat{\mathrm{U}} = \{\hat{u}_1, \dots, \hat{u}_n\}$. Let $\mathrm{Y} = \{y_1, \dots, y_n\}$ the corresponding predictions from a dynamic (non linear) model f, with parameter

values θ,

$$Y(\theta) = f(x_0, \theta, \hat{U}) \tag{4.10}$$

where x_0 is the initial state of the system at $t = 0$." The residual vector defines the difference between actual and model-simulated system behaviours :

$$E(\theta) = \hat{Y} - Y(\theta) = \left[e_1(\theta), \dots, e_n(\theta)\right] \tag{4.11}$$

The error model F that allows for residual vector transformation defines the modelling error vector :

$$\varepsilon(\theta) = F\left(\hat{Y} - Y(\theta)\right) = \left[\epsilon_1(\theta), \dots, \epsilon_n(\theta)\right] \tag{4.12}$$

A function G is used to map the modelling error vector into a metric called likelihood measure. The combination of F and G is the objective function.

Calibration aims to find the values of $\left[\theta \in \Theta \in \Re^d\right]$ that provide the best likelihood measure. As the optimal parameter set may not be unique and several candidates may minimized equally the objective function, the calibration process faces model equifinality [Beven and Binley, 1992]. Choosing a way of selecting or weighting behavioural parameter sets according to likelihood measure corresponds to the last step of a calibration methodology.

We now consider the fact that forcing variables $\hat{U}$, initial state x_0 and observed discharges $\hat{Y}$ are uncertain measurements and denote $\sigma_{\hat{U}}$, σ_{x_0}, $\sigma_{\hat{Y}}$ the vectors quantifying those uncertainties. Forcing variables and initial state uncertainties affect model predictions and modify equation 4.10 :

$$Y'(\theta) = f(x_0|\sigma_{x_0}, \theta, \hat{U}|\sigma_{\hat{U}}) \tag{4.13}$$

where $Y'(\theta)$ is the model prediction with respect to input uncertainties. Similarly, the observed discharge uncertainties modify equation 4.12 :

$$\varepsilon(\theta) = F\left(\hat{Y}|\sigma_{\hat{Y}} - Y(\theta)\right) = \left[\epsilon_1(\theta), \dots, \epsilon_n(\theta)\right] \tag{4.14}$$

This paper focuses on equation 4.14 and proposes an error model F that allows for benchmarking a model prediction vector $Y(\theta)$ against uncertain observations $(\hat{Y}, \sigma_{\hat{Y}})$. The choice of the optimal function G which maps the modelling error vector into a metric is also discussed.

Adapting the likelihood measure to the model

As said before, the primary goal of calibration is finding parameter sets that best mimic the observed discharge. The role of the objective function is to define the most appropriate likelihood measure to accurately assess the success of the model to reproduce the hydrological behavior of a catchment system.

In the literature, performance models are usually assessed using statistic scores such as linear correlation, mean, variance or indexes widespread in the hydrology community such as NSE, RMSE or Kling-Gupta-Efficiency (KGE, Gupta et al. [2009]). The use of those scores as conventional likelihood measures is supposed to facilitate model comparison. However, as pointed out by Seibert [2001] or Schaefli and Gupta [2007], a score may reflect poorly the goodness-of-fit of a model, even when established by hydrologists. As an example, a NSE score of 0,6 could equally mean good or poor fit depending on data quality and on the studied catchment. Moussa [2010] and Schaefli et al. [2005]

also highlighted the limitations of the NSE for flood event modelling assessment, showing that considering the high value of standard deviation of discharge time series, the residuals might be high and still lead to a good score, due to the NSE definition.

Schaefli and Gupta [2007] suggested to take into account model assumptions and user expectations into the objective function. They defined the benchmark efficiency (BE) :

$$\mathrm{BE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(y_i - \hat{y}_i\right)^2}{\sum_{i=1}^{n} \left(y_{bi} - \hat{y}_i\right)^2} \tag{4.15}$$

where y_{bi} is called the benchmark discharge model at time i. The model reference is no more the observed discharge mean as in NSE, but a benchmark model defined as admissible by the hydrologist. The BE definition implies a meaningful score according to what is expected from the model.

All the objective functions seen so far choose to minimize the sum of squared residuals as the calibration objective. As noticed by Beven and Binley [2014], this is not without implication. The combination of all residuals within a single value actually hides the underlying assumption that this score represents at best all the residuals. Assuming that the sum of squared residual is the best representation has two important implications :

— the same importance is attached to all residual values, whatever their position along the hydrograph. Yet, absolute errors during high flows or low flows may not be interpreted the same by hydrologist. This issue could be avoided by weighting residual vector as in mNSE [Croke, 2007] or calculating the sum of squared relative errors ;

— among the residual distribution, the mean represents the best index to minimize. As residuals are most commonly correlated, heteroscedastic and have non-Gaussian distributions [Schoups and Vrugt, 2010], the relevance of this choice is not certain. Moreover, the mean of the residual distribution is mainly affected by residuals observed during low flows, which are highly correlated and over-represented.

The NSE and other likelihood measures that consider the sum of squared residual provide a basis for model assessment. However the underlying assumptions are not consistent with residual vector properties. The interplay of the above implications, balancing each other, result in a global adaptation of the measure for calibrating large data time series based on wrong criteria, which can contribute to misleading results.

Taking into account the uncertainty of the discharge observations

Considering the residual vector as an evaluation of model error assumes that the discharge observations are the exact reflect of the hydrological behavior of the catchment. However, discharge time series are successively extracted from stage measurements and stage-discharge rating curve conversions and, consequently, may contain highly uncertain values. In other words, model evaluation based on the residual vector $\epsilon(\theta)$ is limited by the uncertainty on the discharge data. In parallel, recent contributions [Coxon et al., 2015; Le Coz et al., 2014; McMillan and Westerberg, 2015] improved discharge uncertainty quantification. As an example, Le Coz et al. [2014] used knowledge of the hydraulic control of the rating-curves and statistical methods to provide an individual quantification of gauging uncertainty. Taking into account discharge uncertainties in an objective function enables to better define the discharge benchmark, making it possible to extract modelling error from the residual vector.

Several approaches accounting for the uncertainty of the discharge observations in the calibration methods are proposed in the literature. [Kavetski et al., 2002; Kuczera, 1983] use a Bayesian framework. They represent the observed discharge as a formal probability density function, the function being determined either according to the rating curve uncertainty [Thyer et al., 2009] or by adding another parameter to define the discharge uncertainty model [Huard and Mailhot, 2008]. Defining error models for input uncertainty as well as model uncertainty, the bayesian approach aims to calibrate at the same time the parameters of the hydrological model and those of the error models. Although the calibration is comprehensive, as it tends to consider all the approximations done, it suffers from the lack of benchmark for error models. It may also result in overparametrization, increasing the complexity of calibration. It can be noticed also that the Bayesian approach assumes that the modelling errors are uncorrelated, which is plausible for inputs, for instance, but less so for the model. Indeed, model uncertainty cannot be smaller than that of the observation dataset used to calibrate the model.

Discharge uncertainty has also been incorporated into objective functions as weights of the residual vectors [Croke, 2007; Peña Arancibia et al., 2015]. For instance [Croke, 2007] has modified the NSE, introducing the mNSE which uses weights γ_i inferred from the discharge uncertainty :

$$m\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \gamma_i \left(y_i - \hat{y}_i\right)^2}{\sum_{i=1}^{n} \gamma_i \left(\hat{y}_i - \bar{\hat{y}}_i\right)^2} \quad \text{with} \quad \gamma_i = \frac{1}{\hat{y}_i^{95th} - \hat{y}_i^{5th}} \tag{4.16}$$

where $\hat{y}_i^{95th}$ and $\hat{y}_i^{95th}$ are the 95th percentile and the 5th percentile values of the probability density function of the discharge flow at time i. The discharge uncertainty is considered as an assessment of the discharge measurements quality but does not clarify the values of the discharge observations. This calibration enforces the model to be accurate when data is accurately known, whereas it allows for large modelling errors where data is uncertain, which makes it unsuited for flood forecasting, for instance.

Another take on the issue is proposed by Liu et al. [2009], with the limits of acceptability approach. The simulation set $\left[\Upsilon(\theta), \theta \in \Theta \in \Re^d\right]$ is separated between behavioural and non behavioural simulations according to observation error [Hornberger and Spear, 1981]. The selection is done by setting a minimum percentage of prediction time steps that must be included in the confidence interval of discharge measurements. Then, a weighted score is attributed to each simulation time step. The score decreases linearly with distance to observed discharge, tending to zero in the boundaries of the confidence interval. When the value of the simulated discharge falls beyond those limits, the score is uniformly set to zero. A first limitation lies in the subjective choice of the percentage threshold used to separate behavioural from non behavioural simulations. If the bounds of the confidence interval of the discharge measurement are set to the xth percentile and the $(100-x)^t h$ percentile values of the distribution function, a $(100-2x)$ value might logically be used as a percentage threshold. However, this choice assumes an ideal model devoid of modelling errors. Thus, the threshold might need to be adjusted according to the ability of the model to mimic the discharge observations. Also, as mentioned by Liu et al. [2009], time steps not included in the confidence interval might be the ones with the highest “hydrological value”. As the weighting method gives equal weights for those time steps and for the ones lying exactly on the confidence interval bounds, small or large distances from the confidence interval limits do not affect the return value of the objective function. In other words, the score does not assess how far the prediction is from the observed discharge.

Objective functions presented above propose different approaches including the uncertainty of discharge observations into model assessment. However, they do not consider additionally model specifics and expectations from which tolerated modelling errors might be deduced. It is actually important to distinguish what we can require from the hydrological prediction according to the un-

certainty of discharge observations and what we can require from it according to model assumptions and data input uncertainty. The first point refers to the fact that the objective of the exact reproduction of the observed discharge values is misleading. The second point refers to the fact that it is not because a discharge is really accurately measured, that we could expect the same accuracy in prediction. The objective of this work is to take advantage of the hydrologist expertise and of the uncertainty of the discharge observations to adapt the measure of error of rainfall-runoff models to the end-user expectations. The subsequent novel objective function is called Discharge Envelop Catching (DEC) and presented hereafter.

4.4.3 The Discharge Envelop Catching (DEC) objective function

Definition of the error model

We assume that the uncertainty of the discharge observations is available. For any time i, the discharge is defined by a probability density function from which the mean value $\hat{y}_i$, standard deviation $\sigma_{\hat{y}_i}$ or any percentile $\hat{y_i^{th}}$ can be extracted. A confidence interval of the discharge observations can be defined.

Instead of looking for the exact reproduction of discharge measurement, we aim at minimizing the distance between the simulated discharge and the confidence interval of observed discharge. Moreover, the objective function will define for each evaluation point a range of acceptable distances according to user expectations. The error model F, used in the DEC, extracts from the residual vector $\hat{Y}$–Y(θ), a standard measure $\varepsilon_{mod,i}$ of the distance between the prediction and the confidence interval :

$$\varepsilon_{mod,i} = \frac{d_i}{\sigma_{mod,i}} \tag{4.17}$$

where d_i corresponds to the discharge distance $[m^3.s^{-1}]$ between the model prediction at time i (y_i) and the confidence interval of discharge measurements, knowing that y_i is located outside the bounds. $\sigma_{mod,i}$, called modelling distance bounds at time i, corresponds to the distance range $[m^3.s^{-1}]$ that is considered acceptable by the user at time i.

Setting the distance range value for each time i, the user can specify how the model will be forced throughout calibration to get closer to the confidence interval. The modelling error is relevant given that : if $\varepsilon_{mod,i} \leq 1$, the model prediction y_i is acceptable, whereas if $\varepsilon_{mod,i} > 1$, user expectations are not respected by y_i. Finally, the $\Sigma_{mod} = \{\sigma_{mod,i}\}$ vector defines a region of acceptability for discharge prediction enclosing the confidence interval of discharge observations.

The objective function, combining the evaluation of distances and the explanation of the user expectations, results in a vector of modelling error $E_{mod} = \{\varepsilon_{mod,i}\}$ whose statistical properties are representative of the overall prediction error of the model.

We consider the 90th percentile of the distribution, E_{mod}^{90th}, as the likelihood measure :

$$\text{DEC} = E_{mod}^{90th} \tag{4.18}$$

The calibration metric E_{mod}^{90th} will tend to standardize modelling error distribution, to prioritize minimization of the largest modelling errors, while limiting the issue due to the correlated nature of the modelling errors.

A graphical representation of an objective function : the error isolines

Error isolines are a graphical representation related to an objective function. An error isoline is composed of prediction points exerting an equal impact on the objective function. Two predictions at different time will have the same impact on the likelihood measure if they are located on the same error isoline.

Error isolines may uncover the assumptions underlying a given objective function. As such, they offer a way to compare several objective functions. Figure 4.4 displays the error isolines of the NSE, Liu et al. [2009] , Croke [2007] and DEC objective functions :

— the top left window (a) displays error isolines of the NSE objective function. They also map BE or any objective function using the sum of squared residuals to reduce the residual vector into a likelihood measure. The lines tend to get closer to high flow parts of the hydrograph, illustrating how NSE - as mentioned in section 4.4.2 - allows for smaller relative errors when it comes to peak discharges. Superimposing NSE error isolines with the confidence interval of the discharge observations shows how this objective function can enforce the prediction of peak flows with a misleading accuracy : error isolines are inside the confidence interval of the discharge in this part of the hydrograph, illustrating how the objective function may detect modelling errors where the uncertainty range of the observed data is inconclusive ;

— the top right window (b) displays error isolines of the Croke [2007] objective function. It shows that the model error allows for larger errors when the observations are uncertain and enforces a good mimic of the observations that are reliable. It results in a calibration that enforces really good mimic specifically when discharge observation are accurate ;

— the bottom left window (c) displays the case of the Liu et al. [2009] which is quite particular, as errors span a limited range of values. A same error value is assigned to all predictions outside the confidence interval of discharge observations. Hence, the calibration is influenced mainly by the selection of behavioural simulations, depending on the percentage of predicted points inside the confidence interval of the discharge observations, rather than by the score of the objective function ;

— the bottom window (d) displays error isolines of the DEC objective function in the specific case where modelling distances $\sigma_{mod,i}$ are set to a constant. It illustrates how the DEC combines both the discharge uncertainty and the hydrologist's expertise (encapsulated in the definition of Σ_{mod}). Error isolines run alongside the confidence interval of the hydrograph (i.e. the discharge envelop), showing that the objective function detects any modelling error inside the confidence interval. Moreover, as the modelling distance is here set to a constant, error isolines illustrate the case where the DEC enforces equally the calibration around the discharge envelop. Finally, the way to catch those discharge envelop can be adapted to model objectives by defining other modelling distance bounds.

4.4.4 Methodology for the DEC evaluation

Case study : application of the DEC to flood modelling

For the purpose of evaluation, we consider the calibration of a rainfall-runoff model dedicated to flash flood modelling. We look for the calibration and evaluation of a distributed and physically-based model called MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes), developped specifically for flash flood simulation. The equations describing the main flash flood processes (infiltration, overland flow, channel routing) are detailed

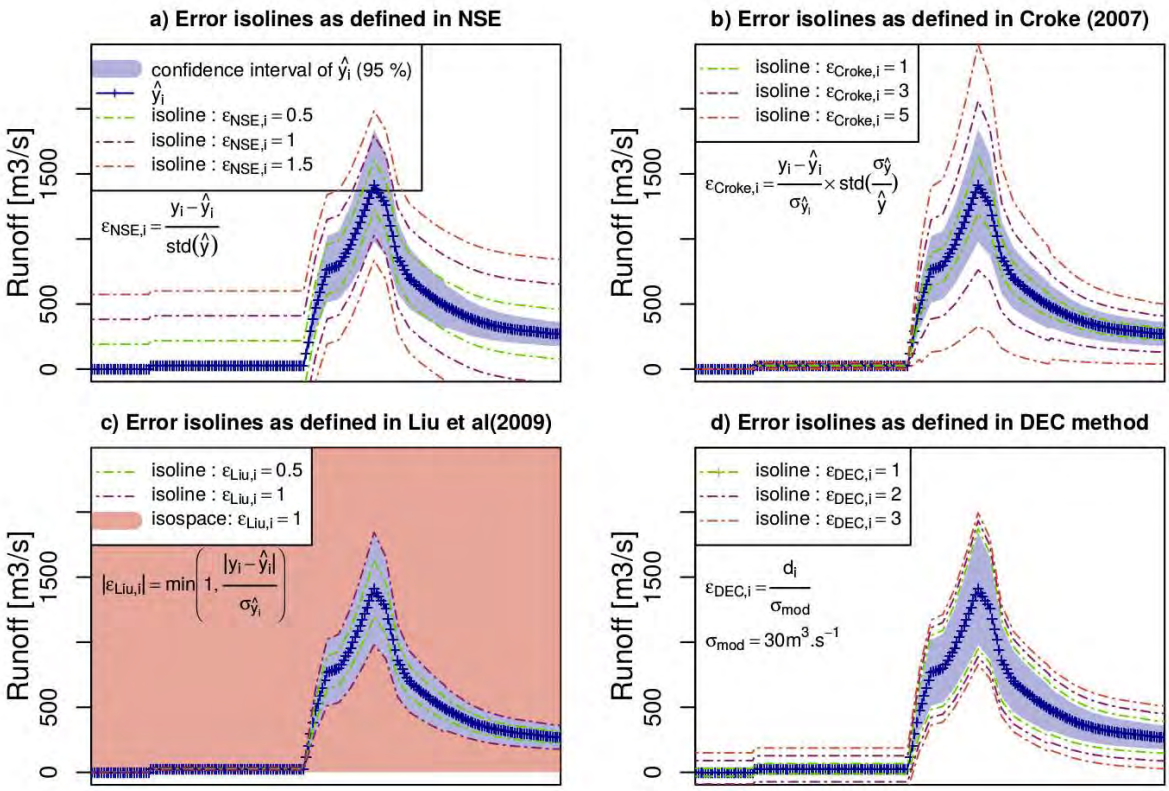

FIGURE 4.4 – Error isolines according to different model errors formulations : a) Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) ; b) the Croke (2007) ; c) the Liu et al. (2009) ; d) Discharge Envelop Catching efficiency, with a constant value of the distance bounds around the discharge envelop ($\sigma_{mod,i}$) equal to two times the catchment module (30 $m^3.s^{-1}$).

hereafter. Low rate flow processes such as evapotranspiration, or baseflow are neglected. For more detailed information on the MARINE model, please refer to Roux et al. [2011] and Garambois et al. [2013]. MARINE simulations require the calibration of six physical parameters : soil depth C_z, lateral hydraulic conductivity C_{T0}, hydraulic conductivity of the riverbed C_{kr}, saturated hydraulic conductivity C_k, and the flood plain and riverbed Manning roughness coefficients, respectively n_p and n_r. $_C z$, C_{T0}, C_{kr} and C_k are multiplicative constants of the corresponding spatialized parameters z, T0, K$-r$, and K.

The model is applied on the Gardon catchment at Anduze (543 km^2). According to its physical properties (steep slope, thin soil depth) and its geographical location in the French Mediterranean area, this head watershed has a highly contrasted hydrological regime with frequent occurrences of flash floods. A set of 14 extreme events, recorded over 20 years, is considered. The hydrological model is forced with rainfall data issued by the ARAMIS radar network (Météo France, Tabary [2007]). It provides inputs with a time resolution of 5 minutes and a spatial resolution of 1 km x 1 km. Rainfall data is provided without uncertainty. Their calculation is a topic in its own right [Delrieu et al., 2014b], which is beyond the scope of this study.

The initial state is extracted from the SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) hydro-meteorological model outputs [Habets et al., 2008]. The model provides the humidity indexes of a conceptual root zone horizon. As for the rainfall input, their uncertainty is not considered.

The observed discharge data were provided by the French operational flood forecasting services (SCHAPI and SPC). Uncertainty discharge is evaluated from the rating curve. It is assumed that the uncertainty standard deviation σ_{H} increases linearly with the observed stage H :

$$\sigma_{\mathrm{H}} = a \cdot \mathrm{H} + b \tag{4.19}$$

with a and b depending on the gauging station characteristics at Anduze. The discharge uncertainty standard can be deduced from the stage discharge conversion $\hat{\mathrm{Y}} = g(\mathrm{H})$:

$$\sigma_{\hat{\mathrm{Y}}} = \sigma_{\mathrm{H}} \cdot g'(\mathrm{H}) \tag{4.20}$$

Finally it is assumed that the uncertainty is normally distributed. This approximation is good enough to determine confidence intervals.

The calibration methodology using DEC objective function

First we define the modelling distance bounds ($\sigma_{mod,i}$). Considering the MARINE model assumptions, a coarse prediction of baseflow is expected. ($\sigma_{mod,i}$) is set at a minimum of the catchment module ($\mathrm{Q}_{catchment}$). The studied events present high flow variations from a module of 15 $m^3.s^{-1}$ to peak flows reaching 1000 $m^3.s^{-1}$. Modelling distance bounds are adapted to this amplitude by setting the modelling distance bounds proportional to the observed discharge :

$$\sigma_{mod,i} = \mathrm{Q}_{catchment} + 0.02\dot{y}_i \tag{4.21}$$

5000 parameter sets are extracted from an uniform distribution on bounded intervals in $\Re^6$. The MARINE model is run with these sets. Each resulting prediction – named S - is weighted according to the DEC objective function :

$$\mathrm{W}^{\mathrm{S}}_{\mathrm{DEC}} \propto exp\left(-\mathrm{DEC}^2\right) \tag{4.22}$$

where $\mathrm{W}^{\mathrm{S}}_{\mathrm{DEC}}$ corresponds to the weight given to S, according to the DEC likelihood measure. Finally for each time step, the calibration provides a distribution of weighted predictions. The median values of each distribution are considered as the average discharge prediction, while the 5th and 95th percentiles represent the bounds of discharge prediction uncertainty.

For the sake of simplicity, we designate hereafter by "DEC calibration", the calibration methodology based on the DEC objective function.

Comparative evaluation of the DEC calibration

Results of the DEC calibration is compared to those obtained with other methodologies. We applied the Liu et al. [2009] methodology and the Croke [2007] methodology as they both integrate discharge uncertainty into calibration. The widespread GLUE methodology is also applied [Beven and Binley, 1992], as a reference. Table 4.3 sums up modelling errors and weights used in each calibration methodology.

TABLEAU 4.3 – Summary of the calibration methodologies : modelling error and weights Likelihood measures are computed on all the events. (1) NSE threshold is set to 65 % of the maximum NSE value obtained running all the parameter sets. (2) The minimum percentage required (85 %) is set in order to select enough behavioural predictions for statistical use.

Method	Modelling error	Weight of the simulation S
GLUE	$\epsilon_{\mathrm{NSE},i} = \frac{y_i - \hat{y}_i}{std(\hat{\mathrm{Y}})}$	$\mathrm{W}^{\mathrm{S}}_{\mathrm{NSE}} \propto \mathrm{NSE}^{\mathrm{S}}$ **if** $\mathrm{NSE}^{\mathrm{S}} > 0.6 \cdot max(\mathrm{NSE}^{\mathrm{S}})$; **else** 0
Liu et al. [2009]	$\lvert\epsilon_{\mathrm{L}iu,i}\rvert = min\left(1, \lvert\frac{y_i - \hat{y}_i}{\sigma_{\hat{y}_i}}\rvert\right)$	$\mathrm{W}^{\mathrm{S}}_{\mathrm{L}iu} \propto \sum_i exp\left(-\epsilon^2_{\mathrm{L}iu,i}\right)$ **if** $y_i \in \left[\hat{y}_i^{5th}, \hat{y}_i^{5th}\right] \geq 85\%$; **else** 0
Croke [2007]	$\epsilon_{croke,i} = \frac{y_i - \hat{y}_i}{\sigma_{\hat{y}_i}} \cdot std\left(\frac{\sigma_{\hat{\mathrm{Y}}}}{\hat{\mathrm{Y}}}\right)$	$\mathrm{W}^{\mathrm{S}}_{\mathrm{C}roke} \propto \sum_i exp\left(-\epsilon^2_{croke,i}\right)$
DEC	$\epsilon_{\mathrm{DEC},i} = \frac{d_i}{\sigma_{mod,i}}$	$\mathrm{W}^{\mathrm{S}}_{\mathrm{DEC}} \propto exp\left(-\mathrm{DEC}^2\right)$

4.4.5 Results

Calibration results using the DEC objective function

Figure 4.5 shows at the top window, the hydrograph simulation of six flash flood events with MARINE model after calibration using the DEC objective function. The dark blue envelop corresponds to the confidence interval of the observed discharge and the orange envelop to the confidence interval of the simulated discharge. The light blue envelop defines the region of model acceptability.

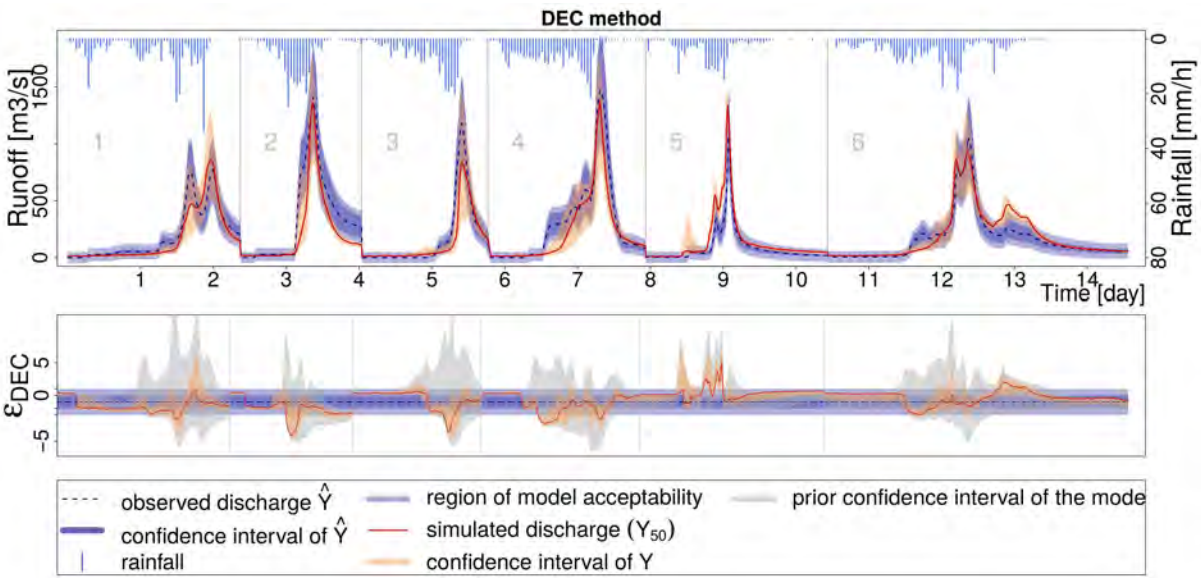

FIGURE 4.5 – Top window : Hydrograph of 6 out of 14 selected flash flood events supplied by the DEC calibration ; bottom window : remaining modelling errors along the hydrograph with median prediction in red, and range of modelling errors into the confidence interval of prediction (orange). The grey envelop corresponds to the covered range of modelling errors without any selection of parameter sets.

The bottom frame displays the modelling errors computed by the objective function. When the prediction lies within the discharge confidence interval (dark blue envelop), the modelling error is set to zero. When the prediction is enclosed in the interval of model acceptability, modelling error is lower

than 1 and it is assessed as acceptable. When the modelling error exceeds the light blue envelop, it is set to a value exceeding 1 and an error of modelling is detected. In grey are represented the confidence interval of the modelling error without any parameters sets weighting. From this display, sensitive part of the hydrograph to calibration could be detected comparing the grey and the orange envelop. As well, it emphasizes where modelling errors remain after calibration.

The hydrographs show that the observed discharge is globally well mimicked by the median prediction of the model. One flow peak is underestimated, another is overestimated, but the reproduction of the others flow peaks is close to the observed discharge. 90,11 % of the median prediction points of the 14 simulated events are inside the interval of model acceptability (see table 4.5). Regarding model failing, the model tends to underestimate flow peak and the rising limb. In contrast, the really early rising might be overestimated as in the events 3 and 5.

The event 5 stands as an exception, as the flow prediction globally overestimates the observed discharge. Parameter calibration has little impact on modelling error range during this event. Those differences may suggest more data inconsistency than modelling error, as prediction errors appear to be specific to this event.

The base flow is also well predicted as the median prediction and its confidence interval during low flows respect the interval of model acceptability. User expectations are satisfied. In fact, the baseflow prediction is quite coarse as the median prediction shows for some events a relative error of 50 %, but it is enough to user expectations, as defined by the DEC efficiency (ie the choice of the distance range). The calibration barely restricts the interval of prediction during low flows, as the grey and orange intervals are similar along this part of hydrograph for all events. It shows that the calibration is not sensitive to low flow prediction but rather to rising limb and peak flow ones. This remark is important for interpreting the parameter set weighting. Calibration results – parameter sets weighting – will be informative for the related hydrological process models as they are controlled by the calibration. On the opposite, recession modelling appears not to be sensitive to the calibration but rather to model structure and input data quality.

Comparison results for all calibration methodologies

The comparison aims to determine to what extent the parameter selection or hydrograph reproduction depends on the calibration methodology. First the posterior distribution of the parameters is compared and prediction discrepancies are detected and explained according to objective function properties. Then the related consequences to the discrepancies on hydrograph reproductions are analyzed.

Comparison of parameter posterior distributions

Figure 4.6 shows the parameter posterior distribution issued from each calibration methodology. Those distributions reflect the first-order sensitivity of parameters to calibration methodology.

All calibration methodologies show that C_Z and C_{T0} are sensitive parameters. It reflects how important for model performance are soil properties, both in terms of water storage capacity and subsurface flow quantification.

With the three calibration methodologies GLUE, Liu et al. [2009] and DEC, storage capacity of the model is mainly controlled by the C_Z parameter, the infiltration parameter C_k being not sensitive to calibration. On the opposite, the Croke [2007] method shows a sensitivity to C_k parameter : only high

values of C_k results in behavioural simulations. It seems that the calibration does not have to limit the soil infiltration capacity, as calibration methods either allow or impose high values of infiltration velocity. Finally, all calibration methodologies suggest that runoff production in the MARINE model comes from soil storage capacity exceedence [Dunne, 1978].

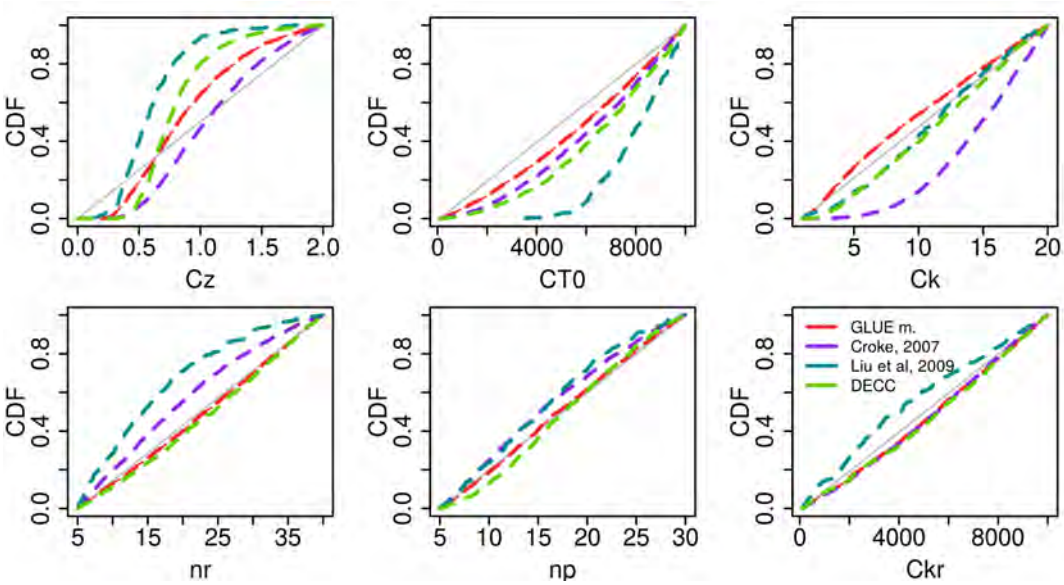

FIGURE 4.6 – Posterior distributions of parameters after calibration : soil depth C_z ; lateral hydraulic conductivity C_{T0} ; saturated hydraulic conductivity C_k ; and the riverbed and flood plain Manning roughness coefficients respectively n_r and n_p ; hydraulic conductivity of the riverbed C_{kr}

The sensitivity of the transmissivity of the soil (C_{T0} parameter) results from the significant contribution to floods of subsurface flow. The proportion of subsurface flow during high part of hydrographs ($\hat{y}_i > 150\ m^3.s^{-1}$, table 4.4 ranges between 9 % and 45 %, whatever the calibration method. The similar range of values for the proportion of subsurface flow does not reflect the discrepancies between posterior distributions of the C_{T0} parameter. Actually, C_{T0} posterior distributions are correlated with the C_Z posterior ones. Discrepancies of C_{T0} posterior distributions seem to compensate differences between C_Z posterior distributions producing at the end a similar volume of subsurface flows.

TABLEAU 4.4 – Percentage of subsurface flow during the flood. (when $\hat{y}_i > 150\ m^3.s^{-1}$

(%)	GLUE	Croke (2007)	Liu et al. (2009)	DEC
quantile 5th	9.3 %	16.9 %	22.7 %	16.6 %
quantile 50th	30.0 %	35.8 %	33.6 %	35.3 %
quantile 95th	43.7 %	45.7 %	41.0 %	44.0 %

Looking at the posterior distributions of roughness coefficients, which control surface flow dynamics, only the Liu et al. [2009] and the Croke [2007] methods show sensitivity to the river roughness (n_r, figure 4.6). Considering the case of the Croke [2007] method, Figure 4.7 shows that the defined error model induces sensitivity to the early rising limb of each event. Indeed, the modelling error interval of the early rising limb obtained without parameter set weighting is huge, and calibration is mainly concerned with minimizing those modelling errors. Finally, the fact that calibration is focused on the early rising limb may explain the sensitivity of the model to river roughness coefficient. Considering the Liu et al. [2009] method, as modelling errors are all valued the same falls outside the

confidence interval of the observed discharge, their representation does not provide an explanation. Nevertheless, we may suppose, that the small confidence interval around the early rising limb equally makes the Liu et al. [2009] method to enforce accurate prediction for having few modelling errors in this hydrograph part.

The calibration of the last parameter – the coefficient of transmissivity of the riverbed – results in different posterior distributions between Liu et al. [2009] and the three other methodologies. Only the Liu et al. [2009] method shows sensitivity to this parameter. This sensitivity is not easy to explain as the Liu et al. [2009] methodology is not focused in any particular hydrological processes. Nevertheless, it seems that the C_{kr} parameter has a compensatory effect on the selection of the other parameters, as correlations between n_r and C_{T0} parameters appear particularly when calibrating the model with the Liu et al. [2009] methodology.

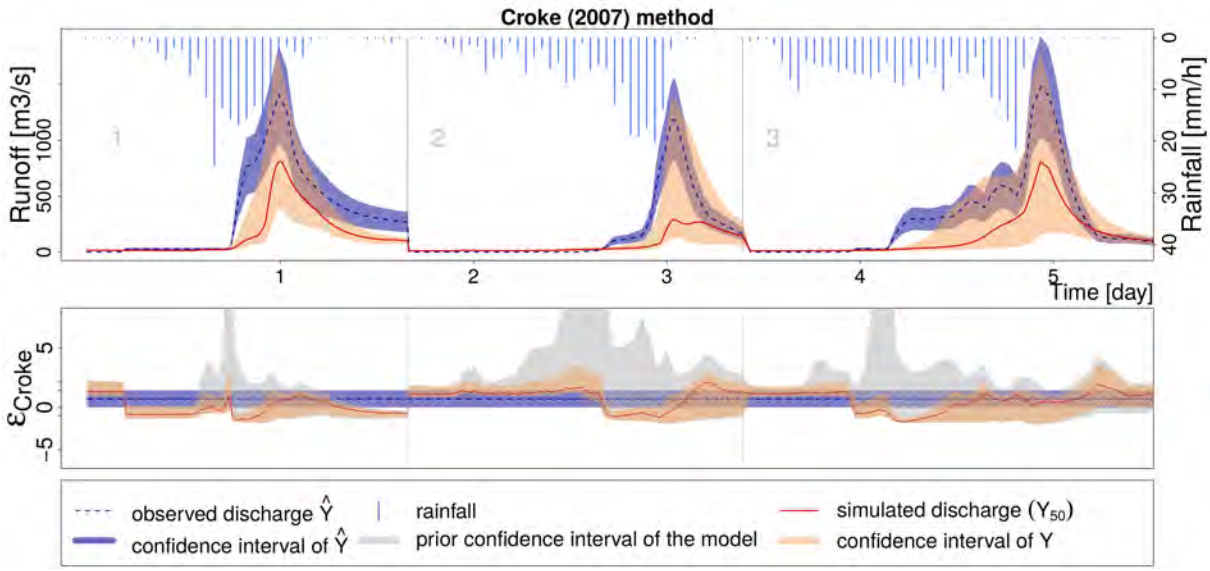

FIGURE 4.7 – Top window : Hydrographs of 3 selected flash flood events supplied by the Croke (2007) calibration ; bottom window : remaining modelling errors along the hydrograph with median prediction in red, and range of modelling errors into the confidence interval of prediction. The grey envelop corresponds to the covered range of modelling errors without any selection of parameter sets.

Hydrograph reproduction comparison

Figure 4.8 shows the hydrographs of 6 out of 14 flash flood events outputed by the different calibration methods. Observed discharge and corresponding uncertainty are in blue, the median prediction in red and prediction uncertainty in orange. Significant systematic under- (or over-) estimation is visible. Particularly, the Croke [2007] method tends to underestimate flood discharge, for almost the presented events. On the opposite, Liu et al. [2009] method overestimates the peak discharge, giving a confidence interval of prediction exceeding that of the observed discharge.

Hydrographs show periods when the discharge confidence interval falls outside the prediction uncertainty whatever the calibration method. Those periods could not be simulated properly by the MARINE model. Actually, it emphasizes either the weakness in the model or the input data uncertainty.

Comparison of global performances

Table 4.5 gives the NSE scores successively calculated between the median prediction Y^{50th} and

the observed discharge $\hat{Y}$ (line 1) ; the lower bound prediction Y^{5th} and the lower bound of the observed discharge confidence interval $\hat{Y}^{5th}$ (line 2) ; the upper bound prediction Y^{95th} and the upper bound of the observed discharge confidence interval $\hat{Y}^{95th}$ (line 3). The aim is to assess both the discharge prediction and the confidence interval of that prediction.

Representation of the observed discharge is similarly reached by the GLUE, DEC and Liu et al. [2009] methodologies, with a NSE score equal to 0,78 and 0,76 respectively. Croke [2007] has the lowest performance with a NSE score equal to 0,63. As said before, the latter method tends to underestimate flood peak (figure 4.8). Similarly, the lower limit of the prediction is underestimated during flow peak with this method and results in the poorest score for the prediction of the lower bound (score = 0,48). Finally, according to the NSE score, the GLUE, the Liu et al. [2009] and the DEC methods show similar results for the median prediction as well as for the interval bounds ones.

TABLEAU 4.5 – NSE on 14 flash flood events. The NSE formula is successively used to compare i) the median prediction Y^{50th} with the discharge observation $\hat{Y}$; ii) the lower bound prediction Y^{5th} with the lower bound of the confidence interval of the discharge $\hat{Y}^{5th}$; iii) the upper bound prediction$\hat{Y}^{95th}$ with the upper bound of the confidence interval of the discharge $\hat{Y}^{95th}$.

(%)	GLUE	Croke (2007)	Liu et al. (2009)	DEC
Median prediction	0.77	0.63	0.76	0.76
Lower bound prediction	0.63	0.48	0.57	0.62
Upper bound prediction	0.80	0.83	0.82	0.85

Considering another global index for prediction assessment, table 4.6 presents the percentage of evaluated points located inside the acceptability zone defined in the DEC definition (equation 4.18). The acceptability zone is defined according to user expectations, and consequently appears as the aim of the calibration. The DEC method gives the best percentage with more than 90,26 % evaluated points inside the acceptability zone. GLUE method and the Liu et al. [2009] perform similarly with a score of 89,32 % and 89,73 %, respectively. Regarding the NSE assessment, the Croke [2007] method gives the lowest result. Considering the prediction for the high parts of the hydrographs (second column, table 4.6), the scores give the same range of model performance with best predictions for the DEC method, then in order the Liu et al. [2009] one, the GLUE one, and finally the Croke [2007] one.

TABLEAU 4.6 – Percentage of evaluated points of the median prediction inside the acceptability zone defined by in the DEC definition (§4.4.3)

Method	Percentage of accepted points of the median prediction	
	All points	Prediction of points where $\hat{y}_i > 150\ m^3.s^{-1}$
DEC	90.26 %	76.9 %
GLUE	89.32 %	74.1 %
Liu et al. (2009)	89.73 %	75.7 %
Croke (2007)	87.86 %	68.9 %

Model prediction can alsol be assessed according to water volume flowing at catchment outlet. The bias between predicted and observed discharge reflects the predicted water balance quality. As we know that the model is not accurate for low flow prediction, we calculate the bias only for observed discharge higher than 150 $m^3.s^{-1}$ (table 4.7).

Contrary to the previous metric assessments, calibration methodologies present here very contras-

ted results. Croke [2007] underestimates the median prediction and the lower bound prediction is far below the interval bound of the observed discharge. It is related to the fact that the method tends to underestimate peak flows as it has been already mentioned when studying hydrograph reproduction (figure 4.8). On the other hand, but not to the same degree, Liu et al. [2009] overestimates the median prediction and the lower bound prediction. The most important discrepancy is the overestimation of the upper bound prediction. Actually, hydrograph given by the Liu et al. [2009] method shows this overestimation. It may not appear in the previous score as it represents only a few points during flow peaks, therefore the contribution to the NSE score may not be significant. GLUE presents an overestimation of the upper bound and a underestimation of the lower bound, and consequently gives a larger confidence interval of prediction than the confidence interval of the observed discharge. The confidence interval bandwidth depends on the NSE threshold arbitrarily chosen in order to separate behavioural and non behavioural simulation. The choice of a higher NSE threshold may have decreased the confidence interval bandwidth and therefore resulted in more relevant prediction results.

Overall, only the DEC provides reasonable bias values. Indeed, the median prediction as well as the bound predictions have a bias that does not exceed 18.0 $m^3.s^{-1}$, which represents less than 5 % of the average of the observed discharge that are higher than 150 $m^3.s^{-1}$.

In order to explain the discharge bias discrepancies, we must step back on parameter posterior distribution. Described in the early section 4.4.5, all calibration methodologies show a model sensitivity to C_z parameter values, but the resulted posterior distribution of this parameter differs. In particular, calibration methodologies can be ranked according to the median value of C_z parameter posterior distribution. Liu et al. [2009] gives the lower C_z^{50th} followed by, DEC, GLUE and finally Croke [2007]. The selected ranking corresponds to the ranking of bias of the medium prediction, from Liu et al. [2009] method showing the highest overestimation, to the Croke [2007] method presenting the highest underestimation of the median prediction. Actually, it makes sense that the model calibrated with lower depth of storage capacity gives a higher discharge response and inversely.

Moreover, we can notice that posterior distributions of the C_z parameter from DEC and Liu et al. [2009] reflect a more restricted range of C_z value, than for the other methods. It may explain that these methods give smaller confidence interval of prediction around the median discharge prediction.

Finally, most of the discharge bias discrepancies between the different calibration methods may be explained as resulting from C_z, the parameter posterior distribution. The overestimation of the upper bound prediction during high flows by Liu et al. [2009] is not completely clarified. It may result either from the particular calibration of the riverbed transmissivity, Ckr with this method, or from the selection of smaller values for C_z parameter, that limits soil storage capacity. Further investigation should be done to confirm it.

TABLEAU 4.7 – Discharge prediction bias on 14 flash flood events when observed discharged is higher than 150 m3.s-1. As for NSE calculation, median prediction Y^{50th} is compared to the observed discharge $\hat{Y}$ and the predicted bounds (Y^{5th} and Y^{95th}) are compared to the bounds of the confidence interval of the discharge ($\hat{Y}^{5th}$ and $\hat{Y}^{95th}$).

$[m^3.s^{-1}]$	GLUE	Croke(2007)	Liu et al. (2009)	DEC
Median prediction	-23	-141	69	6
Lower bound prediction	-59	-155	55	17
Upper bound prediction	149	21	122	15

4.4.6 Conclusion

We presented a calibration method that consistently integrates uncertainty of the discharge observations, model specifics and user-defined tolerance. This is achieved by introducing a new objective function called Discharge Envelop Catching efficiency (DEC). The main idea of the method is enable the end-user to define an acceptability region around the confidence interval of the discharge, in relevance with user's expectations. The 90th percentile of distance distribution from prediction to the acceptability zone is used as the metric score used to assess the model. This score is considered more appropriate than the average of the distribution as it gives priority to the minimization of high distances to the acceptability region.

Using the DEC objective function, a calibration of the MARINE model is tested. The DEC method provides optimal parameter sets since high values of the NSE (0.76) are obtained with the resulting discharge prediction. Also, for 90.11 % of the assessment points along the hydrograph, the discharge prediction is enclosed in the acceptability zone. This score is especially conclusive considering that input uncertainty was not taken into account.

We find that the parameter posterior distribution depends on the related calibration method, affirming the role of the objective function. Regarding the impact of the calibration on the modelling error along the hydrograph, it appears that each calibration enforces the adequacy between observed and predicted discharge at different points or parts of the hydrographs. To be relevant, the assessment of parameter posterior distribution has to be combined with the study of calibration impacts on the hydrographs. Regarding the DEC calibration method, it mainly impacts the prediction of flood rising limbs and flow peaks. The resulting parameter distribution will be most informative for flow processes occurring during the corresponding parts of the hydrographs.

Assessment with the NSE provides similar results from a calibration methodology to another, for the median prediction as well as for its confidence interval, although the DEC performs slightly better in average. The flood volume is significantly better predicted when using the DEC method. Likewise, the DEC provides a confidence interval for flood volume prediction that is more relevant with respect to the uncertainty of the discharge observations and of the related observed flood volume.

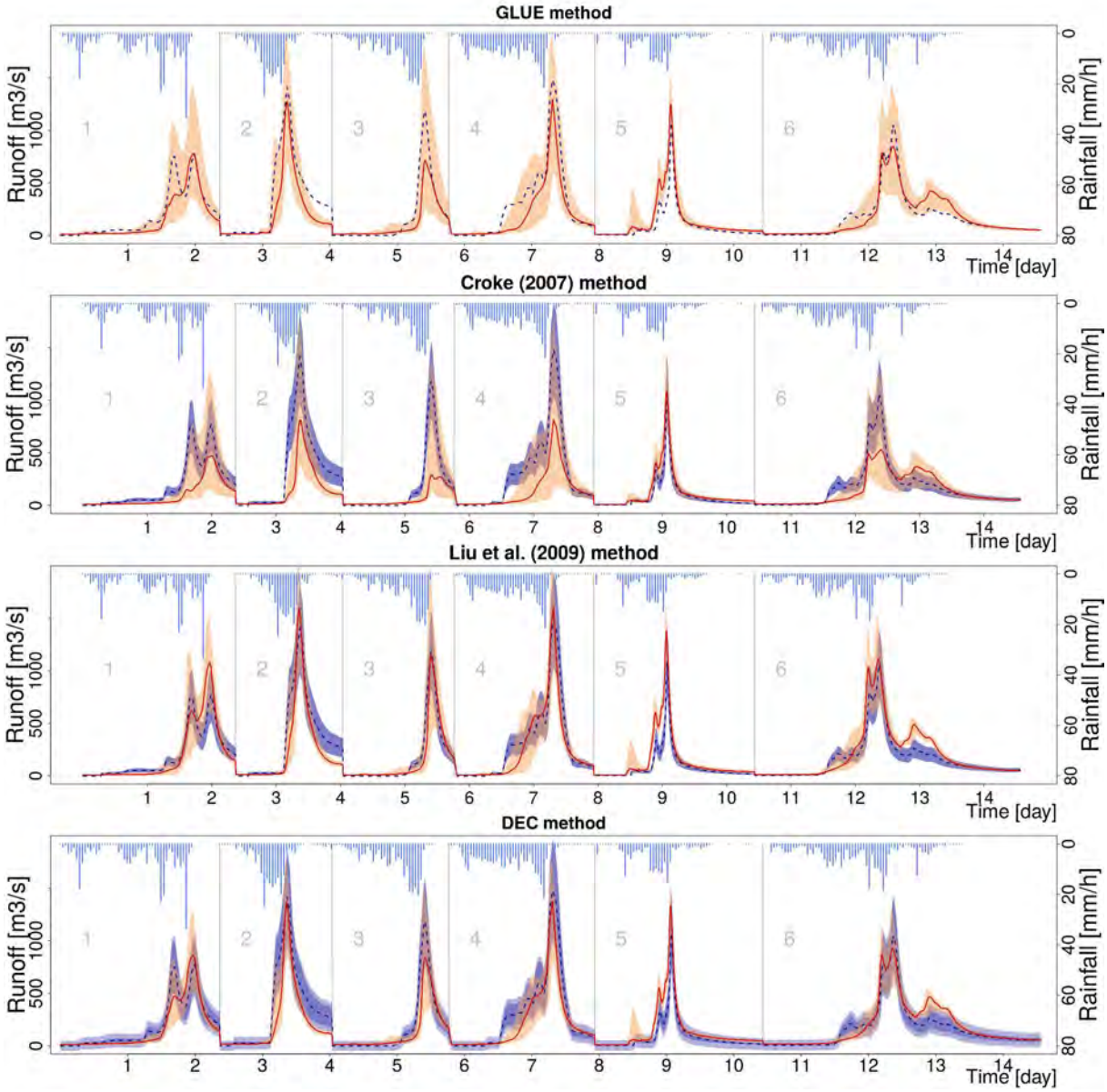

FIGURE 4.8 – Hydrograph of 6 out of 14 selected flash flood events (for greater clarity) supplied by the different calibration methods : a) GLUE method ; b) Croke (2007) ; c) Liu et al, (2009) method ; d) DEC method. Refer to the figure 2 for the legend.

4.5 Résumé

Les modèles hydrologiques sont des représentations mathématiques de tout ou partie du cycle de l'eau. Il existe une typologie diversifiée des modèles suivant leur représentation des principes physiques, de l'espace et des entités hydrologiques. L'objectif de la modélisation est la validation d'une compréhension supposée du fonctionnement hydrologique d'une zone délimitée. Le travail de modélisation consiste en sa définition d'une part, c'est-à-dire en la transcription mathématiques des hypothèses sur le mode de formation d'écoulement naturels, et d'autre part en sa validation, c'est-à-dire en la vérification de la correspondance des reproductions des écoulements aux observations.

La définition du modèle peut intégrer une étape de calage de paramètres de contrôle non connus car non observés et inhérents à l'adaptation du modèle aux particularités hydrologiques de l'entité modélisée. La calibration constitue ainsi, en premier lieu, en la définition de la modélisation. Elle est également un outil d'analyse du modèle puisque par le test de nombreux jeux de paramètres, elle renseigne sur la sensibilité de la modélisation aux paramètres supposés importants.

Il existe de nombreuses stratégies de calibration. Les méthodes employées s'adaptent d'une part aux objectifs de modélisation. Les critères de bonne reproduction peuvent en effet varier suivant l'intérêt in fine de la reproduction du système hydrologique (intérêt pour le bilan de masse, la prévision des crues...). Aussi, la part d'incertitude dans les observations rend inexacte l'attente d'une prévision parfaite. Les méthodes de calibrations se différencient ainsi d'autre part par leur faculté à tenir compte des incertitudes des données d'observations utilisées et/ou faisant office de référence.

Les fonctions objectifs de calibration sont définies suivant la comparaison, ou bien des séries hydrométriques observées et reproduites ou bien des signatures hydrologiques d'intérêt. Les incertitudes des observations et de la simplification inhérente au modèle sont elles ou bien prises en compte de manière implicite, en suggérant que moins bon scores (dans une limite à définir) peuvent être tout aussi vraisemblables lorsque les incertitudes des données sont supposées affecter les résultats, ou bien de manière explicite en intégrant des modèles d'erreur (pouvant faire sujet de la calibration) à la stratégie de calibration.

La calibration de MARINE est spécifique en ce que le centre d'intérêt de modélisation - les pics de crues - sont également le sujet de fortes incertitudes dans la mesure des observations de référence. L'inexactitude des données n'est pas bien connue mais seulement estimable en termes d'ordre de grandeur. Une nouvelle méthode de calibration est proposée, incluant ces particularités dans sa mise en place.

La méthode de calibration - DEC pour Discharge Envelop Catching - est appliquée sur une version du modèle MARINE [Douinot et al., 2016a]. Elle a fait également l'objet d'une validation à travers l'étude comparée de calibration du modèle via différentes stratégies de calibration, représentatives de l'état de l'art exposé dans la littérature.

La méthode de calibration proposée montre des résultats de calibration consistants en ce que les performances globales de prédiction sont équivalentes aux autres méthodes. L'étude détaillée de la répartition des erreurs homologue la méthode DEC, et plus particulièrement le fait qu'elle intègre les attentes de modélisation à la stratégie de calibration, parce que la minimisation des erreurs est alors orientée sur les points de reproduction d'intérêt.

Chapitre 5

Nouvelle configuration de MARINE : analyse des performances

Dans ce chapitre, la nouvelle configuration du modèle MARINE est testée sur plusieurs bassins versants de la zone d'étude. L'objectif est d'analyser la sensibilité de la nouvelle configuration et d'évaluer les performances du modèle sur des bassins versants aux caractéristiques et forçages climatiques contrastées.

Le modèle est calibré sur chaque bassin via l'application de la méthode DEC présentée dans le chapitre 4. Un rappel de la méthode de calibration ainsi que des moyens d'évaluation utilisés dans ce chapitre sont présentés en première section. On distinguera ensuite trois étapes dans l'évaluation du modèle : une première consistant en l'analyse de sensibilité du modèle à la calibration, stipulant la significativité ou non des paramètres, une deuxième consistant en l'évaluation des performances c'est-à-dire de la bonne reproduction du signal hydrologique, et enfin une troisième correspondant à la description des processus modélisés, visant à caractériser le fonctionnement hydrologique des bassins versants. En conclusion, on s'appuiera sur les résultats étendus à la zone d'étude, afin de dénouer quand aux comportements hydrologiques des bassins versants.

Sommaire

5.1 Méthodologie de calibration 118

5.1.1 Stratégie de calibration 118

5.1.2 Bassins versants d'étude 119

5.2 Résultats de calibration 122

5.2.1 Étape préliminaire : sélection des événements de calibration 122

5.2.2 Analyse de sensibilité 124

5.2.3 Analyse des performances 136

5.3 Analyse des processus 140

5.3.1 Paramètres optimaux : interprétations possibles 140

5.3.2 Proportion de flux de subsurface 143

5.3.3 Calibrations vraisemblables et processus hydrologiques modélisés 147

5.4 Généralisation des résultats de modélisation sur l'arc méditerranéen 161

5.5 Synthèse 166

5.1 Méthodologie de calibration

5.1.1 Stratégie de calibration

Tirage des jeux de paramètres

A partir des premières analyses de la nouvelle configuration du modèle MARINE (voir 3), on définit l'intervalle a priori plausible des paramètres sujets à calibration dans le tableau 5.1.

TABLEAU 5.1 – Intervalle a priori des paramètres de calibration. C_z[m] : la profondeur du second compartiment de sol ; C_{kga}[-] : le coefficient multiplicateur des cartes de conductivité hydraulique à saturation permettant de définir les capacités d'infiltration verticale des mailles ; C_{kss}[-] : le coefficient multiplicateur des cartes de conductivité hydraulique à saturation permettant de définir les conductivités hydrauliques latérales des mailles ; C_{d1}[-] et C_{d2} : les coefficients de Manning en lit mineur et lit majeur du réseau de drainage.

borne	C_z[m]	C_{kga}[-]	C_{kss}[-]	C_{d1}[-]	C_{d2}[-]
inférieur	0.01	0.1	100	5	5
supérieur	2.5	20	50000	40	C_{d1}

A noter, le changement de correction de la hauteur de la colonne de sol qui n'est plus un coefficient multiplicateur des cartes de profondeur de sol. On suppose ici que la profondeur du second compartiment simulant la partie de roches altérées actives pendant les crues éclair est indépendante des profondeurs de sol observées.

On effectue un tirage de 5000 jeux de paramètres en réalisant 4 tirages de Monte-Carlo pour les 4 premiers paramètres. En revanche, on suppose le coefficient de Manning en lit majeur C_{d2} toujours inférieur à celui en lit mineur C_{d1}. L'objectif de cette condition est de restreindre les jeux de paramètres à des configurations physiquement plus plausibles. Il parait en effet moins probable que le frottement soit moins fort en lit majeur (C_{d2} plus élevé) du fait de la présence de végétation qui est plus propice au ralentissement de l'eau qu'un lit rocheux ou sableux en lit mineur. Par cette restriction, on entend également limiter une ultérieure corrélation entre ces deux paramètres, pouvant brouiller l'analyse de sensibilité au premier ordre. Pour chaque jeu de paramètres j_i, $C_{d2}(j_i)$ est ainsi tiré aléatoirement sur l'intervalle $[5, C_{d1}(j_i)]$.

Fonction coût et pondération des jeux de paramètres

La fonction coût choisie est la fonction DEC, présentée à la section 4.3. Brièvement, elle permet de tenir compte des incertitudes d'observation et de définir un modèle d'erreur autour de l'intervalle de confiance du débit observé, suivant les attentes du modèle. Pour prendre en compte les incertitudes d'observation, on définit l'intervalle de confiance de ces données observées comme suit :

$$\sigma_{Q_i} = 0.05 \cdot Q_i (1 + \frac{Q_i}{Q_{I10}}) \tag{5.1}$$

où Q_{I10} correspond au débit instantané décennal. Derrière ce modèle d'erreur d'observations, on fait l'hypothèse d'une incertitude minimale de 20% sur le débit observé, devenant plus importante

lorsque le débit observé est du même ordre de grandeur que Q_{I10}. On suppose en effet qu'à ce stade les débits ne sont plus ou peu jaugés mais issus de l'extrapolation d'une courbe de tarage et donc moins précis.

Pour évaluer la nouvelle configuration de MARINE, on définit le modèle d'erreur suivant :

$$\sigma_{\bar{Q}_{mod,i}} = 0.025 \cdot Q_i + 0.5 * Q_{module} \tag{5.2}$$

où Q_{module} correspond au module du bassin versant. Derrière ce modèle d'erreur , on fait l'hypothèse qu'une incertitude de 10% autour de l'intervalle de confiance des débits observés est admissible. De plus, puisque la modélisation du débit de base est limitée dans la nouvelle configuration (les flux latéraux à travers les compartiments inférieurs des colonnes de sol sont volontairement fixés à une valeur faible), on suppose la possibilité d'une erreur de simulation de l'ordre de grandeur du module du bassin versant. L'objectif est de focaliser la calibration avant tout sur les erreurs de modélisation autour des moyens et hauts débits plutôt que sur les débits faibles.

Enfin, afin de retranscrire les scores DEC(j_i) de chaque jeu de paramètre j_i, en une probabilité P(j_i) de vraisemblance du système "modèle + jeu j_i", on utilise la conversion suivante :

$$P(j_i) \propto exp\left(-\frac{DEC(j_i)^2}{2}\right) \tag{5.3}$$

Une pondération forte est ainsi donnée aux systèmes "modèle + jeu j_i " aboutissant à un DEC ≤ 1, c'est-à-dire lorsque 90% des points d'évaluation respectent les conditions de bonne reproduction fixées à l'équation 5.2.

Choix des événements de calibration

Pour choisir, les événements de calibrations d'un bassin versant, on passe par une étape préliminaire où le modèle est calibré de manière individuelle sur chaque événement de pluies intenses disponible. On peut alors distinguer les événements suivant les fonctions de répartition a posteriori des paramètres. On distingue notamment les événements selon deux particularités :

— La mauvaise définition des fonctions de répartition a posteriori en ce qu'elles apparaissent discontinues. Cela résulte d'une pondération significative attribuée à peu de jeux de paramètres (l'intervalle de confiance à 95 % représenté par moins de 100 jeux de paramètres). Ceci marque l'incapacité du modèle à bien reproduire l'événement, ce qui peut être dû aussi bien au modèle lui-même qu'à la qualité des données.

— La singularité des fonctions de répartition a posteriori des paramètres, parce qu'elles se distinguent de celles obtenues avec d'autres événements. Ceci peut marquer un fonctionnement hydrologique singulier qui peut être intéressant de considérer.

Suivant la méthodologie de Garambois et al. [2015], on exclut les événements se distinguant par le premier point. Ceux répondant à la seconde distinction sont étudiés de plus près, avant une prise en compte pour la calibration/validation. Au final, 3 à 6 événements sont choisis pour la calibration d'un bassin versant, selon ces considérations.

5.1.2 Bassins versants d'étude

L'analyse de la nouvelle configuration du modèle est réalisée sur un nombre limité de bassins versants, représentant la variabilité des forçages climatiques et des caractéristiques physiographiques rencontrées. Sont sélectionnés pour l'étude :

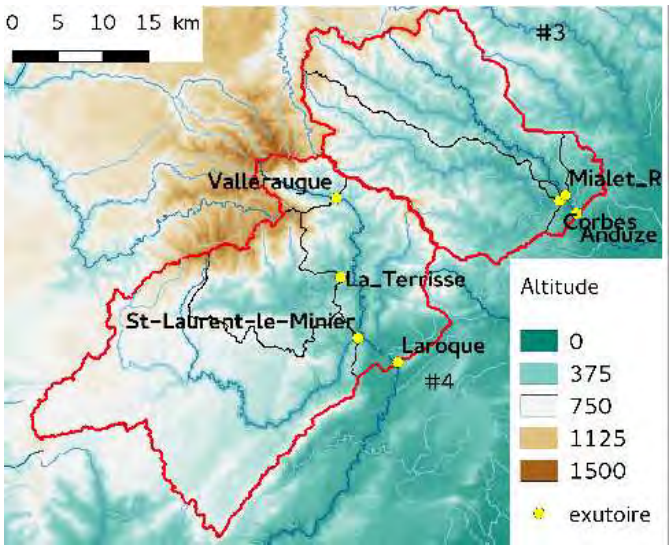

FIGURE 5.1 – Bassins versants du Gardon et de l'Hérault (La station "Mialet-R" correspond à la station hydrométrique "Générargues").

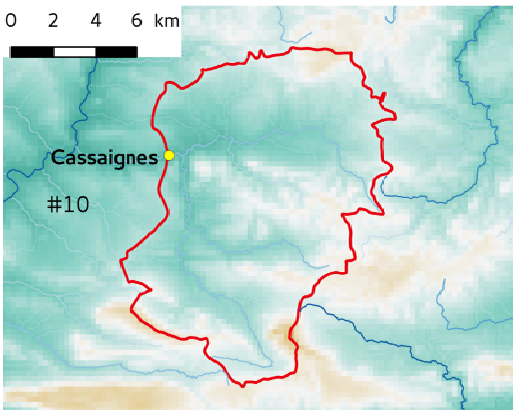

FIGURE 5.2 – Bassin versant de la Salz à Cassaigne (Légende des altitudes fig. 5.1).

— les bassins de l'Hérault et du Gardon. Ces deux bassins situés dans les Cévennes présentent des caractéristiques physiographiques contrastées (en termes de géologie et de profondeur de sol) et montrent des réponses hydrologiques différentes malgré des événements d'amplitudes similaires. De plus, la présence de stations hydrométriques intermédiaires peut permettre une analyse de l'impact de la spatialisation des paramètres.

— le bassin de la Salz situé dans les Corbières. Représentatif de cette région géographique par sa topographie, son socle sédimentaire et les profondeurs de sol rencontrées, il est utilisé comme témoin de cette zone au forçage climatique très différent de celui du Gardon et de l'Hérault.

Les figures 5.1, 5.2, 5.5, 5.6, 5.3 et 5.4, montrent une vue détaillée des bassins, permettant notamment une meilleure visibilité de l'imbrication des sous bassins versants. A noter, par cette visualisation également, les différentes entités géologiques des sous bassins de l'Hérault.

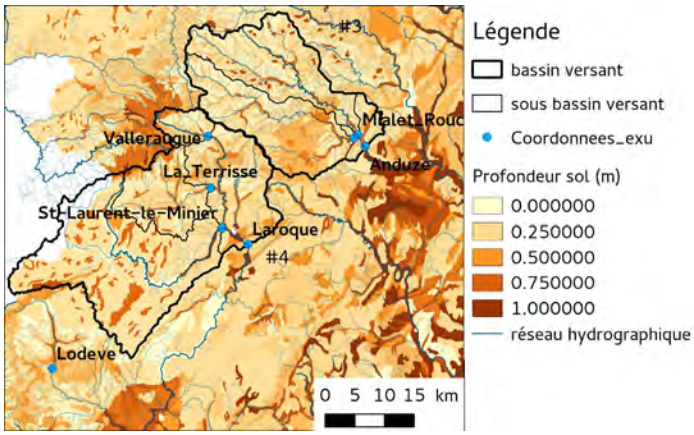

FIGURE 5.3 – Profondeur de sol des bassins versants du Gardon et de l'Hérault.

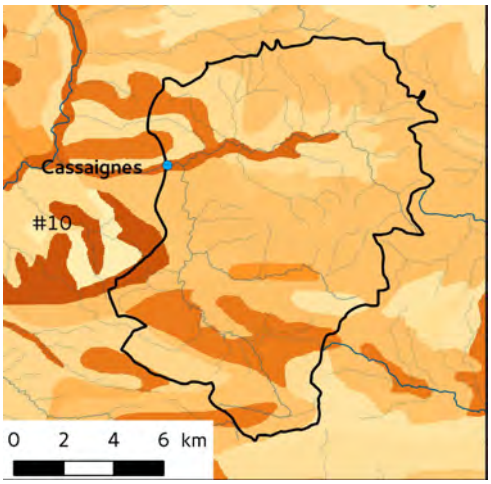

FIGURE 5.4 – Profondeur de sol du bassin versant de la Salz à Cassaigne (Légende fig. 5.3).

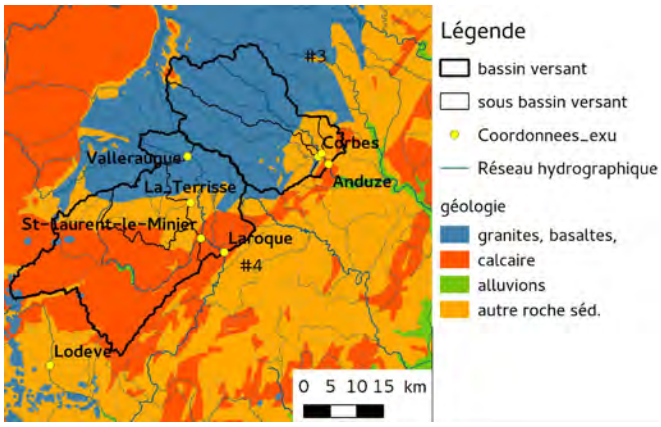

FIGURE 5.5 – Les différentes entités géologiques des bassins versants du Gardon et de l'Hérault.

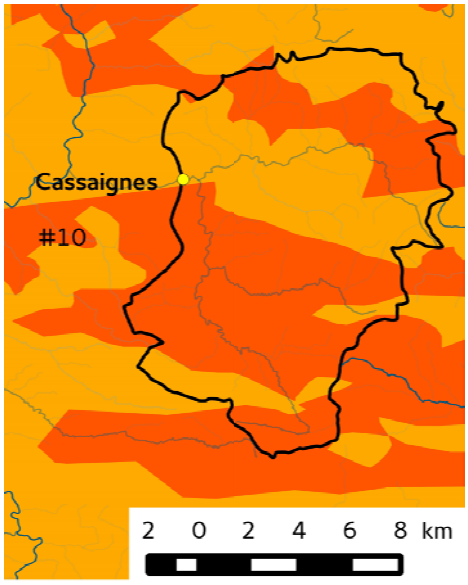

FIGURE 5.6 – Les différentes entités géologiques du bassin de la Salz à Cassaignes (Légende fig. 5.5).

5.2 Résultats de calibration

5.2.1 Étape préliminaire : sélection des événements de calibration

L'exercice de la sélection des événements apprend surtout sur la qualité des données de forçage. La figure 5.7 montre un exemple de calibration par événement du modèle à Anduze, guidant la sélection des événements. On peut remarquer sur cet exemple les fonctions de répartition discontinues obtenues a posteriori pour les événements du 31/10/2008 ou du 10/11/2011, marquant une faible réussite du modèle pour la reproduction de ces événements (peu de jeux paramètres ayant une pondération significative). Par souci de concision, on ne détaillera pas toutes les sélections des événements par bassin versant. Elles sont simplement résumées dans le tableau 5.2 où est répertorié le nombre d'événements finalement sélectionnés pour la calibration/validation.

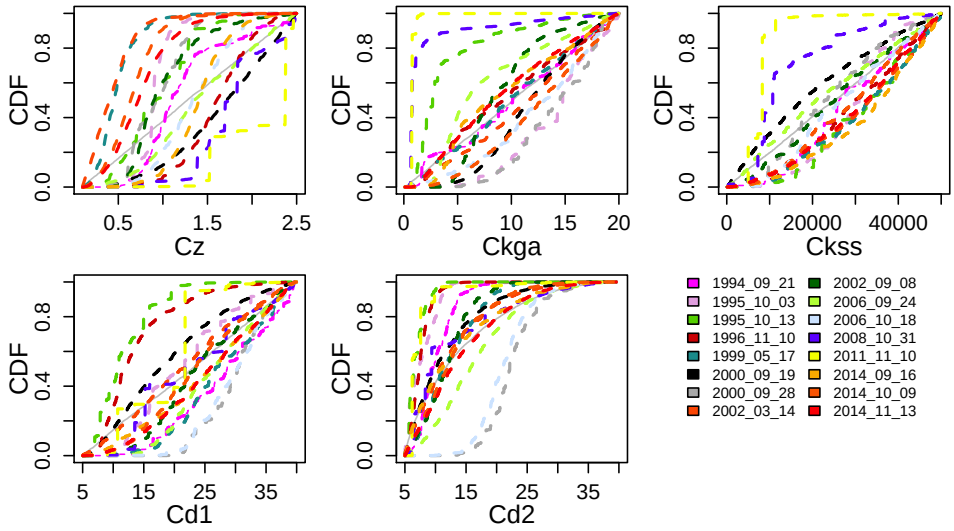

FIGURE 5.7 – Fonction de répartition a posteriori des paramètres à partir des calibrations par événement sur le **Gardon à Anduze**

L'analyse des calibrations par événement a toutefois mis en évidence des comportements hydrologiques distincts sur un même bassin versant. Par exemple, sur le bassin du Gardon à Générargues (Mialet_R), on peut remarquer à la figure 5.8 la calibration distincte de la profondeur de la colonne de

TABLEAU 5.2 – Nombre d'événements retenus pour l'étude

Code	Bassin	Exutoire	Nombre d'événements a priori	Nombre d'événements sélectionnés
$\sharp 3a$	Gardon	Toute station	15	10
$\sharp 4a$	Hérault	Laroque	8	7
$\sharp 4b$	Vis	St Laurent le Minier	11	7
$\sharp 4c$	Arre	La Terrisse	11	7
$\sharp 4d$	Hérault	Valleraugue	11	7
$\sharp 10$	Salz	Cassaigne	9	7

sol C_z suivant l'événement considéré. On ne retrouve pas cette distinction aussi clairement sur l'autre partie du bassin versant (sur le sous bassin du Gardon à Corbes (figure 5.8). Une explication possible réside dans la présence connue de karst sur la partie du bassin versant en amont de Générargues. Les événements nécessitant une capacité de stockage plus grande correspondent à des événements avec de faible taux d'humidité à l'initialisation. Un fonctionnement karstique, avec activation de drains souterrains par un niveau piézométrique élevé pourrait ainsi expliquer le stockage moins important pour des événements arrivant lorsque l'humidité globale du sol est élevée.

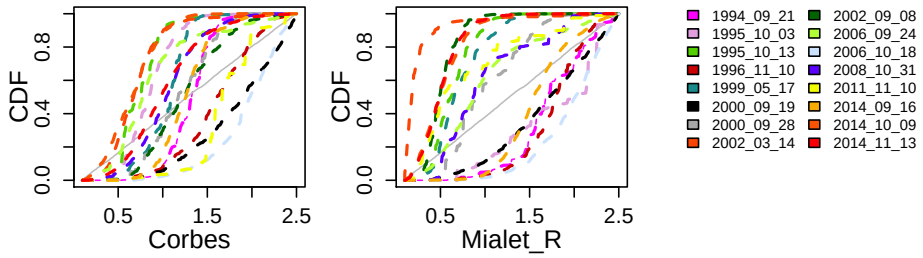

FIGURE 5.8 – Fonction de répartition a posteriori du paramètres C_z à partir des calibrations par événement obtenues sur le **Gardon à Corbès** et à **Générargues** (Mialet_R).

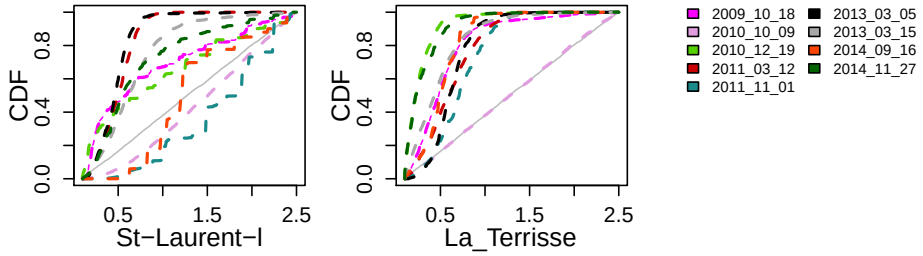

FIGURE 5.9 – Fonction de répartition a posteriori du paramètres C_z à partir des calibrations par événement obtenues sur la **Vis à Saint Laurent le Minier** et sur **l'Arre à la Terrisse**

On retrouve sur le bassin karstique de la Vis (affluent de l'Hérault) à Saint Laurent le Minier, cette même particularité. Les événements de plus faible humidité initiale - 18/10/2009, 09/10/2010 et 16/09/2014 - semblent affectés par la présence du karst, et montrent, entre autres, la nécessité d'une plus grande capacité de stockage. La calibration à partir des différents événements sur le sous bassin versant adjacent de l'Hérault à la Terrisse (figure 5.9), montre a contrario des calibrations homogènes de C_z d'un événement à un autre. La disparité entre événements est toutefois moins marquée que sur le Gardon à Générargues.

Sur ces deux exemples de bassins versants où la présence de karts est avérée, la calibration événement par événement permet de révéler des comportements hydrologiques bien disctincts. La variabilité de stockage en eau suivant les événements considérés semble révéler la présence de zones de stockage plus ou moins accessibles suivant la teneur en eau du sol, ce qui peut correspondre à un comportement karstique. Néanmoins si ce comportement est visible à l'échelle de bassin versant de la Vis à Saint Laurent le Minier ou du Gardon à Générargues (respectivement 500 km^2 et 240 km^2), la calibration du modèle avec ces mêmes événements à des stations plus en aval (à Laroque pour l'Hérault (912 km^2) et à Anduze pour l'Hérault (543 km^2) montre des résultats de calibrations événementielles plus lissés. L'initialisation de la capacité de stockage de bassin versant karstique via une corrélation aux données SIM se montre insuffisante à l'échelle de la région karstique, cependant sur une échelle plus grande, l'effet intégrateur du bassin versant diminue l'impact sur la calibration de C_z (exemple sur le Gardon à Anduze 5.7).

Outre la particularité de la calibration de ces deux bassins versants, on note une tendance gé-

nérale à l'obtention de fonctions de répartition des paramètres assez hétérogènes hormis pour C_{kss}. La figure 5.7 illustre cette tendance avec l'exemple du Gardon à Anduze. On peut l'expliquer par une différence de sensibilité du modèle suivant l'intensité de l'événement calibré. Par exemple, suivant l'intensité des précipitations, la sensibilité à la capacité d'infiltration - C_{kga} - est plus ou moins importante. De la même manière, le modèle montre une sensibilité plus forte en lit majeur (C_{d2}) assez logiquement lorsque le pic de crue - et donc les débordements - sont importants. Il en résulte que pour la calibration, il est nécessaire de sélectionner ces événements, avec lesquels le modèle - c'est-à-dire les mécanismes de génération des processus - est testé dans des conditions "extrêmes". A noter que la variabilité des fonctions de répartition pour C_z n'est pas forcément attendue puisque la profondeur de roches altérées hydrologiquement actives est supposée invariable dans le temps. La multiplicité des fonctions de répartition est susceptible de refléter à ce stade soit un défaut de spatialisation de C_z, soit un défaut d'initialisation, soit la nécessité d'un C_z variable d'un événement à un autre, ou encore d'éventuelles compensations entre mécanismes d'écoulement.

5.2.2 Analyse de sensibilité

A partir de la sélection des paramètres

A partir des événements retenus on effectue une calibration unique de chaque bassin et sous bassin versant en utilisant 3 à 6 événements pour la calibration. Afin d'analyser la sensibilité du modèle on considère les fonctions de répartition a posteriori des paramètres obtenues pour chaque bassin versant, ainsi que les indices de corrélation entre paramètres des jeux représentant l'intervalle de confiance à 95%. Les premiers sont indicateurs de la sensibilité de premier ordre du modèle, les seconds de la sensibilité au second ordre.

Bassin versant du Gardon : Le bassin versant du Gardon est calibré de manière indépendante à Anduze, Corbes, et Générargues. On présente les résultats obtenus à Générargues et à Corbès aux figures 5.10, 5.11. La statistique KS du test de Kolmogorov-Smirnov (voir chapitre 4, équation 4.6) indique une sensibilité forte du modèle à tous les paramètres. Cependant l'ordre de sensibilité est quelque peu différent, la calibration à Générargues est marquée par une sensibilité majeure aux coefficients de Manning tandis que les calibrations au niveau des deux autres exutoires montrent une importance moindre (au premier ordre) de ces paramètres vis-à-vis de la conductivité hydraulique utilisée pour l'infiltration. L'importance première du contrôle l'infiltration (C_{kga}), à Corbes plus particulièrement, peut être reliée à la présence de sols limono-silteux en aval de ce bassin versant, moins perméable que le sol limoneux que l'on retrouve sur le reste du bassin versant.

En termes de corrélation on retrouve des relations similaires entre paramètres issus de jeux vraisemblables. On observe une corrélation positive majeure entre C_z et C_{Kss}. Les jeux de paramètre vraisemblables fixant une capacité de stockage relativement faible (C_z relativement petit) présentent une conductivité hydraulique relativement faible et inversement. Cela suppose des fonctionnements hydrologiques différents : ou bien la capacité de stockage est faible et on observe assez rapidement des ruissellements par excès de saturation. La modélisation implique alors rapidement la présence d'écoulement de surface. Ou bien la capacité de stockage est plus élevée, et la saturation du sol, et par conséquent les ruissellements par excès de saturation, sont retardés. L'apport moindre en écoulement de surface est alors compensé par des vitesses d'écoulement latérales plus rapides, permettant une autre dynamique de transfert vers l'exutoire. La calibration du modèle sur le bassin versant du Gardon semble ainsi proposer plusieurs comportements hydrologiques plausibles au regard des

observations disponibles.

On remarque également d'autres corrélations significatives mais de moindres importances entre :

— C_{kga} et C_z : on observe une corrélation négative entre ces paramètres issues de jeux vraisemblables. Elle peut résulter de la mise en place de différents mécanismes pour l'apparition de ruissellement. Lorsque la capacité de stockage est élevée, la modélisation sera plus vraisemblable si le conductivité hydraulique verticale est faible c'est-à-dire si elle limite la capacité d'infiltration. Inversement, si la capacité de stockage est faible, il semble moins nécessaire de limiter l'infiltration. Les ruissellements apparaissent alors par dépassement de la capacité de stockage. Néanmoins, on peut observer sur les nuages de points que des combinaisons C_z et C_{kga} élevées fonctionnent également. Il est vraisemblable que C_{kss} soit alors également élevé.

— C_{kga} et C_{d1} (et C_{d2}) : on observe une corrélation positive montrant que : plus l'infiltration est rendue possible, moins il est nécessaire de ralentir les écoulements dans le réseau de drainage. Là encore, la corrélation met en évidence le fait que les différents jeux vraisemblables aboutissent à des proportions différentes de ruissellement sur les versants et de flux de subsurface. Ou bien l'infiltration est peu limitée et l'eau arrive dans le réseau de drainage par la mise en place d'écoulements latéraux de subsurface, la dynamique de saturation contrôle alors le routage. Ou bien l'infiltration est limitée et une partie de l'eau arrivant dans le réseau de drainage provient de ruissellement direct sur les versants. Le temps de transfert ne peut être contrôlé seulement par la calibration des coefficients de frottement en lit mineur et majeur .

— C_z et C_{d1} : on observe une corrélation négative entre ces deux paramètres. Une explication plausible est que l'augmentation de la capacité de stockage dans le sol rend le modèle plus sensible à l'écoulement dans le lit mineur du réseau de drainage car une proportion moindre d'écoulement circulerait alors en lit majeur.

A noter qu'il existe également une corrélation entre les paramètres C_{d1} et C_{d2}, conséquence du tirage a priori de C_{d2}, non aléatoire : les séries de ces deux paramètres sont initialement corrélées avant calibration.

Bassin versant de l'Hérault : Comme le bassin versant du Gardon, le bassin de l'Hérault est calibré de façon indépendante à Valleraugue, à La Terrisse, à Saint Laurent le Minier et à Laroque. Les résultats des trois premières calibrations sont illustrés respectivement par les figures 5.12, 5.13, 5.14.

Une différence majeure avec le bassin versant du Gardon consiste en la sensibilité très faible à C_{kga} et à l'inverse une sensibilité majeure au premier ordre à la capacité de stockage C_z. La limite d'infiltration semble ici fixée uniquement par C_z et la vitesse d'infiltration n'intervient pas. Le modèle semble ainsi générer sur l'ensemble du bassin versant des ruissellements par saturation du sol.

Les calibrations aux différentes stations montrent une homogénéité en termes de sensibilité des paramètres C_{kga} et C_z, ce qu'on ne retrouve pas pour les autres paramètres. Si on considère la distance de Smnirnov Kolmogorov (KS) comme un estimateur de l'ordre d'importance des paramètres, on remarque une plus grande importance des paramètres associés aux écoulements de surface sur le sous bassin versant de la Vis à Saint Laurent le Minier, tandis que le paramètre d'influence majoritaire après C_z sur le sous bassin versant à Valleraugue est C_{kss} c'est-à-dire le paramètre associé aux écoulements de subsurface. Enfin, pour le bassin de la Terrisse, on note une influence mitigée des paramètres C_{kss}, C_{d1} et C_{d2}. Il semble ainsi que les processus influençant les résultats de la modélisation sur ce bassin versant diffèrent, révélant possiblement des proportions d'écoulement de surface/subsurface différentes.

Les corrélations entre paramètres montrent une prépondérance de l'influence du choix de C_z sur

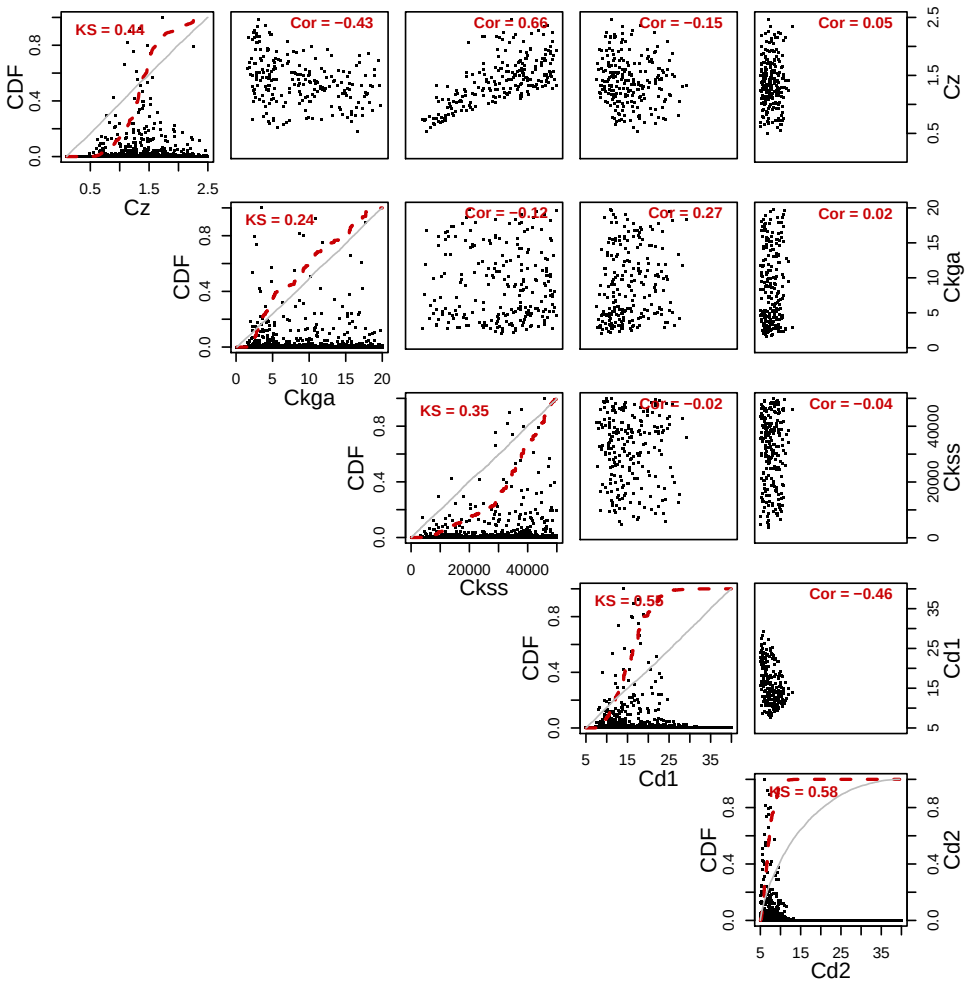

FIGURE 5.10 – Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant du **Gardon à Générargues**. Sur la diagonale, sont représentées les fonctions de répartition a posteriori des paramètres ainsi que les pondérations prises. La valeur KS correspond à la distance de Kolmogorov-Smirnov (voir chapitre 4, équation 4.6). Les autres fenêtres représentent les relations entre paramètres des jeux appartenant à l'intervalle de confiance à 95 % sur la calibration. La valeur Cor affichée correspond à l'indice de corrélation entre les séries de paramètres testées pondérées par $W(j_i)$ (eq. 5.3).

les autres paramètres, y compris C_{kga}. On observe en effet des corrélations significatives avec C_z sur l'ensemble des calibrations. Les ordres de grandeur diffèrent toutefois. Par exemple, la corrélation entre les paramètres C_z et C_{kss} est plus forte sur les sous bassins versants de la Vis à Saint Laurent le Minier et de l'Arre à la Terrisse que sur celui de l'Hérault à Valleraugue. Cela montre l'influence majeure du paramètre C_{kss} sur les deux premiers bassins cités, pas forcément détectée en termes de sensibilité au premier ordre. On note également une corrélation significative de C_{d1} et C_{d2} avec C_z sur la Vis à Saint Laurent le Minier, confirmant la sensibilité à la modélisation des flux dans le réseau de drainage sur ce bassin en particulier.

En conclusion, hormis l'influence majeure de C_z, on note des sensibilités hétérogènes sur le bassin de l'Hérault, avec une influence à la modélisation plus marquée des paramètres de contrôle des écoulements dans le réseau de drainage sur la partie amont de Saint Laurent le Minier ; à l'inverse les sous bassin à la Terrisse et à Valleraugue montrent aussi bien au premier qu'au second ordre, une plus grande influence des écoulements de subsurface. L'analyse de sensibilité semble révéler à première vue un fonctionnement hydrologique disparate sur le bassin de l'Hérault pouvant s'expliquer

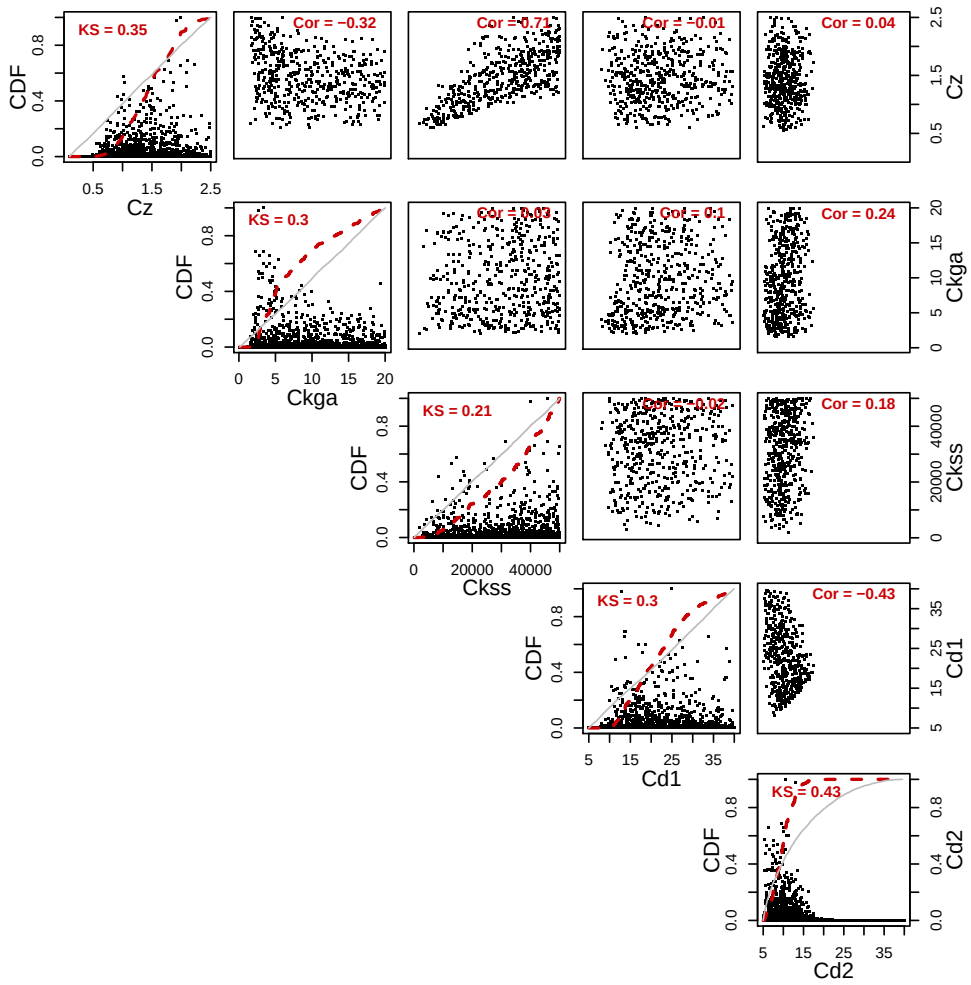

FIGURE 5.11 – Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant du **Gardon à Corbes**

par des caractéristiques hétérogènes (voir figure 5.5). Enfin, on peut remarquer que l'influence plus importante des paramètres C_{d1} et C_{d2} sur la Vis à Saint Laurent le Minier a également été relevée sur une autre région karstique ; celle du Gardon à Générargues.

Bassin versant de la Salz : En termes de sensibilité, on note des résultats similaires à ceux obtenus sur les bassins versants de la Vis à Saint Laurent le Minier ou de l'Arre à la Terrisse : les distances de Kolmogorov-Smirnov indiquent une importance majeure de la calibration de C_z, puis dans un second temps ce sont les paramètres de contrôle des écoulements de surface C_{d1} et C_{d2} et enfin de subsurface auxquels le modèle se montre sensible. La capacité d'infiltration présente une sensibilité à seuil, c'est-à-dire qu'aucune valeur basse de C_{kga} - c'est-à-dire de valeur réellement limitante de la capacité d'infiltration - n'a été sélectionnée. Les indices de corrélations affirment l'influence majeure de C_z, puisque les indices de corrélation significatifs concernent exclusivement ce paramètre. On retrouve également sur ce bassin versant un lien fort entre la calibration de C_{kss} et celle de C_z.

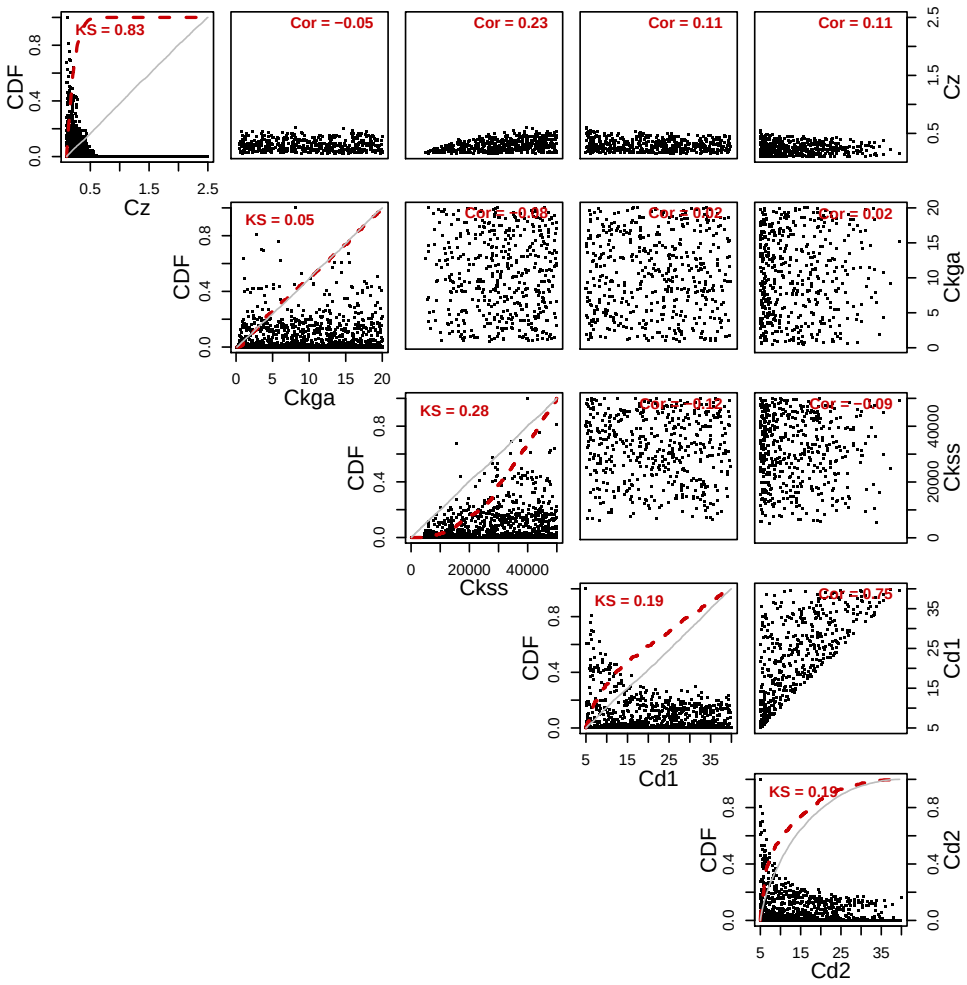

FIGURE 5.12 – Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de l' **Hérault à Valleraugue**

Impact de la calibration sur la prévision

Un autre révélateur de la sensibilité du modèle à la paramétrisation réside dans la comparaison des intervalles de confiance de **la prévision** a priori et a posteriori de la calibration. La visualisation de la prévision en termes d'erreurs de modélisation telles que considérées dans le DEC permet de révéler : 1) les points sensibles à la calibration de par la magnitude des erreurs de prévision a priori et 2) les faiblesses du modèle de par la présence d'erreurs de prévision rémanentes a posteriori.

En exemple, la figure 5.16 montre les résultats de calibration sur le bassin versant du Gardon aux trois stations Anduze, Corbès et Générargues. Sont représentés pour chacune des stations les hydrogrammes médian et optimal de prévision obtenus avec intervalle de confiance, ainsi que les erreurs de modélisation rémanentes telles que vues par DEC. Est également visible, l'intervalle de variation des erreurs de modélisation a priori. Les mêmes visualisations sont données aux figures 5.17 et 5.18 montrant les résultats de calibration spécifiques sur le bassin de l'Hérault (à Saint Laurent le Minier, à la Terrisse et à Valleraugue), et sur le bassin de la Salz à Cassaignes.

Intervalle de confiance a priori : L'intervalle de variation des erreurs de modélisation a priori nous donne une idée de l'espace de réponse fourni par les variations des paramètres. Sur le Gardon (fig.

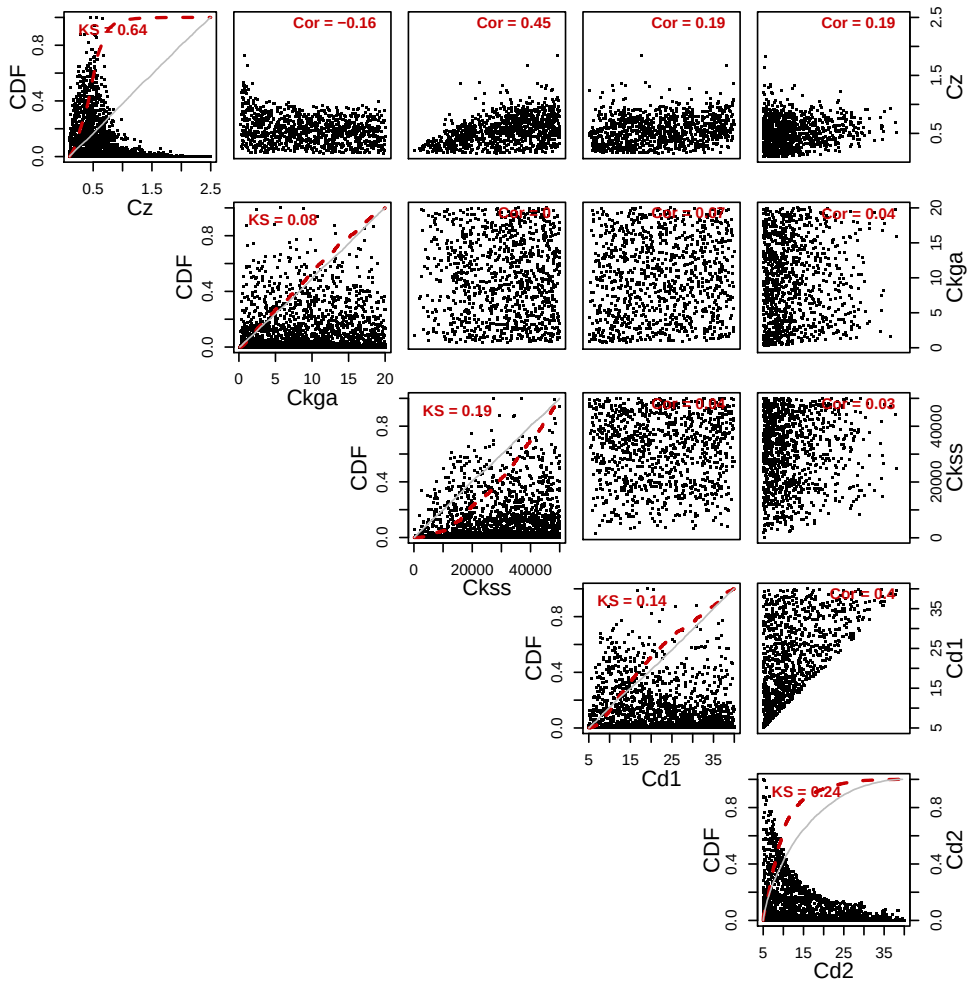

FIGURE 5.13 – Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de l'**Arre à la Terrisse**

5.16), quelle que soit la station hydrométrique considérée, on observe des intervalles de confiance a priori assez larges, en particulier en début de crue, où le modèle sans sélection des paramètres tend globalement à une surestimation de cette des hydrogrammes (événements du 21/09/1994, 13/10/1995, 31/10/2008). Au niveau des pics, l'espace de prévision a priori tend à l'inverse plus à sous - estimer l'observation. Enfin, en fin de décrue, c'est-à-dire une demi-journée après le pic, on remarque que l'intervalle de confiance est plus restreint, stipulant que la paramétrisation du modèle n'aura que peu d'influence sur cette partie de l'hydrogramme.

Sur le bassin versant de l'Hérault (fig. 5.17), on remarque une sensibilité à la paramétrisation moins forte du modèle puisque l'ordre de grandeur de variation des erreurs a priori est moindre. Globalement, le modèle tend plus à une sous estimation de l'hydrogramme de crue, excepté en début de crue où la variation des paramètres peut tendre à une apparition avancée de la montée en crue et donc à une sur-estimation. On remarque des différences entre les prévisions aux différentes stations hydrométriques, avec une sous-estimation globale des débits a priori à Valleraugue, montrant des lacunes quant à la structure du modèle pour ce sous bassin versant. A la Terrisse, on retrouve cette sous-estimation du débit liée à la structure du modèle en fin de récession. A l'inverse à Saint Laurent le Minier et à Laroque ce défaut n'est pas observée.

A Cassaignes (fig. 5.18), on retrouve des intervalles a priori similaires à ceux rencontrés sur le Gardon. Même si de moindre amplitude, ils montrent une large variation des prévisions en début

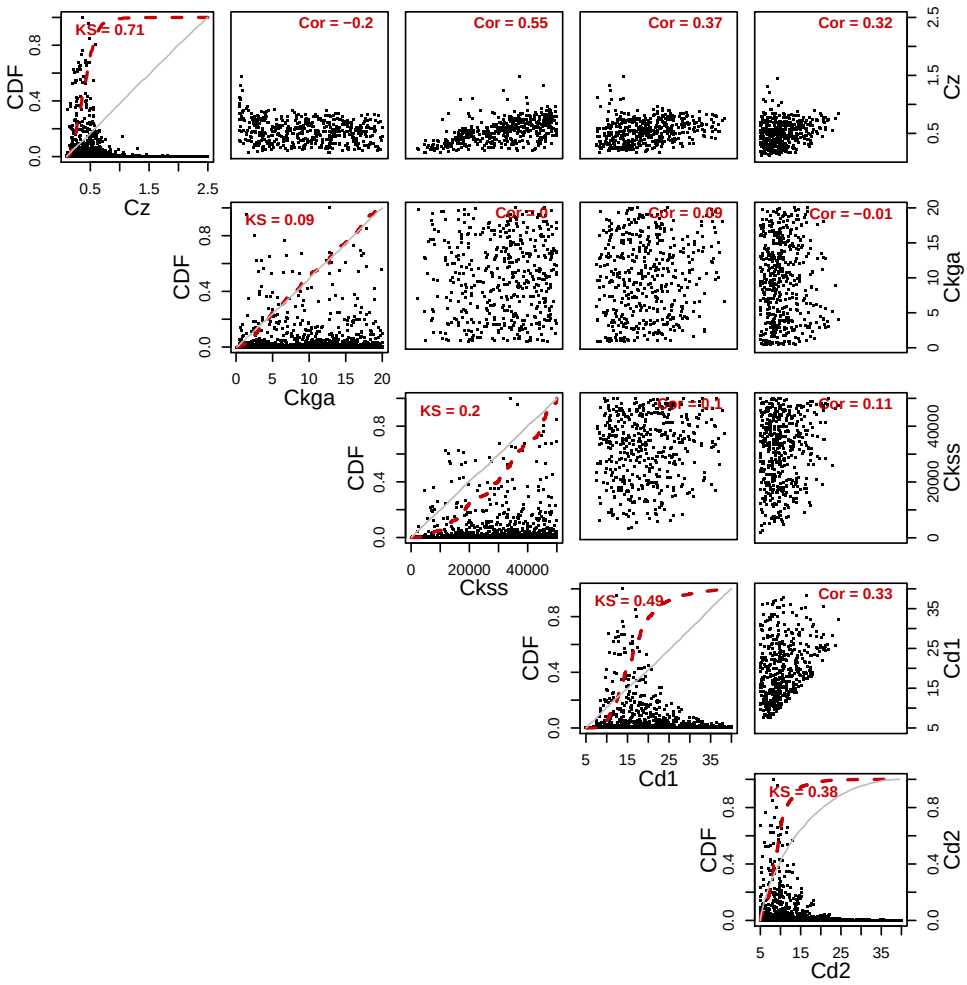

FIGURE 5.14 – Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de la **Vis à Saint Laurent le Minier**

de crue tendant globalement à une sous-estimation de cette partie de l'hydrogramme et une surestimation des hauts débit. On note également une sensibilité moindre de la prévision de la décrue.

Il est intéressant de remarquer que l'intervalle de variation a priori des erreurs de modélisation couvre une amplitude différente d'un bassin versant à un autre. Cela donne un autre point de vue sur la sensibilité du modèle à la paramétrisation. Les distances de Kolmogorov-Smirnov KS illustrent la sensibilité du modèle à chaque paramètre pris individuellement. L'amplitude des erreurs de modélisation renseigne sur la sensibilité globale du modèle aux jeux de paramètre. Elle est en fait illustrative des possibles interactions entre paramètres et montre une certaine concordance avec les indices de corrélation entre paramètres des jeux vraisemblables. La calibration du bassin du Gardon révèle par exemple de fortes corrélations entre paramètres, et peut suggérer que des combinaisons opposées à ces corrélations soient sujets à des modélisations divergentes. L'intervalle des erreurs a priori en est d'autant affecté. A l'inverse, les faibles corrélations entre paramètres rencontrées sur la Salz (hormis entre C_z et C_{kss}) stipulent des impacts indépendants de la sélection de chaque paramètre.

Sensibilité de la prévision à la calibration Au vu des intervalles de confiance a priori du modèle, l'objectif de la calibration est de minimiser les surestimations en début de montée de crue et les sous estimations en fin de décrue. On remarque en effet globalement une diminution des erreurs de plus grandes amplitudes à travers la calibration.

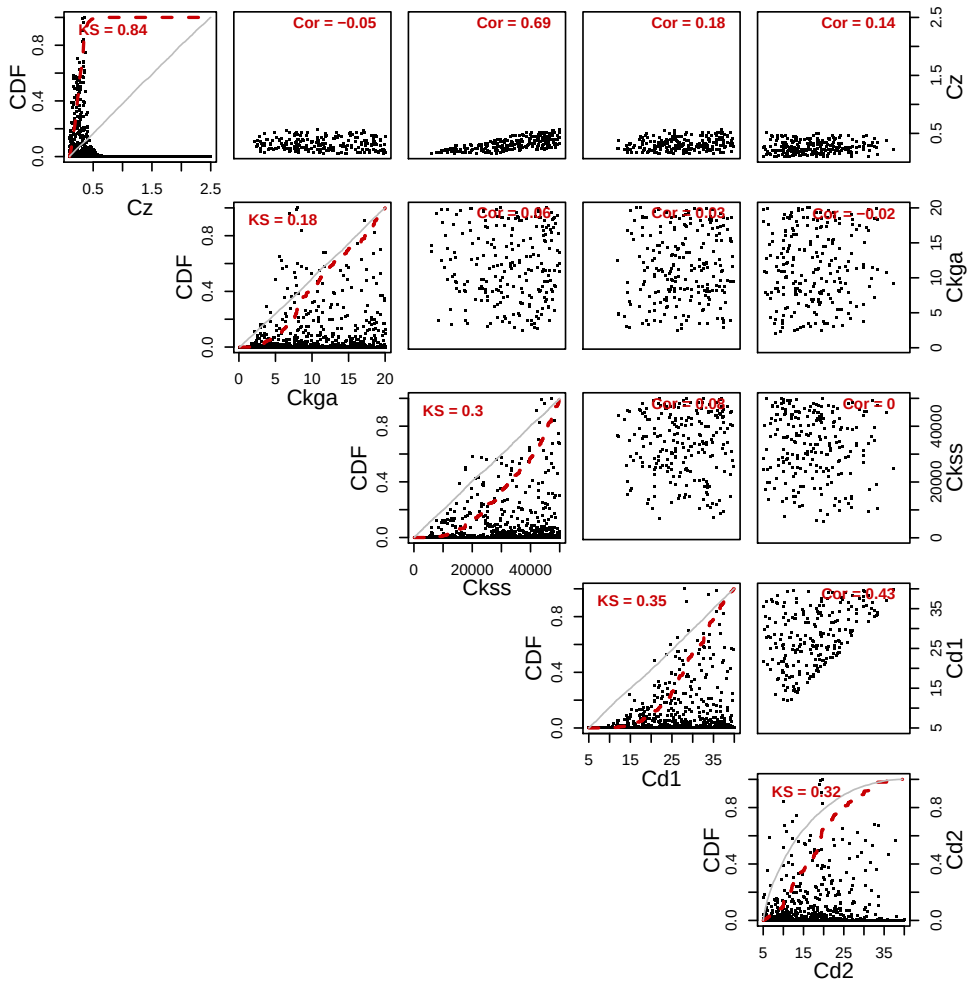

FIGURE 5.15 – Résultat d'analyse de sensibilité sur le bassin versant de la **Salz à Cassaignes**

Sur le Gardon (figure 5.16), on observe des résultats de calibration homogènes sur les 3 stations hydrométriques avec effectivement une diminution à la fois des fortes sur-estimations en début de crue (21/09/1994, 10/11/1996, 28/09/2000) et des sous-estimations des pics de crue. On observe toutefois des erreurs de modélisation rémanentes a posteriori : elles reflètent non pas des erreurs d'évaluation de l'amplitude des crues mais plutôt un décalage temporel de leurs prévisions (03/10/1995, 31/10/2008, 10/11/2011). Ce décalage est homogène d'une station à une autre mais diffère d'un événement à un autre : on observe une avance de la prévision du premier pic de crue par exemple de 2h20 sur l'événement du 03/10/1995 (non présenté à la figure 5.16) alors qu'on observe un retard de 1 h et 2 h, respectivement pour les prévisions des événements du 18/10/2006 et 31/10/2006. A ce stade, il est difficile de relier l'impact de la sélection de chaque paramètre aux résultats de calibration. Notamment, parce que les paramètres sont inter-corrélés, mais aussi parce que le décalage temporel des prévisions complexifie la lecture des erreurs de modélisations. On note des intervalles de confiance a posteriori assez larges puisque qu'ils donnent en moyenne une prévision avec une incertitude sur les 10 événements sélectionnés de l'ordre de 105 % (voir tableau 5.20). Plus précisément, on remarque que l'intervalle de confiance est au plus large sur la montée de crue (en moyenne on observe une incertitude de 140 % à Anduze), mais diminue progressivement à une incertitude de 70 % autour des valeurs de forts débits et à une incertitude de 47 % sur la période de décrue (voir section de description des performances du modèle).

Sur l'Hérault, la calibration impacte de manière homogène la prévision de tout l'hydrogramme

(figure 5.17). La sélection des paramètres tend à limiter la sous-estimation des débits. A la station de Saint Laurent le Minier, la calibration impacte spécifiquement la modélisation du début de crue en limitant la sur-estimation a priori. Ceci peut être relié à la sélection forte de C_{d1} lors de la calibration de ce sous bassin versant, limitant l'arrivée rapide des écoulements en début d'événement. Les intervalles de confiance a posteriori des prévisions à Saint Laurent le Minier et à La Terrisse ont une largeur similaire aux prévisions sur le Gardon, avec une incertitude globale moyenne de 103 % par exemple à Saint Laurent le Minier diminuant à 55 % pour la prévision des hauts débit et de la fin de crue, et s'élargissant à 120 % sur la prévision de la montée de crue. La calibration de Valleraugue, montre une sélection de la partie haute de l'intervalle de confiance a priori de prévision, minimisant autant que possible la sous-estimation du modèle. Le modèle fait toutefois défaut en termes de prévision plausible, l'intervalle de confiance a posteriori se limite finalement à la borne supérieure de l'intervalle de confiance a priori.

A Cassaignes (fig. 5.18), la calibration aboutit à l'élimination quasi totale des surestimations a priori des débuts de crue et des sous estimations des hauts débits et de la récession. Les erreurs de modélisations rémanentes consistent en la sur estimation de la seconde partie des hydrogrammes lorsqu'un second pic de crue est présent. On note également des intervalles de confiance a posteriori plus fins, marquant une incertitude de prévision plus faible. En moyenne l'incertitude de prévision est de 69 %, diminuant à 36 % et 21 % respectivement pour les prévisions des hauts débits et des récessions et s'élargissant à 107 % pour la prévision de la montée de crue.

Conclusion sur la sensibilité du modèle aux paramètres

En conclusion, on note une sensibilité du modèle à tous les paramètres au premier ou au deuxième ordre. En premier lieu, la définition de la capacité de stockage accessible définie par C_{kga} et C_z est de première importance. S'ensuit dans un second temps, une sensibilité aux paramètres de transfert à l'exutoire. En étudiant la sensibilité du modèle sur plusieurs bassins versants, on remarque quelques particularités, avec notamment une sensibilité plus forte de la capacité d'infiltration C_{kga} sur le Gardon, et une sensibilité à la rugosité du réseau de drainage (C_{d1} et C_{d2}) plus élevée avec la taille du bassin versant. Les sensibilités à C_{kss} sont quelque peu différentes d'un bassin versant à un autre. Ce paramètre est surtout fortement corrélé à C_z montrant l'importance de la dynamique de saturation du sol mais ne permettant pas à lui seul de déduction quant au fonctionnement hydrologique.

Enfin, alors que sur le Gardon, les résultats de sensibilité semblent globalement homogènes, on observe des disparités lors de la calibration sur des stations intermédiaires du bassin versant de l'Hérault. La calibration sur l'affluent la Vis à Saint Laurent le Minier tend à diminuer des surestimations a priori du modèle, tandis que sur les autres sous bassins versants, la calibration limite exclusivement les sous-estimations de prévision a priori. De plus, on note clairement une faiblesse dans la structure du modèle pour reproduire le comportement hydrologique à Valleraugue.

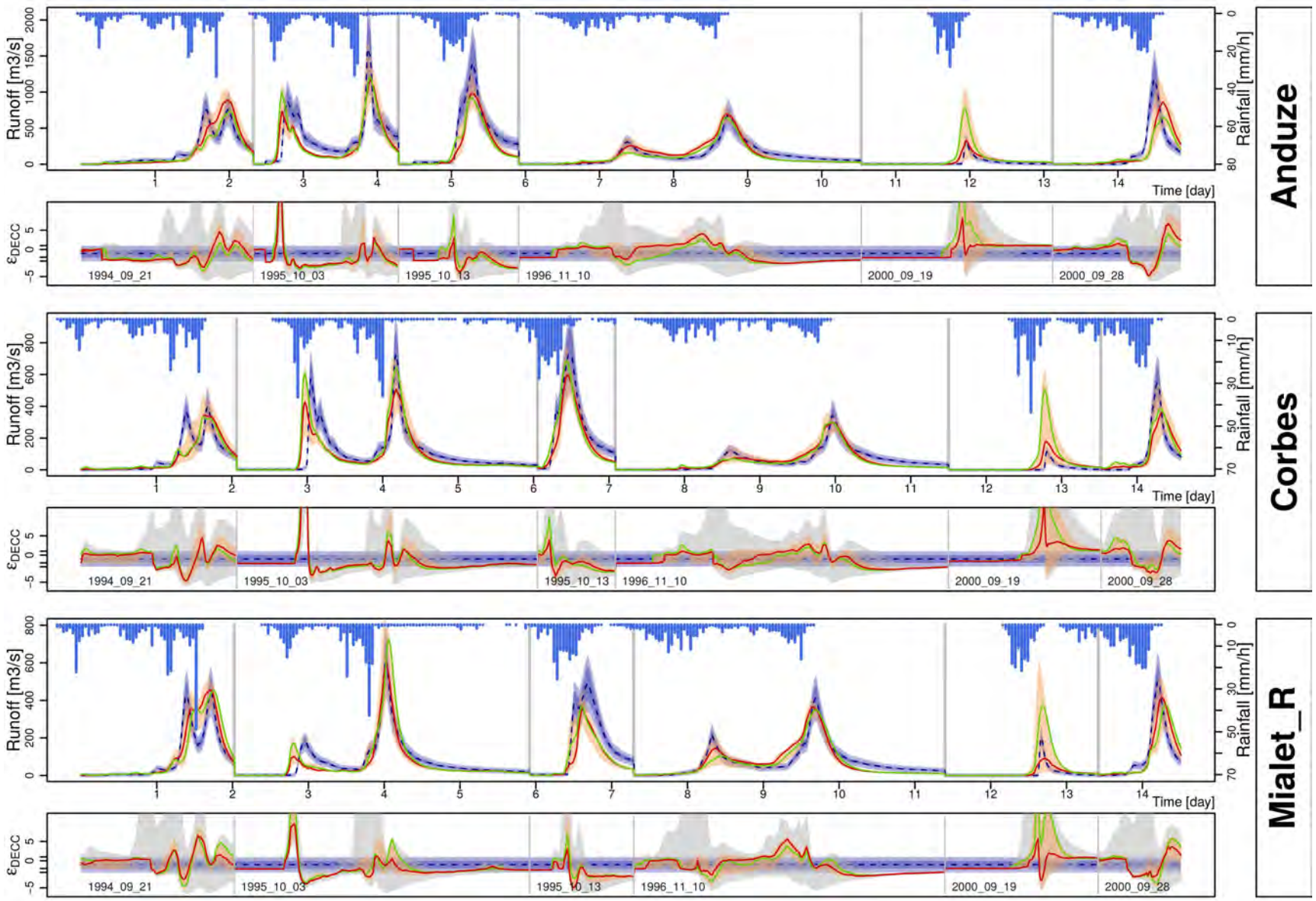

FIGURE 5.16 – Résultat de calibration sur le bassin versant du **Gardon** (Légende fig. 5.18).

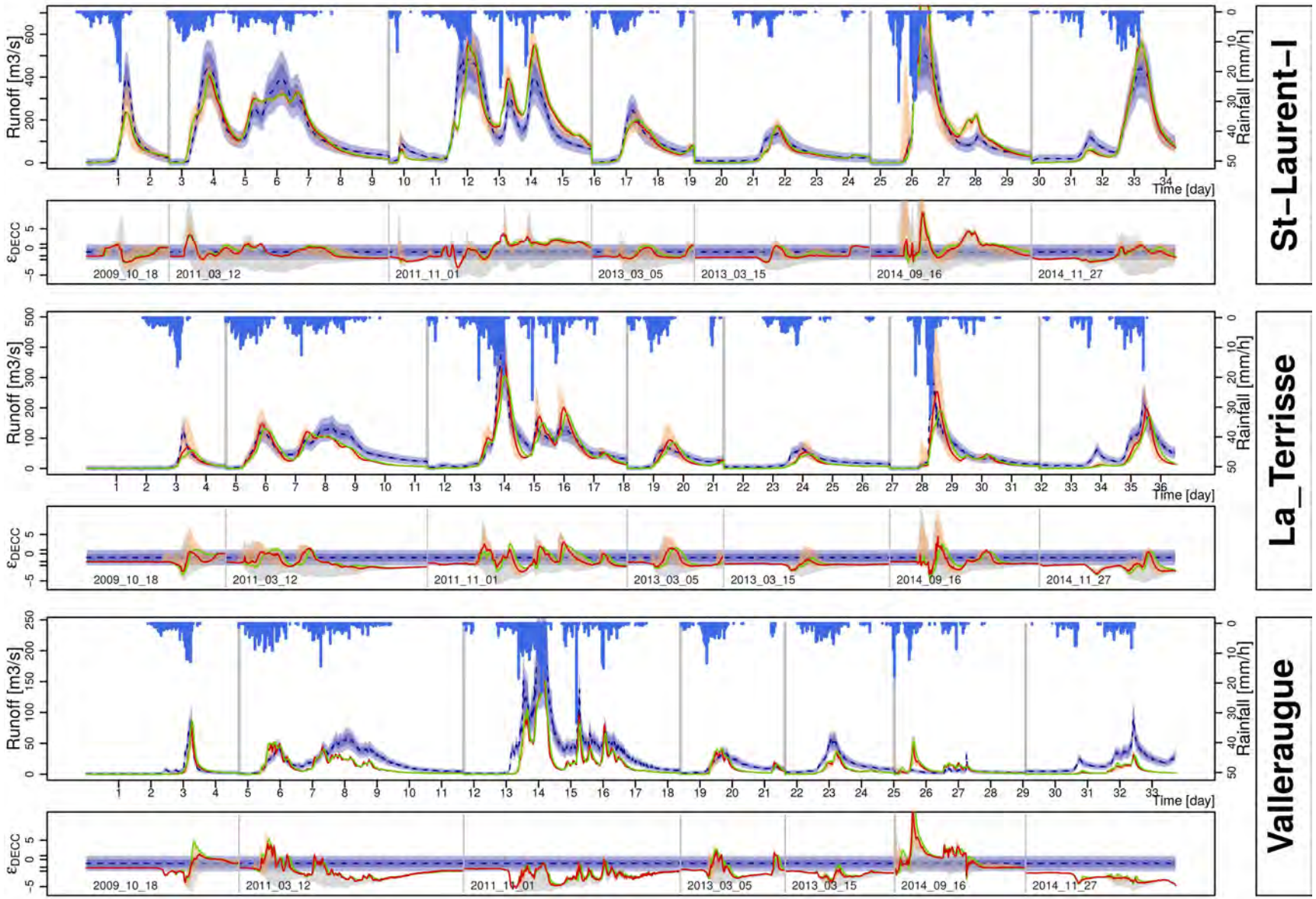

FIGURE 5.17 – Résultat de calibration sur le bassin versant de l'**Hérault** (Légende fig. 5.18).

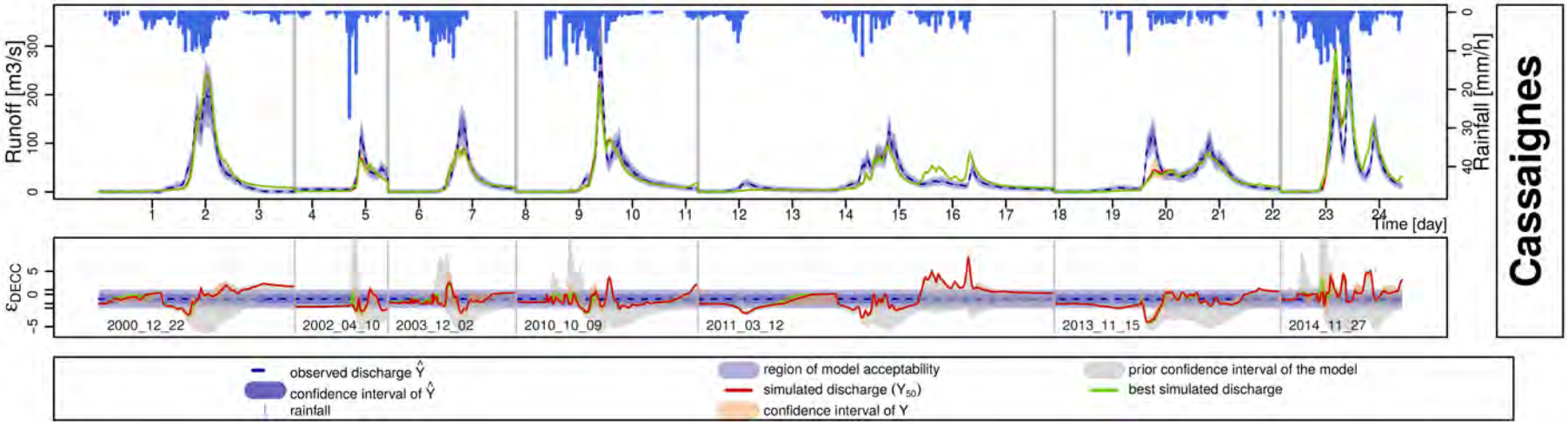

FIGURE 5.18 – Résultat de calibration sur le bassin versant de la **Salz à Cassaignes**

5.2.3 Analyse des performances

Pour évaluer les performances du modèle on s'intéresse aux scores suivants :

— NSE (Nash) [-] : car usuellement utilisé par les hydrologistes, les performances du modèle sur les événements sélectionnés sont évaluées à partir du NSE, même s'il favorise l'évaluation des événements extrêmes vis-à-vis d'événements plus modérés.

— Qmed_INT [%] : il s'agit du pourcentage de points de la prévision médiane situés dans l'intervalle de confiance de la modélisation, fixé par le modèle d'incertitude des observations (cf. eq 5.1) et celui d'erreurs du modèle (cf. eq. 5.2). Ce score retranscrit le nombre de points de prévision répondant aux attentes du modèle que l'on a retenues.

— L_INT [%] : correspond à la largeur moyenne de l'intervalle de confiance de la prévision rapportée à la prévision médiane :

$$\text{L_INT} = \frac{1}{\text{N}} \sum_{i=1}^{\text{N}} \left(\frac{\tilde{q}_{bsup,i} - \tilde{q}_{binf,i}}{\tilde{q}_{med,i}} \right) \cdot 100 \tag{5.4}$$

avec $\tilde{q}_{bsup,i}$ la borne supérieure de l'intervalle de confiance de prévision au point i ; $\tilde{q}_{binf,i}$ la borne inférieure de l'intervalle de confiance de prévision au point i ; et $\tilde{q}_{med,i}$ la prévision médiane au point i.

— A : Un score spécifique à l'évaluation de la modélisation de la récession de crue :

$$\text{A} = \frac{\sum \hat{a}_{log,j}}{\sum a_{log,j}} \tag{5.5}$$

avec $\hat{a}_{log,j}$ et $a_{log,j}$ les pentes de récession en échelle logarithmique respectivement simulées et observées, aux points j de la récession ; la récession étant définie un peu plus loin dans le texte. L'objectif est d'évaluer plus spécifiquement la modélisation de la période de récession caractéristique des choix de modélisation pour le sol. A > 1 signifie que la décharge modélisée est plus rapide ; inversement A < 1 indique la simulation d'une récession plus lente que celle observée.

Les scores L_INT et Qmed_INT sont calculés sur différents intervalles correspondant à différentes parties de l'hydrogramme :

— la crue : l'intervalle est définie par la période temporelle comprise entre le moment où le débit observé dépasse la valeur du module du bassin et la date du premier pic de crue.

— les moyens et hauts débits : cet intervalle comprend les points pour lesquelles le débit observé est supérieur à 0.25 fois le débit maximal de l'événement.

— la récession : cet intervalle débute après un délai t_c (temps de concentration du bassin versant) après le pic de crue et se termine lors de la reprise de crue (ou la fin de l'événement le cas échéant).

La figure 5.19, montre un exemple de division d'un hydrogramme, distinguant les intervalles de crue, de fort débit et de récession.

La figure 5.20 montre un résumé des scores calculés pour tous les événements sélectionnés sur les différents bassins à l'étude dans ce chapitre. Selon le NSE, on obtient une bonne reproduction des événements hormis sur l'Hérault à Valleraugue. En effet, les NSE moyens obtenus sur chaque bassin versant sont au moins supérieurs à 0.6, atteignant 0.7 sur le Gardon à Corbès et à Anduze, 0.76 sur l'Hérault à Laroque et à Saint Laurent le Minier et 0.8 sur la Salz à Cassaignes. Le NSE, favorisant l'évaluation des hauts débits, ces bons scores reflètent les capacités du modèle à reproduire les pics de crues. On remarque également des écarts-types des scores obtenus assez faibles sur l'Hérault (hormis

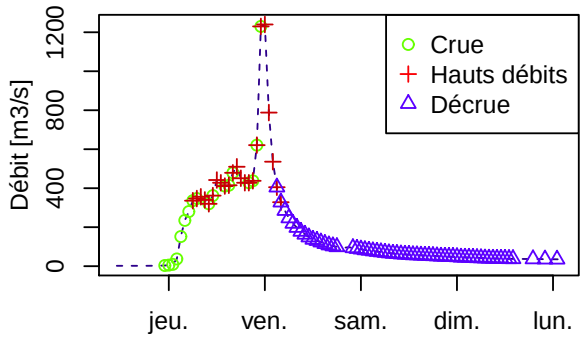

FIGURE 5.19 – Représentation schématique des intervalles d'évaluation : crue, haut débit, et récession (décrue).

à Valleraugue) et la Salz, montrant la consistance de la calibration sur ces bassins versants. Les faibles NSE obtenus sur le bassin de l'Hérault à Valleraugue reflètent l'incapacité de ce modèle, déjà repéré, à reproduire le comportement de ce bassin. En détaillant, les hydrogrammes obtenus (cf. figure 5.17), on remarque que ce sont les événements ayant un forçage globalement plus progressif qui expliquent les mauvais scores. En effet, les montées en crue soudaines (événements du 18/10/2009, 05/03/2013) sont bien reproduites, mais les fins d'événement, ou les secondes parties des événements présentant deux pics de crue sont fortement sous-estimés. Ceci est particulièrement visible sur les événements du 12/03/2011 et du 01/10/2011 où les seconds pics relativement importants ne sont pas vus par le modèle.

Sur le Gardon, les NSE obtenus au niveau des différentes stations hydrométriques sont plus variables que sur la Salz ou sur l'Hérault, montrant une moins bonne robustesse de la calibration. La modélisation de ce bassin est d'autant plus mise en défaut si on s'intéresse au Qmed_INT. Les taux de points de la prévision médiane valides, c'est-à-dire compris dans l'intervalle de confiance attendu, sont plus faibles sur ce bassin versant, mais surtout plus variables d'un événement à l'autre. Une première explication plausible est la présence de décalage temporel dans la prévision des hydrogrammes (figure 5.16) sur ce bassin versant en particulier, qui peuvent entacher les scores malgré des simulations satisfaisantes en termes d'estimation du pic de crue ou de similitude dans la modélisation de la crue ou la décrue. On observe en effet des retards de prévisions des pic de crues allant de -0.5 à 3 heures. En ajustant artificiellement la temporalité de la prévision des pics de crue aux observations, on améliore en effet les scores de Qmed_INT de 5 à 8 points. Ces scores restent cependant en deçà sur le Gardon de ceux obtenus sur l'Hérault (hormis à Valleraugue) et la Salz. Les hydrogrammes à plusieurs pics de crue simulés sur le Gardon aux différentes stations semblent manquer la prévision du premier pic et à l'inverse surestimer la prévision des pics ultérieurs (18/10/2006, 21/09/1994, 10/11/2011). Cela ne semble pas lié à une erreur structurelle du modèle puisque d'après les erreurs de modélisation a priori du modèle, certaines simulations réalisées en parcourant l'espace des paramètres atteignent de bonnes prévisions pour l'une ou l'autre des simulations. Une explication possible est que la calibration uniforme de la capacité de stockage n'est pas suffisante pour caractériser le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Plus particulièrement, les entités géologiques distinctes à l'aval du bassin versant pourraient expliquer des niveaux d'altération différents. L'étude de sous bassins versants plus en amont, ou encore d'une spatialisation de C_z, permettrait de conclure quant à ces hypothèses.

Sur les bassins versants de la Salz et de l'Hérault, on obtient des taux de points de prévision valides comparables, allant au-delà de 80 %. Si les résultats sont homogènes lorsqu'on évalue Qmed_INT sur toutes les parties des hydrogrammes, on note quelques différences lorsque l'on effectue une évaluation distincte des performances sur la prévision des crues, des hauts débits, et des décrues. Alors que

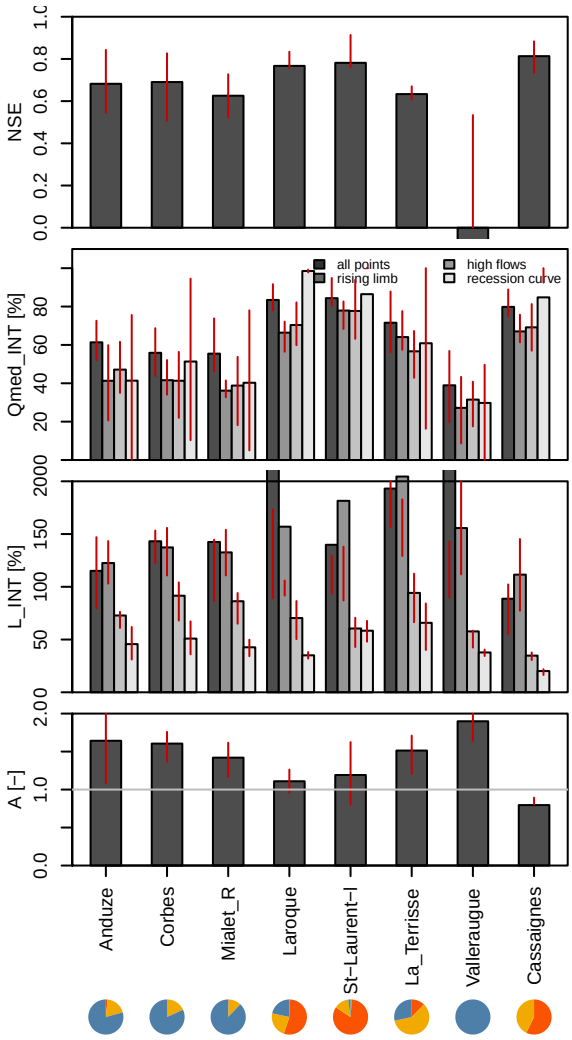

FIGURE 5.20 – Evaluation de la performance du modèle sur le Gardon, l'Hérault et la Salz à travers les scores NSE, Qmed_INT, L_INT et A. Les hauteurs des barres correspondent au score moyen obtenu pour l'évaluation de tous les événements référencés dans le tableau 5.2. Les segments rouges déterminent les écarts interquartiles des différents scores obtenus par événement. Les camemberts correspondent aux propriétés géologiques des bassins versants.

la reproduction des montées en crue est équivalente à Saint Laurent le Minier, Laroque et la Terrisse, les périodes de récession de crue sont particulièrement mieux modélisées sur les deux premiers bassin versants cités, tandis que sur la Terrisse, elles figurent comme le point faible de modélisation. La visualisation des hydrogrammes (figure 5.17) appuie ce constat : comparant les hydrogrammes à Saint Laurent le Minier et à la Terrisse, on observe des récessions simulées trop rapides à la Terrisse, surtout en fin de décrue, contrairement à Saint Laurent le Minier, où la forme des récessions semble plus adaptée aux observations. Si on regarde plus particulièrement le premier pic de l'événement du 01/11/2011 et celui du 16/09/2014, on note une coupure dans la récession de l'hydrogramme observé à la Terrisse, ce que ne reproduit la simulation.

Finalement, on peut regrouper les bassins versants suivant les performances globales du modèle en termes de Qmed_INT, et suivant la qualité de reproduction des récessions. Ces regroupements s'identifient aux propriétés géologiques des bassins versants. On observe de moins bonnes performances globales du modèle sur les bassins versants au socle majoritairement granitique ou basaltique. Sur les bassins reposant principalement sur des socles calcaires, les récessions de crue sont particulièrement mieux modélisées.

En termes de précision, le modèle est globalement peu précis, puisque l'intervalle de confiance de simulation à 95 % calculée sur l'intégralité des hydrogrammes dépasse généralement 100 % (L_INT). Ceci s'explique par une influence importante des prévisions peu précises à bas débit du fait d'un grand nombre de points d'évaluation à l'initialisation. L'évaluation de la largeur de l'intervalle d'incertitude sur un découpage adapté aux hydrogrammes montre la disparité de la précision du modèle sur les différentes parties des hydrogrammes. Le modèle est particulièrement peu précis en début de crue avec des intervalles de confiance dépassant 100 % sur tous les bassins versants. Cela peut s'expliquer par la montée en crue très rapide caractéristique des événements extrêmes. Une incertitude sur le timing du début de crue, même si seulement de l'ordre du quart d'heure, peut alors aboutir à un intervalle de confiance très large sur cette période. En d'autres termes, la largeur de l'incertitude sur cette période reflète souvent un décalage temporel, même petit. Par exemple, la visualisation des hydrogrammes de la Salz à Cassaignes (figure 5.18) illustre la prévision de la montée en crue par une incertitude apparente faible, alors que L_INT détecte une incertitude élevée, due au décalage temporel.

Concernant les forts débits, le modèle donne des précisions variables allant d'un intervalle d'incertitude faible de 35 % sur le bassin de la Salz à Cassaignes à une incertitude plus élevée de l'ordre de 90 % sur l'Arre à la Terrisse et le Gardon à Corbès. Globalement les bassins versants mieux modélisés en termes de NSE ou Qmed_INT ont une incertitude de prévision plus faible. La prévision des décrues est plus précise avec des intervalles d'incertitude variant entre 20 % et 65 %. Ceci s'explique par la faible marge de manœuvre liée à la paramétrisation de cette partie de l'hydrogramme (cf. 5.2.2) ; cette dernière étant considérée comme la seule source d'incertitude.

Pour finir, le calcul du rapport A pour évaluer plus spécifiquement la récession appuie sur la bonne reproduction des récessions de crue sur les bassins à socle majoritairement calcaire ; le coefficient A est proche de 1 sur les bassins versants de la Salz, et de l'Hérault à Laroque et Saint Laurent le Minier. A l'inverse, la récession est simulée trop rapidement sur les autres bassins versants de l'étude, majoritairement granitiques ou basaltiques (hormis la Terrisse qui est majoritairement sédimentaire mais non calcaire). On retrouve ainsi l'explication des différents scores Qmed_INT obtenus sur les périodes de récession des différents bassins versants.

Conclusion sur l'analyse des performances du modèle

Le modèle se distingue dans son adéquation à la reproduction des processus hydrologiques sur les différents bassins versants. Lorsque le socle du bassin est granitique ou basaltique, le modèle sous-estime les récessions de crue. La faible sensibilité du modèle à la paramétrisation sur ces parties de l'hydrogramme, tend à relier cette sous estimation à un défaut structurel. Par ailleurs les modélisations particulières au Gardon montrent des surestimations des débuts de crues et des sous estimations des fins de crue rémanentes qui semblent révéler un possible défaut dans l'homogénéité de la profondeur active et/ou des propriétés hydrologiques du substratum. Le modèle permet néanmoins une reproduction satisfaisante de la réponse intégrée des différents bassins versants.

5.3 Analyse des processus

5.3.1 Paramètres optimaux : interprétations possibles

Des fonctions de répartition a posteriori, il est extrait des intervalles de confiance des paramètres, pouvant être indicatifs des propriétés hydrologiques des bassins versants. La figure 5.21 indique : i) la valeur des paramètres du jeu optimal, c'est-à-dire ayant le meilleur DEC ; ii) la valeur optimale selon la fonction de répartition a posteriori du paramètre, c'est-à-dire la valeur pour laquelle la pente de la fonction de répartition est maximale ; iii) les intervalles de confiance a posteriori sur lesquels le modèle donne de meilleurs résultats (en termes de DEC) de manière significative, c'est-à-dire l'intervalle sur lequel la pente de la fonction de répartition a posteriori est supérieure à la pente de la fonction de répartition a priori. Les intervalles de confiance a posteriori définissent la significativité des valeurs optimales relevées. Parmi, les deux valeurs discrètes on s'intéresse plus particulièrement à la valeur optimale de la fonction de répartition qui est plus représentative de la calibration globale du paramètre.

D'après l'intervalle a posteriori de C_z, la calibration donne une estimation bornée de la profondeur de couches altérées actives. Sur le Gardon, C_z varie a posteriori entre 0.78 et 2.30 m de profondeur. Sur l'Hérault, C_z varie entre 0.13 et 0.77 m et sur la Salz, on obtient une profondeur de sol variant entre 0.12 et 0.43 m. Les calibrations à différentes stations hydrométriques pour un même bassin versant donnent des intervalles a posteriori similaires pour C_z , appuyant sur une significativité de ces valeurs à l'échelle du bassin versant. A Valleraugue, on note des profondeurs du compartiment inférieur sensiblement plus faibles. Cependant, au vu des résultats de calibration peu satisfaisants, on peut douter de la représentativité de l'intervalle a posteriori pour ce sous bassin versant. Sur le Gardon à Générargues (Mialet_R), on note une profondeur C_z sensiblement plus élevée. Ceci peut peut être s'expliquer par les différents socles rencontrés sur le bassin du Gardon. Le bassin repose en effet sur des entités géologiques granitiques d'origines différentes (non visibles sur la figure 5.5). Les deux tiers amonts du bassin du Gardon à Anduze, sont constitués de roches plus anciennes, issues du Cambrien (-670 , -435 millions d'années), alors que la partie aval ouest du Gardon à Anduze (et donc l'aval du bassin du Gardon à Corbès) correspond à un socle datant du Namurien, Westphalien (-300 millions d'années). Sans chercher à s'appuyer sur l'âge des roches mais plutôt sur le fait que ces socles ont vraisemblablement subi des processus d'altération différents, les deux entités géologiques, même si de même nature, peuvent présenter des propriétés hydrologiques différentes, que la calibration tendrait à révéler. La différence de calibration entre Générargues (partie est) et Corbès (partie ouest) est cependant faible et la confirmation du rôle des différentes entités géologiques nécessiterait l'étude de la spatialisation de C_z.

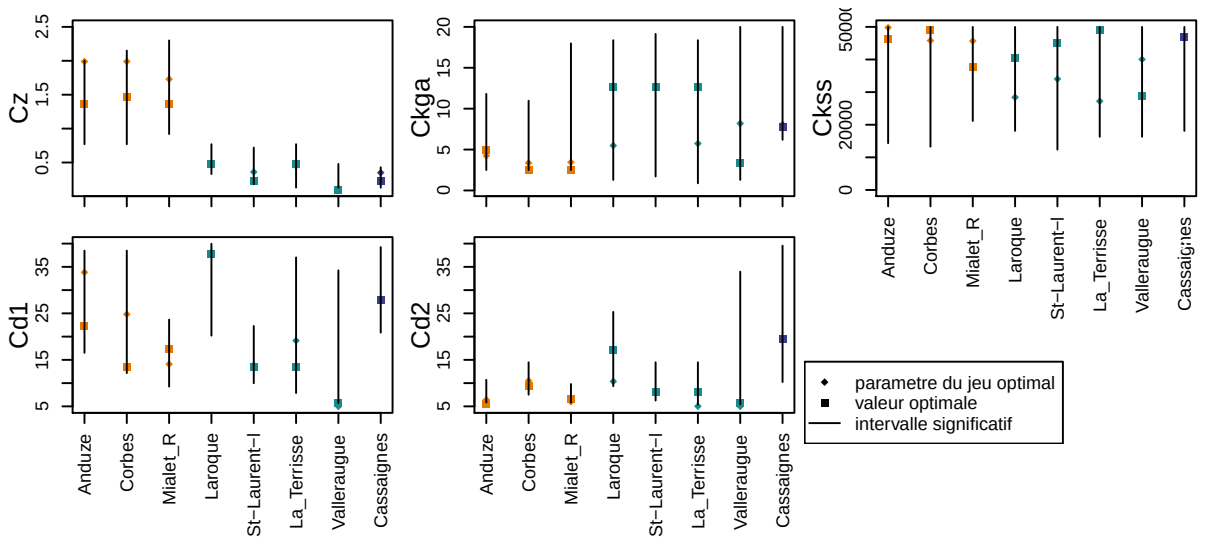

FIGURE 5.21 – Intervalles de confiance a posteriori des paramètres et jeux optimaux : les losanges correspondant aux paramètres du jeu optimal, tandis que que les carrés correspondent aux valeurs optimales des fonctions de répartition a posteriori. Les intervalles de confiance a posteriori correspondent aux intervalles pour lesquels la pente de la fonction de répartition a posteriori est supérieure à la pente de la fonction de répartition a priori

La calibration du paramètre $C_{kss}[-]$ est similaire d'un bassin versant à un autre. Les bassins versants se caractérisent par une sélection des valeurs hautes de l'intervalle a priori de ce paramètre, avec une borne inférieure égale à 12000. La multiplication de la conductivité texturale du sol par de tels coefficients compris entre 12000 et 50000, conduit pour des sols saturés à des valeurs de conductivité latérale variant entre 3 et 14 cm.s^{-1} (en prenant une conductivité hydraulique à saturation moyenne de 10 mm/h). Ces ordres de grandeur sont élevés vis-à-vis des estimations de conductivités hydrauliques latérales sur l'Ardèche (Le Bourgeois et al. [2016], $10^{-2} - 10^{-1} cm.s^{-1}$), mais reste plausible vis-à-vis d'ordre de grandeur des **vitesses** d'écoulements que l'on peut rencontrer dans des chemins préférentiels ($0.1 - 1\, cm.s^{-1}$, voir chapitre 3). Il faut noter également que la conductivité hydraulique effective dans le modèle est tributaire du modèle de décroissance exponentielle. La paramètre de décroissance m, choisi suivant la texture des sols, fixe m autour de 0.06 pour nos bassins versants d'étude. Cela implique que la conductivité hydraulique du sol est divisé par 2 à chaque diminution de 4 points d'humidité par rapport à la conductivité hydraulique à saturation. Ainsi, de faibles variations du taux maximal de saturation atteint pour chaque cellule impacteront fortement la conductivité hydraulique simulée du sol. Cela explique la forte relation entre C_z et C_{kss} : avec une capacité de sol plus grande, le taux de saturation maximal atteint est moins élevé et nécessite l'ajustement de C_{kss} à une valeur plus élevée pour atteindre des vitesses d'écoulement de subsurface comparables. Considérant les conductivités hydrauliques à saturation supposées des sols des bassins versants, il en résulte des conductivités hydrauliques latérales effectives variant de $1.5\, cm.s^{-1}$ pour le bassin versant de la Vis à Saint Laurent le Minier à $3.8\, cm.s^{-1}$ pour le bassin versant du Gardon à Générargues (Mialet_R). Les bassins majoritairement limoneux gardent après calibration une conductivité hydraulique latérale plus élevée que ceux ayant une partie conséquente de sols limono-silteux.

Alors que pour C_{kss} et C_z la calibration indiquait globalement une même significativité d'un bassin à un autre (largeur d'intervalle a posteriori similaire), ce n'est plus le cas pour les autres paramètres. La calibration définit un intervalle de confiance a posteriori de C_{kga} restreint sur le Gardon à Corbès et à Anduze, ainsi que sur la Salz à Cassaignes même si dans une moindre mesure. A l'inverse sur l'Hérault on n'observe aucune sélection via ce paramètre. On retrouve ici les résultats de l'analyse

de sensibilité des paramètres, où C_{kga} n'apparaît d'importance majeur que sur les bassins premièrement cités. Sur le Gardon à Corbès et à Anduze, la borne supérieure de l'intervalle a posteriori indique une capacité d'infiltration limitée sur la partie limono-silteuse à 40 $mm.h^{-1}$. Sur la Salz, la borne inférieure indique une conductivité hydraulique à saturation minimale de 6.2 $mm.h^{-1}$ sur les zones limono-argilo-silteuse du bassin versant, et une conductivité moyenne minimale de 40 $mm.h^{1}$. La calibration spécifique sur la Salz s'explique vraisemblablement par la présence de sols limono-argilo-silteux supposés peu perméables (K_{sat} = $1mm.h^{-1}$) qu'on ne retrouve pas sur les autres bassins versants.

La calibration des coefficients de Manning en lit mineur (C_{d1}) et en lit majeur (C_{d2}) tend de manière générale à imposer des frottements plus importants sur les têtes de bassins versants. Le modèle est en effet calibré sur le Gardon avec des valeurs plus faibles de C_{d1} à Mialet_R (Générargues, 240 km^2) et à Corbès (220 km^2) qu'à Anduze (543 km^2). Similairement, les frottements en lit mineur et cette fois-ci également en lit majeur sont fixés plus importants (C_{d1} et C_{d2} faibles) sur les bassins versants de l'Hérault à la Terrisse (155 km^2) et à Saint Laurent le Minier (499 km^2) vis-à-vis de ceux imposés par la calibration à Laroque (912 km^2). Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette variation spatiale des coefficients de frottement. Elle peut être révélatrice d'une composition des lits mineur et majeur différente, avec par exemple une taille de rugosité plus importante en amont, par rapport à l'aval, où la présence de sédiments est généralement plus importante. Il peut également s'agir d'une compensation de la définition du réseau de drainage, en ce que l'échelle de résolution du maillage (500 m) ne permet pas de reproduire la tortuosité (les méandres) en deçà de cette taille de résolution, et donc peut diminuer les distances du réseau de drainage plus particulièrement au niveau des petits ruisseaux amont. Enfin la définition de la pente des berges, établie à partir d'une maillage d'une résolution de 75 m, peut également être remise en cause pour les parties amonts des bassins versant. Cette dernière hypothèse ne peut cependant qu'expliquer les différences spatiales des valeurs plausibles de C_{d2}.

En revenant au cas particulier de nos bassins versants, on peut également voir une corrélation entre la forte restriction des coefficients de Manning à des valeurs faibles sur le Gardon à Mialet_R et sur l'Hérault à Saint Laurent le Minier par la présence de karsts sur ces bassins versants. La modélisation du fonctionnement hydrologique par un simple réseau de drainage peut nécessiter alors une compensation pour ralentir l'écoulement. L'hétérogénéité spatiale rencontrée des coefficients de Mannings nécessiterait une confirmation sur un échantillon plus grand de bassins versants pour la confirmer systématique et non liée au caractère karstique des bassins de l'Hérault et du Gardon. Son explication pourrait reposer sur une modélisation plus fine du réseau hydrographique.

Conclusion sur l'interprétation des paramètres

On note une calibration de la capacité de stockage inhérente au bassin versant permettant d'évaluer les profondeurs de roches altérées actives lors de crues extrêmes pour chacun d'entre eux. L'homogénéité globale de la calibration à plusieurs stations hydrométriques d'un bassin versant montre une certaine consistance d'une profondeur de stockage uniforme à l'échelle spatiale d'étude. Ce résultat n'est pas discordant de ceux obtenus de l'analyse des performances du modèle, qui tend à expliciter un comportement hydrologique selon le substratum. L'hétérogénéité des comportements semble plus relative à des niveaux de contributions de flux souterrains différents, qu'à des capacités de stockage variables.

La calibration des conductivités hydrauliques latérales est homogène d'un bassin versant à l'autre, conservant la corrélation des conductivités hydrauliques avec les caractéristiques pédologiques. La calibration des conductivités hydrauliques verticales, contrôlant l'infiltration, n'est significative que pour limiter l'infiltration des pluies d'intensités extrêmes tombées sur le Gardon (intensités locales dépassant 100 mm.h^{-1}), ou pour atténuer les faibles perméabilités supposées par la seule considération de la texture, limitant potentiellement trop fortement l'infiltration sur des sols à texture argileuse.

Les paramètres de frottement en lit mineur et en lit majeur sont beaucoup moins interprétables en ce que leurs calibrations sont liées à la représentation synthétique du réseau hydrographique. Néanmoins, une calibration incrémentée suivant la localisation spatialisée tend à se dessiner, supposant une limitation des vitesses de transfert plus forte dans la partie amont du réseau de drainage.

5.3.2 Proportion de flux de subsurface

On s'intéresse aux différents processus d'écoulement de l'eau avant d'arriver à l'exutoire. Sur les versants, on distingue deux chemins de transfert au réseau de drainage : ou bien l'eau ruisselle en surface, ou bien elle transite à travers le sol jusqu'à atteindre une cellule drain. Le modèle permet de distinguer l'eau ayant atteint le réseau de drainage en ruisselant sur les versants durant tout le parcours jusqu'à l'exutoire, et l'eau ayant parcouru au moins une partie du trajet dans le sol. On note C_{sub} la proportion d'eau en volume arrivée à l'exutoire ayant transité par le sol via les écoulements de subsurface. La proportion C_{sub} est calculée sur la totalité de l'hydrogramme (C_{sub_all}) , ainsi que sur la période de crue c'est-à-dire lorsque le débit à l'exutoire dépasse 0.8 fois le débit de pointe (C_{sub_high}).

Les figures 5.22, 5.23 et 5.23 montrent les fonctions de répartition des proportions C_{sub} obtenus après calibration du modèle sur le bassin du Gardon à Corbès, sur le bassin du l'Hérault à la Terrisse, et sur le bassin de la Salz à Cassaignes, ainsi que les dépendances de ces taux avec la paramétrisation du modèle. Les résultats à ces stations sont choisis comme exemples représentatifs des proportions d'écoulements simulées sur chaque bassin versant.

Tout d'abord, on peut remarquer que la proportion de flux de subsurface modélisée est bornée par une proportion maximale sensiblement variable d'un bassin versant à l'autre. En parcourant tout l'espace des paramètres, le taux d'écoulement C_{sub_all} (respectivement C_{sub_high}) atteint au maximum une proportion de 62 % (60 %) sur le Gardon, 69 % (61 %) sur l'Hérault, et 72 % (68 %) sur la Salz. On observe également un étalement plutôt faible des valeurs de C_{sub_all} (C_{sub_high}), puisque les croissances des fonctions de répartition présentées sont très abruptes. Cela stipule une faible variation des proportions d'écoulement de subsurface après calibration. On note toutefois, sur le Gardon, un étalement plus important des valeurs de C_{sub}, ce qui suppose différents fonctionnements hydro-

logiques vraisemblables sur les versants de ce bassin.

L'analyse de la dépendance des proportions de flux de subsurface à la paramétrisation révèle assez logiquement la corrélation des scores C_{sub_all} et C_{sub_high} avec les paramètres C_z, C_{kga} et C_{kss}. La capacité de stockage impacte en majeure partie le taux de participation des flux de subsurface aux pics de crue : C_{sub_high} est fortement anti-corrélé à C_z contrairement à C_{sub_all}. A l'inverse, on remarque une influence amplifiée du paramètre C_{kga} sur C_{sub_all} : les proportions d'écoulement de flux de subsurface hors crue, vraisemblablement en début de crue, semblent contrôlées par la capacité d'infiltration du sol. Enfin, le paramètre le plus influent sur les proportions de flux de subsurface reste C_{kss} qui fixe les vitesses d'écoulement dans le sol. Comme C_z, on note une influence plus grande sur les proportions de flux de subsurface participant aux pics de crue.

Le contrôle par la paramétrisation des flux de subsurface sur les différents bassins versants est globalement similaire. On distingue toutefois l'influence de C_{kga} sur le Gardon. Alors que les indices de corrélation indiquent des influences semblables, on peut remarquer sur ce bassin que, pour une valeur de C_{kga} comprise dans l'intervalle de $[0, 5]$, les taux C_{sub} sont fortement limités. Au-delà de cet intervalle, l'influence de C_{kga} est moindre mais on dénote toutefois une augmentation sensible et significative des taux C_{sub} pour C_{kga} variant sur $[5, 20]$. Sur les deux autres bassins versants à l'étude, on remarque à l'inverse une invariance des proportions des flux de subsurface lorsque C_{kga} varie entre $[5, 20]$.

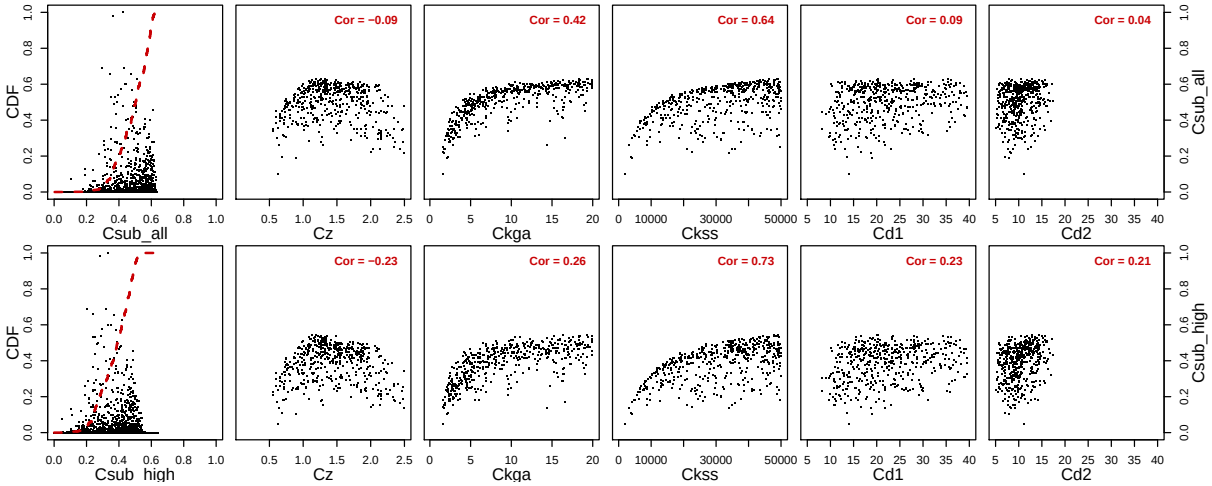

FIGURE 5.22 – Proportion de flux de subsurface participant aux hydrogrammes de crue (C_{sub_all}, fenêtres du haut) et plus spécifiquement aux forts débits (C_{sub_high}, fenêtres du bas) sur le Gardon à Corbès. Les fenêtres de gauche donnent la fonction de répartition des taux C_{sub} obtenue lors de la simulation des 5000 paramètres après calibration. Les autres fenêtres illustrent la corrélation des taux C_{sub} avec les paramètres de calibration.

La figure 5.25 compare les proportions de flux de subsurface participant aux volumes globaux écoulés et aux débits de pointes sur les différents bassins versants. On note une estimation des proportions de flux de subsurface à 95 % assez large sur tous les bassins versants hormis sur la Salz à Cassaignes. Les taux C_{sub_all} varient grosso modo du simple au double, tandis que les taux C_{sub_high} varient d'une proportion minimale de 20 % et atteignent jusqu'à un proportion de 60 % sur le bassin de l'Hérault et du Gardon. Sur la Salz, on note des proportions de flux de subsurface mieux définies en ce que l'intervalle de confiance à 95 % donne des taux de C_{sub_all} compris dans l'intervalle $[0.61 - 0.74]$ et des taux C_{sub_high} bornés par l'intervalle $[0.47 - 0.68]$.

Même si les intervalles de confiance à 95 % sont larges, les intervalles de confiance à 50% présentent un écart-type de l'ordre de 10 points pour les taux C_{sub_all} des simulations vraisemblables.

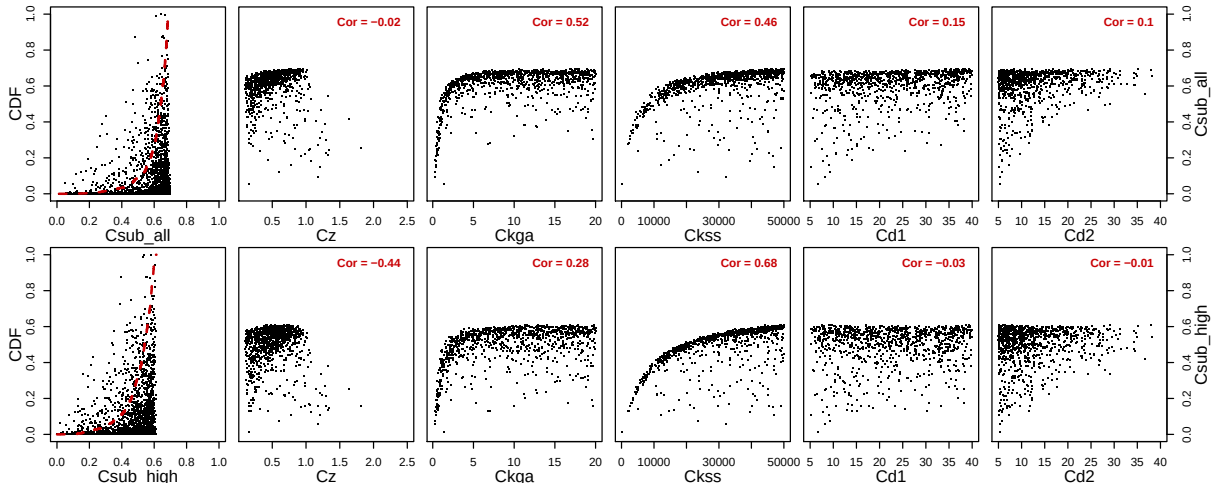

FIGURE 5.23 – Proportion de flux de subsurface participant aux hydrogrammes de crue (C_{sub_all}, fenêtres du haut) et plus spécifiquement aux forts débits (C_{sub_high}, fenêtres du bas) sur l'Hérault à la Terrisse.

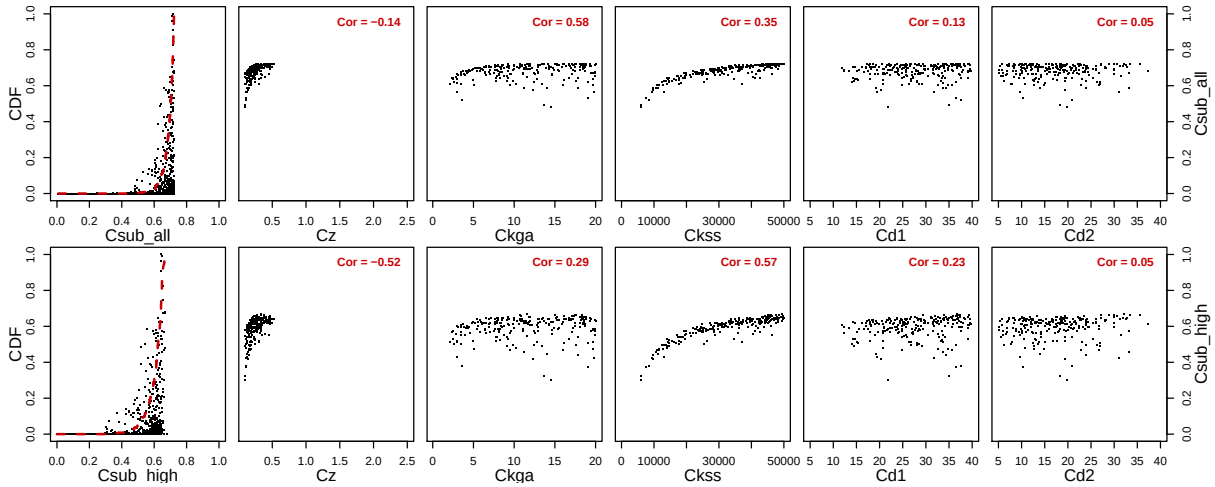

FIGURE 5.24 – Proportion de flux de subsurface participant aux hydrogrammes de crue (C_{sub_all}, fenêtres du haut) et plus spécifiquement aux forts débits (C_{sub_high}, fenêtres du bas) sur la Salz à Cassaignes.

L'estimation des taux C_{sub_high} est plus incertaine puisque les intervalles de confiance à 50 % restent d'une largeur conséquente de l'ordre de 18 points. Malgré ces incertitudes quant à la quantification des processus, on note l'importance moindre des écoulements de subsurface sur le Gardon avec un taux C_{sub_all} vraisemblable moyen de 56 % (±5%), que sur l'Hérault avec un taux de 61 % (±5%) ou encore sur la Salz avec C_{sub_all} = 70%±2%. Les proportions de flux de subsurface lors des pics de crue sont en deçà mais restent importantes avec un taux C_{sub_high} moyen de : 41 % (±9%) sur le Gardon ; 44 % (±8%) sur l'Hérault (hormis le bassin de Valleraugue) et de 60 % (±4%) sur la Salz.

Outre les différences de proportions entre bassins versants, on observe des différences de proportions au sein d'un même bassin versant. Ceci pourrait s'expliquer par les calibrations différentes d'une station hydrométrique à une autre. Cependant, l'analyse de sensibilité a montré la présence d'un seuil limite des proportions de flux de subsurface en parcourant l'espace des paramètres a priori. Pour un bassin donné, ce seuil indépendant de la paramétrisation varie sensiblement d'une station hydrométrique à une autre montrant l'influence des propriétés structurelles telle que la topographie ou la profondeur pédologique sur les proportions des ruissellements et des écoulements de subsurface dans la génération des hydrogrammes. En exemple on note sur le bassin de l'Hérault, des pro-

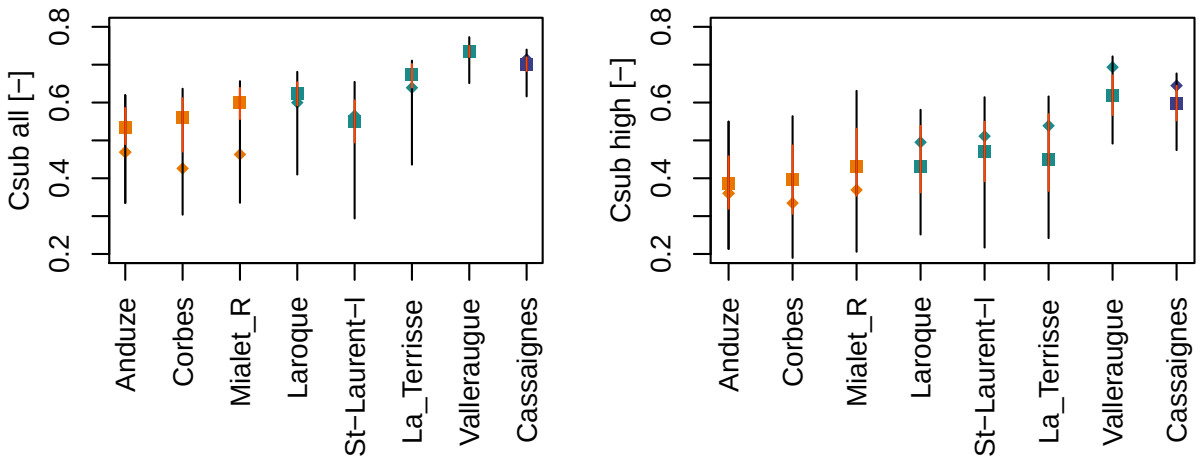

FIGURE 5.25 – Proportion des flux de subsurface sur les différents bassins versants participant . A gauche : à l'hydrogramme de crue global ; à droite : aux débits de pointe. Les losanges correspondent aux taux simulés à partir du jeu de paramètre optimal ; les carrés correspondent aux taux simulés "vraisemblables" c'est-à-dire pour lesquels la pente de la fonction de répartition est maximale ; et les intervalles en noir (respectivement en orange) correspondent à l'intervalle de confiance à 95 % (respectivement à 50 %) des proportions de flux de subsurface calculés suivant la pondération a posteriori des jeux de paramètres.

portions C_{sub_all} variables allant de 55 % à Saint Laurent le Minier, 62 % à Laroque, 64 % à la Terrisse, et jusqu'à 67 % à Valleraugue. Les caractéristiques topographiques hétérogènes (cf tableau 2.1) peuvent expliquer les différences des proportions observées : le sous bassin versant à Saint Laurent le Minier présentant une proportion moindre de flux de subsurface, présente également la topographie la moins abrupte parmi les sous bassins versants de l'Hérault avec une pente moyenne de 0.10. A l'inverse, en suivant le même classement, les sous bassins versants à Laroque, la Terrisse et Valleraugue progressivement plus abrupts avec des pentes moyennes respectives de 0.14, 0.19 et 0.27, présentent des proportions de flux de subsurface progressivement plus conséquents. Ainsi le modèle simule une proportion des flux de subsurface corrélée positivement avec la topographie du bassin versant. Ce résultat physiquement intuitif n'est en fait pas nécessairement évident puisqu'aussi bien les écoulements de subsurface que les ruissellements sur les versants sont gouvernés par les propriétés topographiques du bassin versant.

La profondeur de sol, fixant l'épaisseur du compartiment supérieur de la colonne de sol dans lequel sont simulés les flux de subsurface, se présente naturellement comme une seconde propriété du bassin versant influençant les proportions de flux de subsurface. Les sols plus profonds du bassin de la Salz - d'une moyenne de 37 cm contre des épaisseurs de sol variables entre 22 et 27 cm sur le Gardon et l'Hérault - expliquent en effet les proportions de flux de subsurface significativement plus importantes sur ce bassin versant.

A noter également, que si les proportions C_{sub_all} sont corrélées avec les propriétés topographiques des bassins versants, ce n'est plus cas des proportions de flux de subsurface durant les forts débits (C_{sub_high}). En exemple, les proportions (C_{sub_high}) deviennent plus importantes sur le sous bassin de l'Hérault à Saint Laurent le Minier qu'à la Terrisse ou encore à Laroque. Les taux C_{sub_high} plus importants à Saint Laurent le Minier peuvent être expliqués comme une dépendance plus forte aux conditions de forçage et notamment à l'humidité initiale plus importante sur ce bassin versant, mais aussi à une dépendance à la calibration de C_z ; C_z étant calibré sur Saint Laurent le Miner à des valeurs en deçà de celles des autres sous bassins versants.

De manière générale, les proportions de flux de subsurface simulées sont importantes y compris pendant la crue. Elles ne sont pas incompatibles avec les mesures expérimentales réalisées sur un sous bassin versant de l'Ardèche (bassin de Valescure - 4 km^2, Braud et al. [2016]). Des tracés géochimiques ont permis sur ce bassin l'estimation des proportions des eaux dites "nouvelles", c'est-à-dire provenant des précipitations de l'événement d'étude, à l'opposé des eaux dîtes anciennes, c'est-à-dire présentes avant l'événement dans le sol ou dans le cours d'eau. L'étude a montré une proportion d'eau nouvelle de l'ordre de 20-30 % à l'échelle de la crue, et pouvant atteindre un taux de 80 % au moment du débit maximal.

Les proportions d'écoulements de subsurface dérivées de la modélisation ou à partir des mesures expérimentales sont toutefois différentes. Les proportions d'écoulements de subsurface issues du modèle concernent l'eau qui a transité à travers le sol, alors que les mesures expérimentales donnent une estimation de ce qui provient d'un stockage initial sur le bassin versant. Ainsi la proportion d'eau ancienne obtenue expérimentalement fournit une borne inférieure pour la proportion d'eau qui s'est écoulée à travers le sol au cours de l'événement. Les proportions de flux de subsurface aux plus forts débits de l'ordre de 40-60 % ne sont donc pas incompatibles avec une proportion d'eau ancienne a minima de 20 %.

Conclusion sur les proportions de flux de subsurface modélisées

Les proportions de flux de subsurface simulés à l'échelle de l'hydrogramme sont sensibles à la paramétrisation de la capacité d'infiltration (C_{kga}) et de la conductivité hydraulique latérale des sols (C_{kss}). Les contributions des flux de subsurface aux plus forts débits restent sensibles à la définition de C_{kss} mais le deviennent également à la profondeur de stockage de la zone altérée (C_z). En outre, les propriétés structurelles du modèle telles que la topographie et l'épaisseur du compartiment supérieur de la colonne de sol influencent les proportions de flux de subsurfaces simulées.

Du fait d'une calibration homogène d'un bassin versant à l'autre de C_{kss} et quasi homogène de C_{kga} (au moins sur l'Hérault et la Salz), les proportions C_{sub_all} sont tributaires essentiellement de la topographie - les pentes abruptes favorisant des proportions C_{sub_all} plus conséquentes - et de la profondeur pédologique des bassins versants. A l'inverse, la calibration de C_z et les conditions initiales de saturation influencent les proportions C_{sub_high} au moment des pics de crue.

5.3.3 Calibrations vraisemblables et processus hydrologiques modélisés

L'analyse de sensibilité a montré la corrélation des paramètres de calibration suggérant différents mécanismes d'écoulement plausibles pour un même bassin versant. On se propose ici de tester plusieurs jeux de paramètres considérés comme plausibles et de comparer les dynamiques de saturation et d'écoulements résultantes. L'objectif est de mettre en évidence les compensations possibles entre processus hydrologiques expliquant ainsi les corrélations entre paramètres et a fortiori les incertitudes de la paramétrisation malgré la calibration.

Sur chaque bassin versant, deux jeux de paramètres sont choisis parmi les 10 meilleurs simulations. Les jeux de paramètres testés sont présentés dans le tableau 5.3. Sur le Gardon, on s'intéresse à l'influence de C_{kga} car ce paramètre s'est montré uniquement sensible sur ce bassin versant, et plus particulièrement sur 2 des 3 stations hydrométriques étudiées. On compare ainsi une simulation du modèle obtenue en utilisant un jeu de paramètre plausible où C_{kga} est faible (G1) avec celle générée en utilisant un jeu de paramètre plausible où C_{kga} est relativement élevé (G2) (on reste dans

l'intervalle de confiance a posteriori du paramètre des trois stations). Sur l'Hérault, on s'intéresse aux différences obtenues entre les calibrations à Laroque et à Saint Laurent le Minier. On teste deux calibrations l'une représentative de la calibration de l'Hérault à Laroque (H1/H3), l'autre représentative de la calibration de la Vis à Saint Laurent le Minier (H2/H4). Enfin sur la Salz, on s'intéresse à l'influence du paramètre C_{kss}. On choisit ainsi parmi les 10 jeux de paramètres plausibles sur la Salz à Cassaignes, un jeu où C_{kss} est fixé à une valeur basse de l'intervalle de confiance a posteriori (S1) et un jeu où à l'inverse C_{kss} est fixé à une valeur haute de l'intervalle de confiance a posteriori (S2).

A noter que même si on tente de focaliser les comparaisons à l'influence d'un seul paramètre (C_{kga}, C_{kss}), les corrélations entre paramètres parmi les jeux vraisemblables empêchent la sélection de jeux de paramètres vraisemblables pour lesquels seul ce paramètre d'étude varie.

TABLEAU 5.3 – Configurations du modèle testées sur les trois bassins versants

Bassin versant	Configuration	C_z[m]	C_{kga}[-]	C_{kss}[-]	C_{d1}[-]	C_{d2}[-]
Le Gardon à Anduze	G1	1.01	2.45	16681	23.8	6.3
	G2	1.48	11.43	46253	36.1	5.8
L'Hérault à Laroque / Saint Laurent le Minier	H1/H3	0.55	8.29	44325	39.4	10.0
	H2/H4	0.42	12.75	46193	10.5	10.1
La Salz à Cassaignes	S1	0.20	8.50	23220	38.0	24.0
	S2	0.37	16.2	49690	38.0	24.0

Bassin de l'Hérault

On s'intéresse dans un premier temps à la comparaison des calibrations de l'Hérault à Laroque et à Saint Laurent le Minier. Les calibrations à ces deux stations sont équivalentes pour ce qui est des paramètres C_z, C_{kga} et C_{kss} mais diffèrent sur la sélection du coefficient de Manning en lit mineur. On s'intéresse à ce qu'implique la différence de calibration de C_{d1} sur ces deux bassins versants imbriqués. On compare les simulations obtenues avec les configurations H1/H3 et H2/H4 qui reflètent respectivement les calibrations à Laroque et à Saint Laurent le Minier et pour lesquels C_{d1} diffèrent d'un rapport 4.

Les figures 5.26 et 5.27 illustrent les simulations avec les 2 configurations respectivement à Laroque et à Saint Laurent le Minier sur l'exemple de 4 événements. Sont représentées, pour chaque simulation et à chaque station, les évolutions temporelles : a) des débits simulés et observés ; b) de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) des vitesses moyennes d'écoulement dans le sol ; d) des vitesses moyennes de ruissellement en surface sur les versants et enfin ; e) des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage.

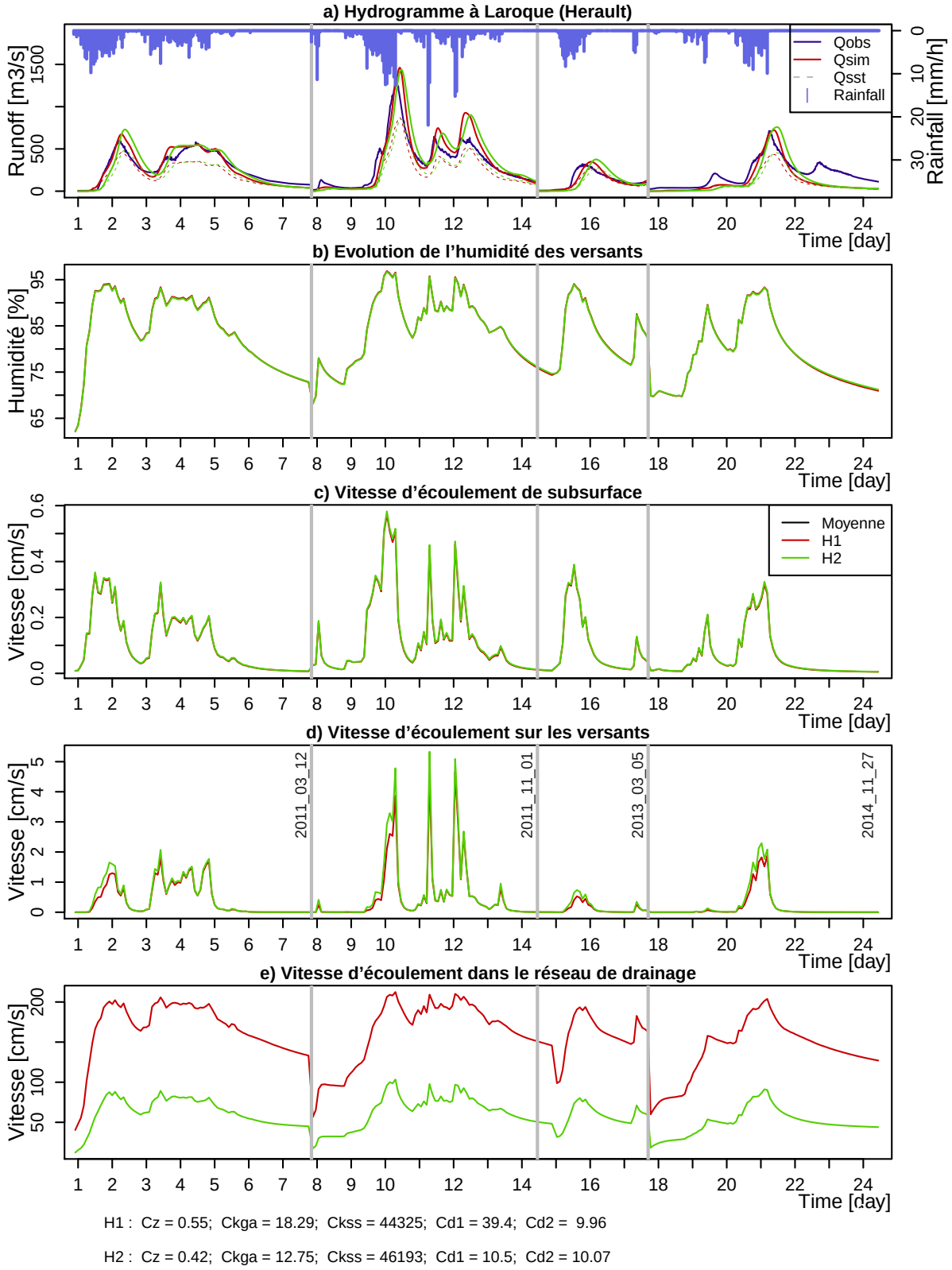

FIGURE 5.26 – Simulations sur le bassin versant de **l'Hérault à Laroque** à partir des configurations H1/H3 et H2/H4. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage.

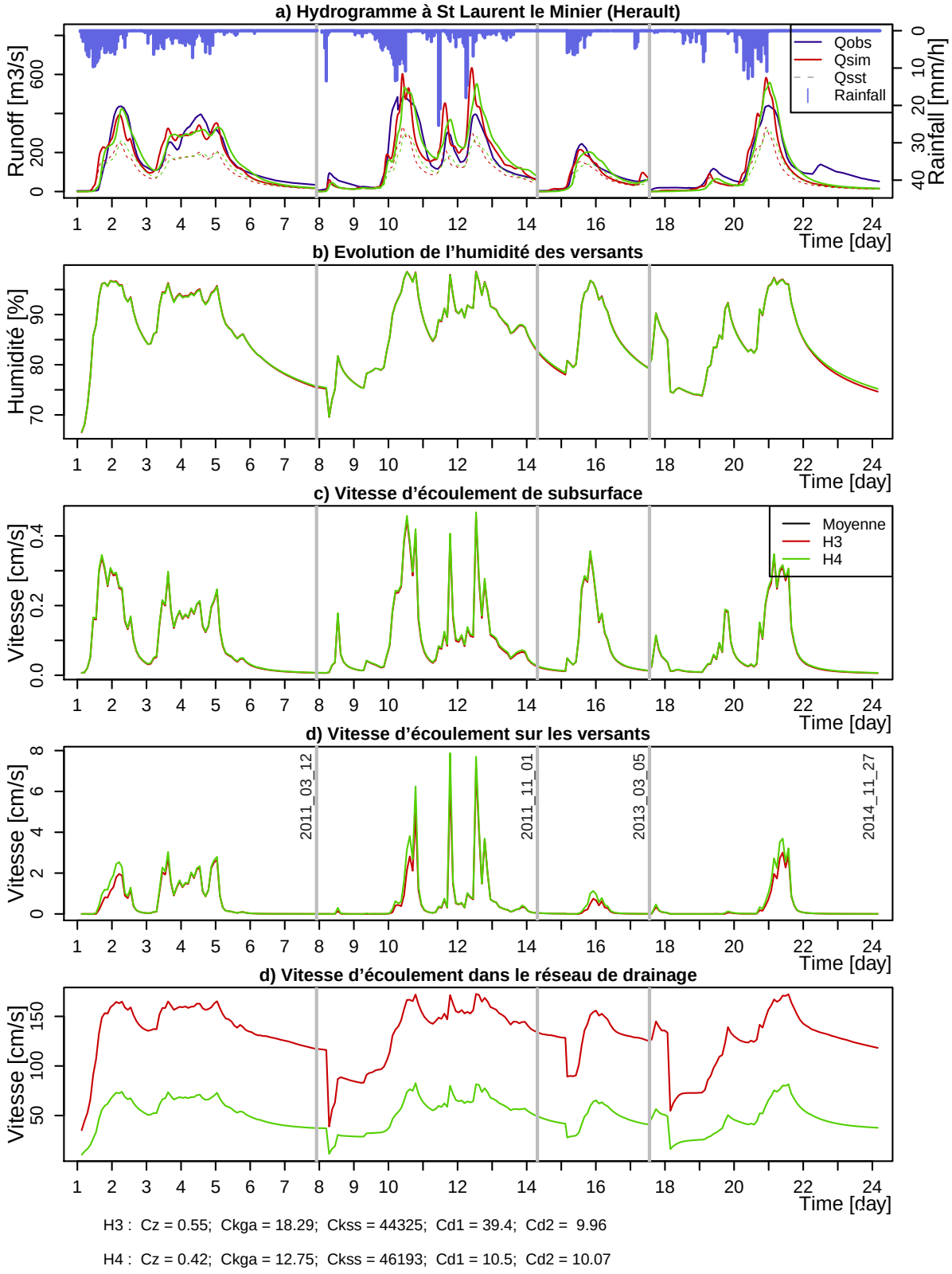

FIGURE 5.27 – Simulation sur le bassin versant de **l'Hérault à Saint Laurent le Minier** des hydrogrammes à partir des configurations H1/H3 et H2/H4. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage.

Les hydrogrammes de crue (figures 5.26 et 5.27 : fenêtre a)) représentent la partie visible des différences de paramétrisation lors de l'évaluation/calibration. On y observe aux deux stations un décalage temporel des pics de crue, d'en moyenne 2.3 h à Saint Laurent le Minier et 2.7 h à Laroque. Ce décalage résulte directement du coefficient de Manning en lit mineur 4 fois plus faible pour la configuration H2/H4. Les vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage sont en conséquence diminuées drastiquement comme l'illustrent les fenêtres e) des figures 5.26 et 5.27 : les moyennes des vitesses d'écoulement simulées dans le réseau de drainage varient d'un rapport 2 à 3 entre l'une et l'autre des configurations. Le rapport évolue au cours du temps, suivant l'amplitude du volume en transit, montrant le plus fort impact de C_{d1} sur le transfert de faibles volumes d'eau. On note également une différence d'amplitude des pics de crue, mais seulement à Saint Laurent le Minier. La configuration H2/H4 donne une estimation moindre des valeurs extrêmes de débit de l'ordre de 9 % vis-à-vis de la calibration H1/H3.

Les évolutions identiques de l'humidité du premier compartiment du sol et des vitesses résultantes reflètent les définitions similaires des propriétés de sol par les deux configurations. La capacité de stockage en profondeur C_z fixée à une valeur plus faible dans la configuration H2/H4 n'influe pas sur la dynamique de saturation, marquant la robustesse du modèle vis-à-vis de faibles variations de ce paramètre.

Sur les versants, on peut remarquer des différences entre les configurations et suivant le bassin versant d'observation. Comparant les deux configurations, on observe des ruissellements plus conséquents avec H2/H4. Les vitesses de ruissellement apparaissent fortement liées au pic de précipitation, suggérant l'influence de la capacité d'infiltration dans la génération des écoulements en surface. C_{kga} étant fixé à une plus faible valeur dans la configuration H2/H4, il résulte un ruissellement plus important. Si on compare maintenant les vitesses moyennes de ruissellement entre sous bassin versant, on remarque que l'amplitude des ruissellements est plus conséquente sur la partie amont de Saint Laurent le Minier. A noter que ces différences n'apparaissent pas significatives sur l'hydrogramme de crue. La montée de crue est même avancée pour la configuration H1/H3, marquant la prédominance de l'influence de C_{d1}.

Le fait que l'amplitude des pics de crue soit seulement diminuée à Saint Laurent le Minier marque une influence plus importante du coefficient C_{d1} dans la configuration H1/H3, en impliquant en plus d'un décalage temporel un étalement plus ou moins important des pics de crue. On ne retrouve pas cette particularité sur Laroque. Une explication possible réside dans les propriétés topographiques très hétérogènes du bassin versant à Laroque (cf figure 5.1) : il est constitué de deux sous bassins versants, l'un situé au nord, plus abrupt, et l'autre au sud-ouest, principalement constitué du sous bassin versant de Saint Laurent le Minier, beaucoup plus plat. Il en résulte un réseau hydrographique modélisé aux berges plus abruptes sur la partie nord-est (voir figure 5.28). A l'inverse le sous bassin de Saint Laurent le Minier est constitué d'un drain principal fortement encaissé, suggérant un impact plus important du coefficient de frottement en lit mineur.

Afin d'illustrer l'hétérogénéité spatiale des comportements hydrologiques du bassin de l'Hérault liée à ses propriétés physiographiques, on présente à la figure 5.29 un exemple des vitesses d'écoulement sur les versants et dans les drains, simulées à l'aide des deux configurations et cartographiées sur le bassin. Les vitesses visualisées correspondent aux vitesses simulées à l'instant T = 24 h après le début de simulation de l'événement du 12/03/2011.

Coté versant (figure 5.29), on observe que le ruissellement ne concerne que la partie amont de Saint Laurent le Minier. Cela s'explique par un sol majoritairement limono-silteux moins perméable que le reste du bassin versant limoneux voir limono-sableux. D'une configuration à une autre, le ruissellement est simplement amplifié mais il n'y a pas de changement de dynamique avec l'activation

de ruissellement sur d'autres mailles.

Coté drain, quel que soit l'instant d'observation ou la configuration simulée, on observe une forte variabilité des vitesses d'écoulement de manière corrélée avec le niveau d'encaissement des berges (figure 5.28) et la pente du drain. On observe en effet les vitesses les plus rapides sur le drain principal de Saint Laurent le Minier, là où la rivière est modélisée avec des berges abruptes, et sur la tête de bassin versant de l'Hérault, la où les pentes topographiques sont importantes.

Sur Saint Laurent le Minier, la corrélation des vitesses dans le réseau de drainage avec son niveau d'encaissement permet de simuler des vitesses faibles là où le réseau de drainage est plus développé. On peut noter en effet que le réseau de drainage dessiné par défaut dans MARINE dès que l'aire drainée est supérieure à 1 km^2 est représenté y compris dans la zone karstique là où aucune rivière n'est répertoriée dans la BD CarTHAgE®.[1] Les pentes des berges de ce réseau fictif calculé à partir de la topographie sont très faibles et en conséquence les vitesses simulées limitées.

En termes d'amplitude la configuration H1/H3 simule des vitesses particulièrement élevées : on observe en effet des maxima sur quelques cellules de l'ordre de 10 m/s. La configuration H2/H4 simule des vitesses plus raisonnables avec un maxima atteint de 4.5 m/s. La validité en termes de représentation physique de la configuration H1/H3 peut être remise en cause, en raison de ces vitesses élevées. Pourtant, les valeurs élevées de C_{d1} semblent nécessaires pour la calibration du timing de crue à Laroque. Plusieurs interprétations sont possibles :

— cela peut suggérer que la calibration de C_{d1} de manière uniforme n'est pas optimale en ce que les fonds de rivière présentent généralement une rugosité apparente plus faible en aval du bassin versant.

— cela peut suggérer un défaut dans la définition des pentes des berges auxquelles sont corrélées les vitesses. En l'occurrence, on peut s'apercevoir à Saint Laurent le Minier dans la partie encaissée, de méandres de tailles caractéristiques de 120 m. La résolution de calcul des pentes des berges est plus faible (75 m) mais reste du même ordre de grandeur. Cela peut nuire à la détection des transects et rendre le calcul des pentes moins représentatifs de la réalité.

— la difficulté de simuler correctement la partie amont de Valleraugue suggère la nécessité d'un rééquilibrage pour une bonne prévision en aval.

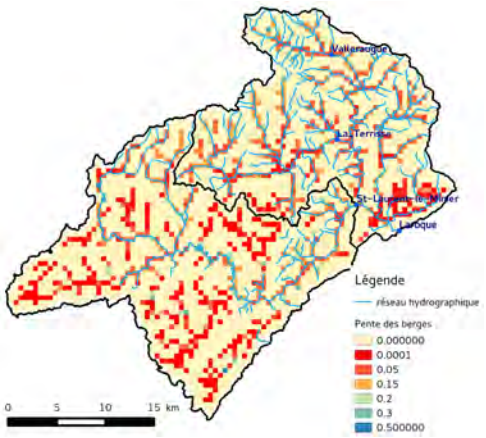

FIGURE 5.28 – Pente des berges du réseau hydrographique modélisé dans MARINE. Comparaison du réseau modélisé à celui répertorié dans la BD CarTHAgE®.

1. La BD CarTHAgE®(Base de Données sur la CARtographie THématique des AGences de l'eau et du ministère chargé de l'environnement) est la base de données complète du réseau hydrographique français. Elle est produite par les Agences de l'eau à partir de la base de données cartographiques BD CARTO®de l'IGN.

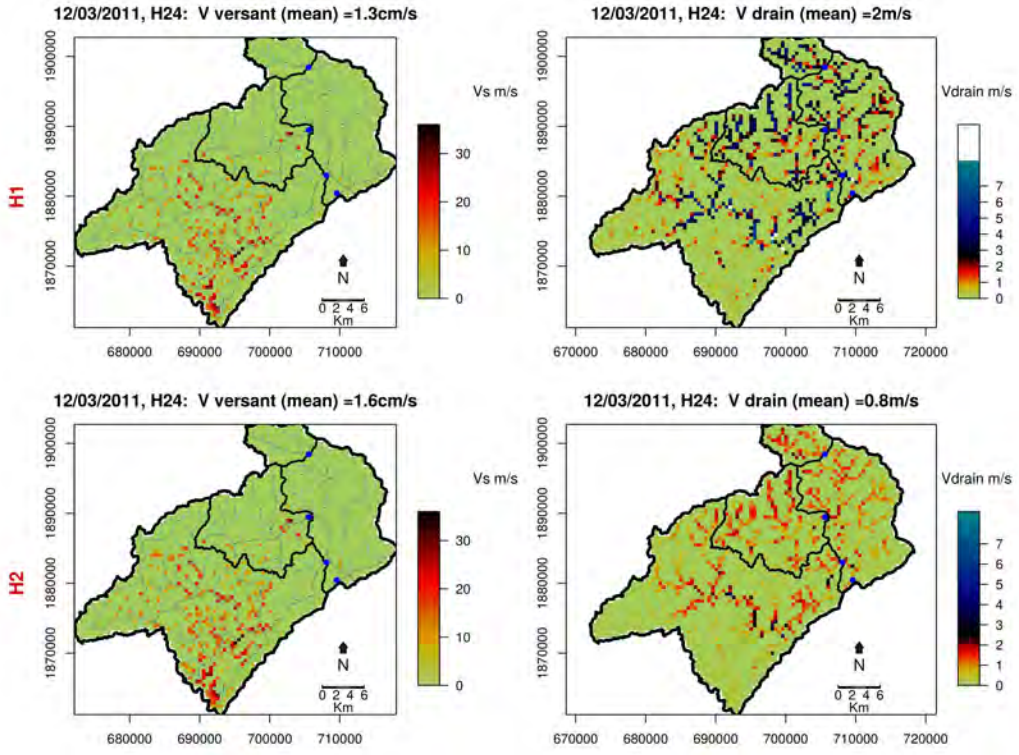

FIGURE 5.29 – Vitesses d'écoulement modélisées sur les versants (gauche [$cm.s^{-1}$]), et dans le réseau de drainage (droite [$cm.s^{-1}$]) de l'Hérault avec les configurations H1/H3 (haut) et H2/H4 (bas) 24 heures après le début de la simulation de l'événement du 12/03/2011 (Qobs(Laroque) = 576 $m^3.s^{-1}$).

Du fonctionnement hydraulique du bassin de l'Hérault, on peut retenir que les caractéristiques hétérogènes du réseau hydrographique ont permis de tester la capacité du modèle MARINE à intégrer ces hétérogénéités dans la mise en place des écoulements de surface. La variabilité des vitesses rencontrées s'accorde avec la topographie contrastée du bassin versant. Toutefois, les amplitudes des vitesses simulées peuvent être élevées vis-à-vis des ordres de grandeur observés, ce qui peut être dû une compensation nécessaire entre les processus modélisés ou bien à l'homogénéité spatiale des frottements imposés, à la modélisation des berges, ou encore à celle des processus d'écoulement sur les versants.

Bassin de la Salz

Sur la Salz, on s'intéresse plus particulièrement à l'impact du couple de deux paramètres fortement corrélés (C_z, C_{kss}). On choisit parmi les 10 meilleurs jeux de paramètres, deux configurations S1 et S2 pour lesquelles C_{kss} et C_z passent approximativement du simple (C_{kss} = 23220, C_z = 0.20) au double (C_{kss} = 49650, C_z = 0.37). Les deux configurations présentes également des coefficients C_{kga} différents (tableau 5.3). Les coefficients C_{d1} et C_{d2} sont imposés égaux afin de concentrer la comparaison aux mécanismes hydrologiques des versants. Comme sur l'Hérault, on applique les deux configurations sur 4 événements pris pour exemple à Cassaignes. La figure 5.30 montre l'évolution de la dynamique du bassin versant suivant la configuration appliquée.

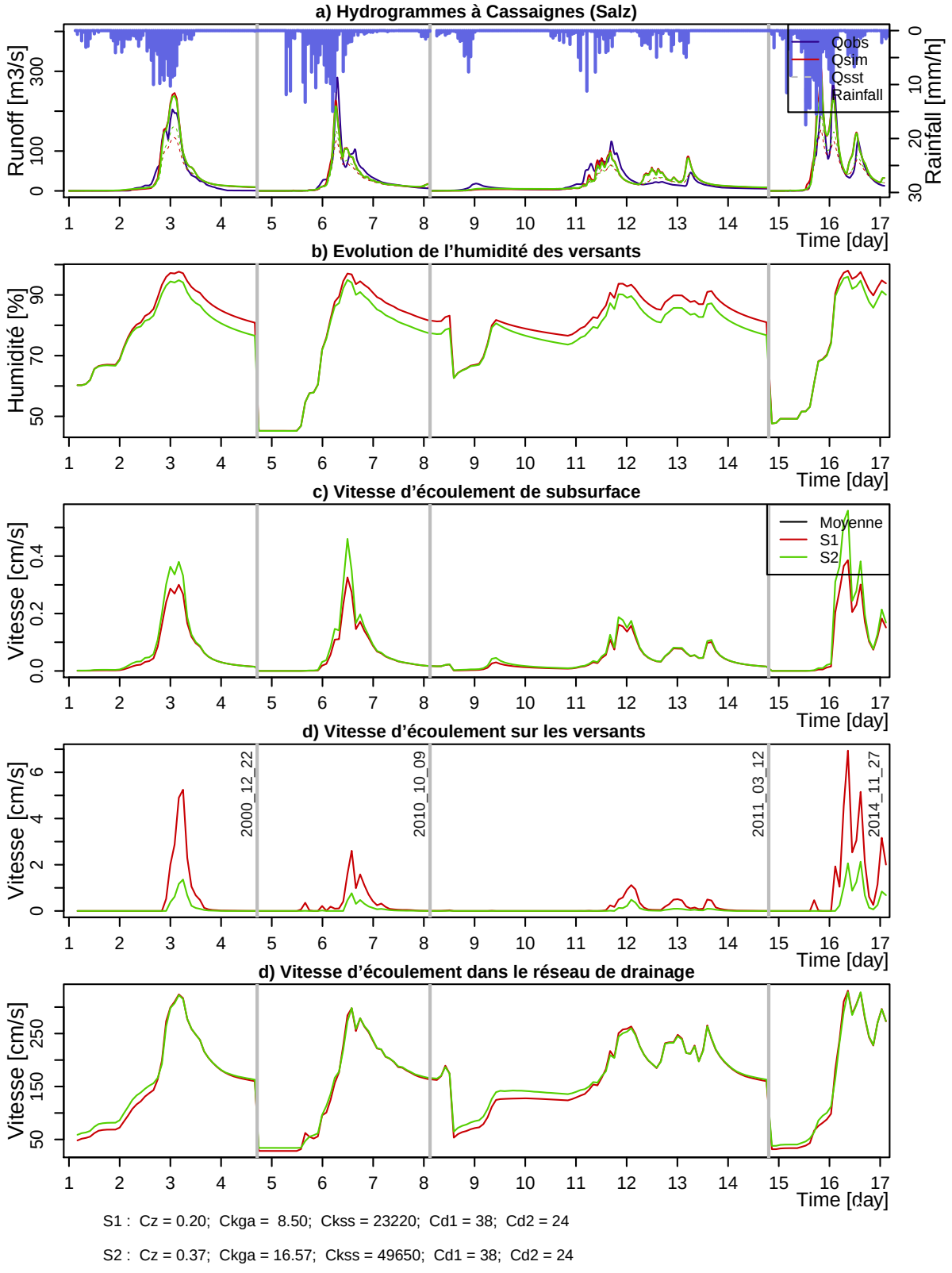

FIGURE 5.30 – Simulations sur le bassin versant de **la Salz à Cassaignes** à partir des configurations H1/H3 et H2/H4. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage.

Considérant tout d'abord les hydrogrammes de crue (figure 5.30, a)), on note une sensible différence pendant les montées et les hautes valeurs de débits. La configuration S1 semble donner une modélisation plus réactive du bassin versant, et d'amplitude plus grande. Une autre différence, plus nette cette fois ci, concerne les proportions de flux de subsurface. On passe d'une proportion de 70 % de flux de subsurface sur les 4 hydrogrammes simulés avec S1 à une proportion de 78 % avec S2.

En regardant les différents processus, on remarque l'apparition de ruissellement plus tôt et de manière plus importante avec la configuration S1. Cela concorde avec une augmentation plus rapide de l'humidité moyenne du premier compartiment de sol. La configuration S1 suggère l'apparition anticipée de ruissellement par dépassement de la capacité de stockage. Cela renvoie à calibration différente de C_z. En exemple la figure 5.31, montre les taux de saturation de la colonne de sol et les vitesses de ruissellement sur les versants à la cinquantième heure après le début de la modélisation de l'événement du 22/12/2000. On observe avec la configuration S1 un plus grand nombre de cellules totalement saturées aux alentours des drains, ce qui se retranscrit par l'apparition de ruissellement en surface de ces cellules.

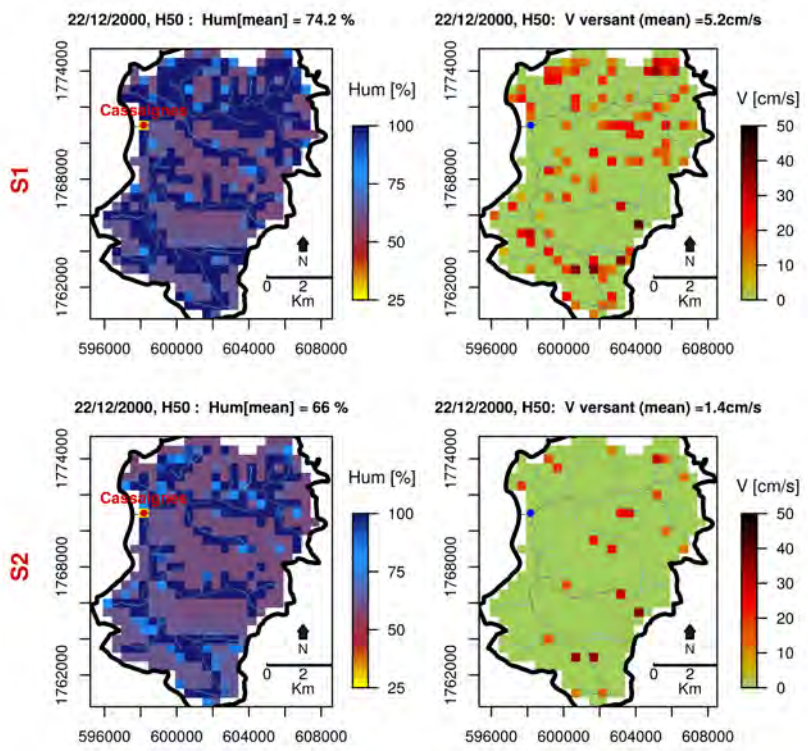

FIGURE 5.31 – Gauche : humidité de la colonne de sol [%] à la cinquantième heure après le début de simulation de l'événement du 22/12/2000. Droite : vitesses des ruissellements sur les versants au même instant. Résultat de modélisation pour les configurations S1 et S2.

Malgré une humidité plus élevée des sols pour un temps donné avec la configuration S1, les vitesses d'écoulement de subsurface sont environ 30 % plus faibles que celles simulées avec la configuration S2, pour laquelle C_{kss} est 2 fois plus élevé.

Puisque les coefficients de Manning sont imposés égaux, les différences de vitesses dans le réseau de drainage reflètent les différences de hauteurs d'eau simulées. On remarque que celles-ci sont dans un premier temps supérieures avec la configuration S2, marquant l'arrivée précoce d'eau ayant transité par le sol. A partir du moment où des ruissellements apparaissent, ils sont plus élevés avec la configuration S1. En conséquence, les vitesses d'écoulement et donc les hauteurs dans les drains

deviennent plus faibles avec S2.

Ainsi, les deux configurations montrent la compétition des mécanismes de ruissellement et d'écoulements latéraux dans le sol à l'échelle du versant. Assez logiquement, les ruissellements sont favorisés par une faible capacité de stockage et induisent une réponse plus soudaine du versant en début de crue. Cependant, à l'échelle du bassin versant, ces différences sont peu marquées dans la vision intégrée qu'offre l'exutoire. Seule la dynamique de la montée en crue est affectée, ce qui peut expliquer l'incertitude après calibration de la prévision de cette partie de l'hydrogramme, comme étant une résultante de l'incertitude dans les mécanismes de formation des écoulements.

Bassin du Gardon

Sur le Gardon, on s'intéresse au rôle de C_{kga}, car il apparaît uniquement sensible sur 2 des 3 stations de ce bassin versant. On teste deux configurations parmi les jeux vraisemblables, la première imposant une faible capacité d'infiltration, la seconde fixant une capacité d'infiltration modérée. Comme pour les analyses sur l'Hérault et sur la Salz, on compare les configurations à partir des évolutions des différents processus d'écoulement sur les versants et dans le réseau de drainage (figure 5.32) sur la simulation de 4 événements.

Les hydrogrammes de crue simulés à Anduze sont très similaires hormis pour l'événement du 16 septembre 2014. Pour ce dernier, on observe une meilleure simulation du pic de crue avec la configuration G1. La limitation de l'infiltration permet de bien représenter le pic de crue, alors qu'une perméabilité modérée des sols fait que la modélisation sous estime de plus de 50 % le pic de crue. Le modèle est particulièrement sensible sur cet événement de début d'automne pour lequel l'humidité initiale est faible.

Même si les hydrogrammes de crue sont globalement similaires, on note une différence conséquente dans la proportion de flux de subsurface. La configuration G2 pour lequel C_{kss} est fixé à une valeur trois fois plus grande montre un proportion de 76 % du volume des hydrogrammes ayant transité en dans le sol, contre 55 % avec la configuration G1. Comme sur la Salz, cela renvoie aux vitesses d'écoulements plus importantes dans le sol imposées par la valeur de C_{kss}.

Au vue des vitesses d'écoulement, la configuration G1 privilégie - logiquement du fait de la calibration de C_{kga} - la génération plus importante de ruissellement. Ceci est compensé par des flux moins importants transitant dans le sol, du fait d'une humidité moindre du sol et de la calibration de C_{kss}. G1 privilégiant le ruissellement, l'arrivée plus rapide de contributions des versants est compensée par un transfert plus lent à l'exutoire imposé par la calibration de C_{d1}. Les deux configurations sont ainsi caractéristiques de différentes répartitions des flux admissibles sur les versants et de leur compensation par un contrôle plus ou moins important des vitesses de transfert à l'exutoire dans le réseau de drainage.

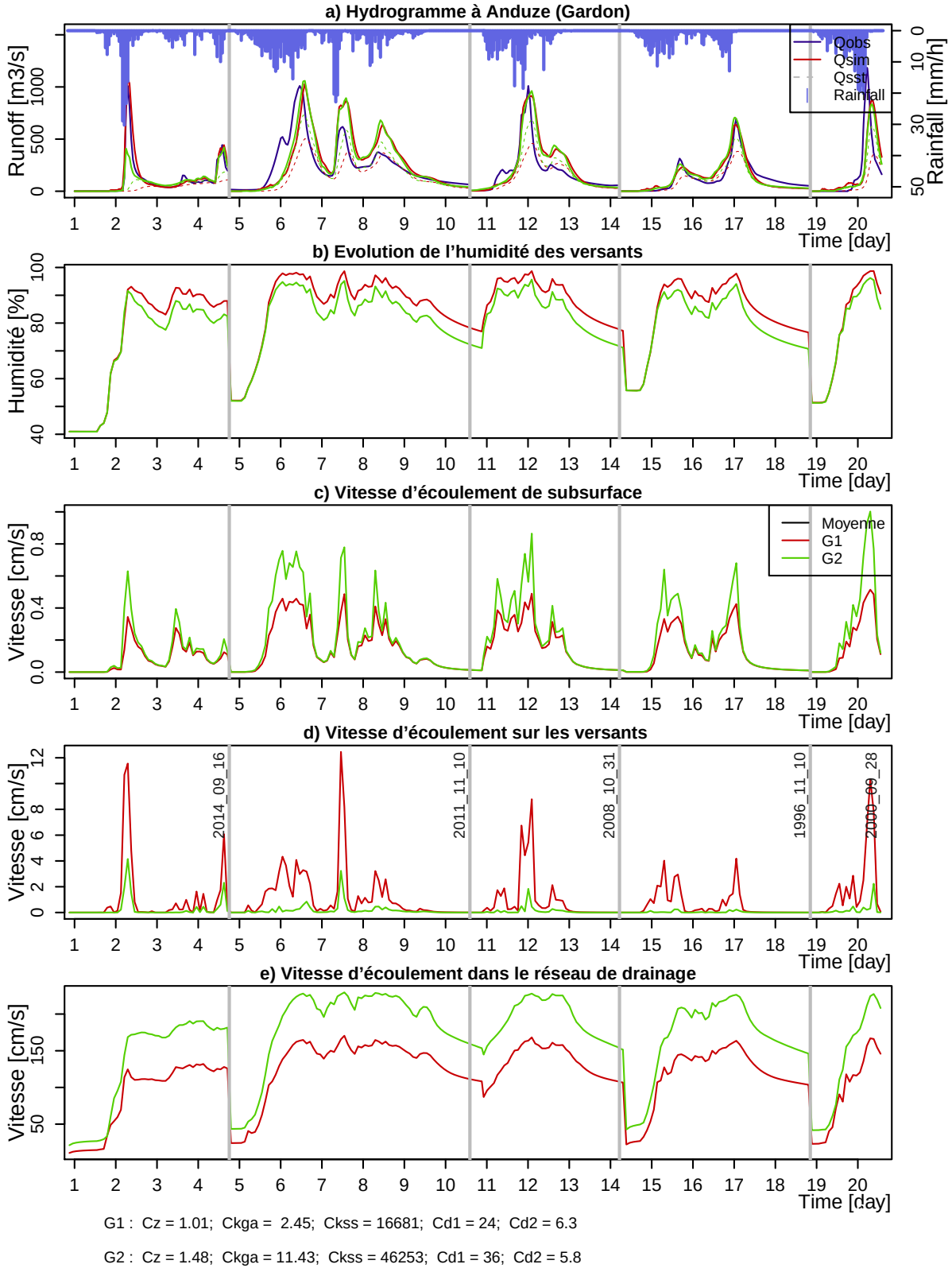

FIGURE 5.32 – Simulations sur le bassin versant de **le Gardon à Anduze** à partir des configurations G1 et G2. a) Evolution du débit simulé à l'exutoire ; b) évolution de l'humidité moyenne du compartiment supérieur de la colonne de sol ; c) évolution de la vitesse moyenne d'écoulement dans le sol ; d) évolution de la vitesse moyenne de ruissellement sur les versants ; e) évolution des vitesses d'écoulement dans le réseau de drainage.

On illustre ce propos à travers les sorties spatialisées de l'humidité de la première couche de sol, des vitesses en surface et en subsurface, à 3 instants successifs de l'événement du 16 septembre 2014 (figures 5.33, 5.34, 5.35). Au bout de 28 heures, lors des pluies intenses (en moyenne sur le bassin versant 30 mm/h), G1 occasionne la création de ruissellement en surface (figure 5.35). A l'inverse avec la configuration G2 c'est le sol qui se sature assez rapidement (figure 5.33). Il en résulte des flux de subsurface générés par ces premières pluies intenses (figure 5.34). A 30 heures, l'eau restée en surface avec G1 a en partie ruisselé et s'est également infiltrée : le niveau de saturation simulé rattrape celui de G2. A noter que les pluies, qui sont à cet instant situées à l'extrême aval, restent de nouveau en surface. Avec la configuration G2, la partie saturée à 28 heures ne l'est plus à 30 heures, du fait d'une évacuation rapide permise par des flux de subsurface conséquents. Dès 32 heures, on observe une uniformisation de l'humidité sur le bassin versant avec la configuration G2, tandis qu'avec G1 la localisation du forçage est encore apparente à travers la cartographie de l'humidité du bassin versant.

La figure 5.34 est par ailleurs illustrative des vitesses des écoulements simulés dans le sol avec des configurations vraisemblables. On note une forte hétérogénéité spatiale en lien avec la saturation localisée du sol. L'hétérogénéité spatiale des flux est d'autant plus amplifiée car la relation avec le taux de saturation est exponentielle. Les valeurs hautes sont supposées caractériser les vitesses d'écoulement dans les chemins préférentiels. On note ainsi à l'instant critique (H = 30 heures), des vitesses représentatives des flux de subsurface comprises dans l'intervalle [0.74 , 1.71] cm/s (respectivement [1.32 , 3.45] cm/s) avec la configuration G1 (respectivement G2), d'après les 95th centiles et les maxima simulés à partir de chaque configuration. Ces ordres de grandeurs apparaissent quelque peu importants. Les valeurs expérimentales donnent le centimètre par seconde comme borne supérieure (cf. chapitre 2), ce qui n'est pas incompatible aux valeurs simulées avec G1. La comparaison entre mesures expérimentales et simulations reste toutefois limitée par les échelles spatiales d'observations. Notamment, la résolution spatiale du maillage de 500 m pourrait même laisser croire à des vitesses simulées inférieures du fait de l'intégration des flux à l'échelle de la maille, alors que les mesures sont issues d'observations relativement plus localisées.

Finalement, la visualisation détaillée de calibrations vraisemblables sur le Gardon et la Salz montre les compensations possibles entre génération de ruissellement et génération d'écoulement de subsurface. Ces compensations concordent avec les corrélations relevées entre paramètres vraisemblables. Les corrélations et compensations corroborent logiquement l'incertitude des paramètres a posteriori et posent les limites d'une interprétation de la calibration sans une connaissance approfondie de la situation in situ. Les divergences de modélisation relevées, notamment dans la dynamique de saturation et dans les ordres de grandeur de vitesses simulées, peuvent fournir des pistes à même de guider des travaux in situ futurs.

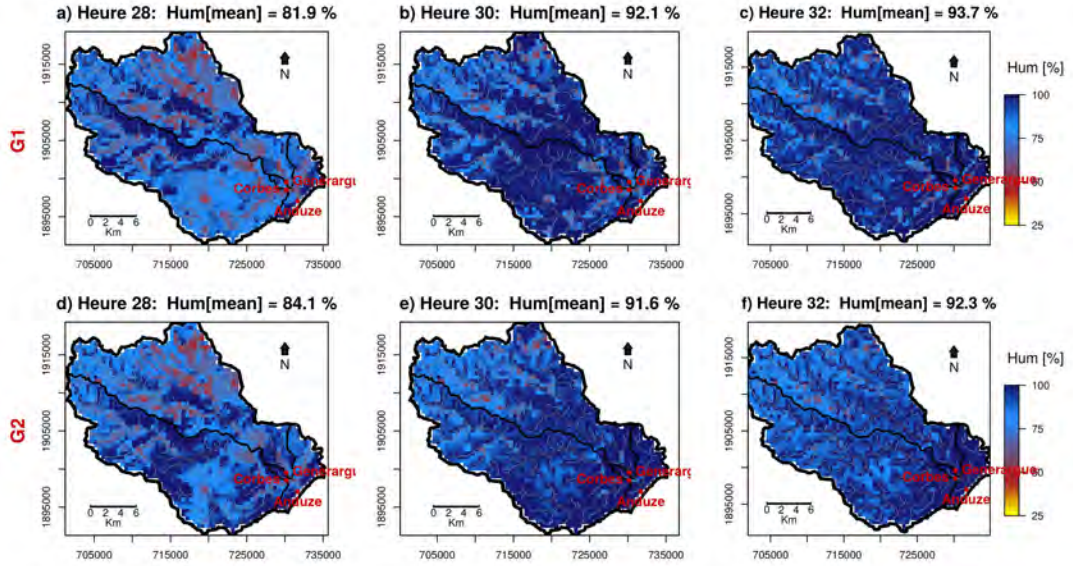

FIGURE 5.33 – Humidités de la première couche de sol du Gardon simulées avec les configurations G1 et G2 pour l'événement du 16/09/2014 : à gauche) 28 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 6.5 $m^3.s^{-1}$) ; au centre 30 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 700 $m^3.s^{-1}$) ; à droite) 32 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 817 $m^3.s^{-1}$).

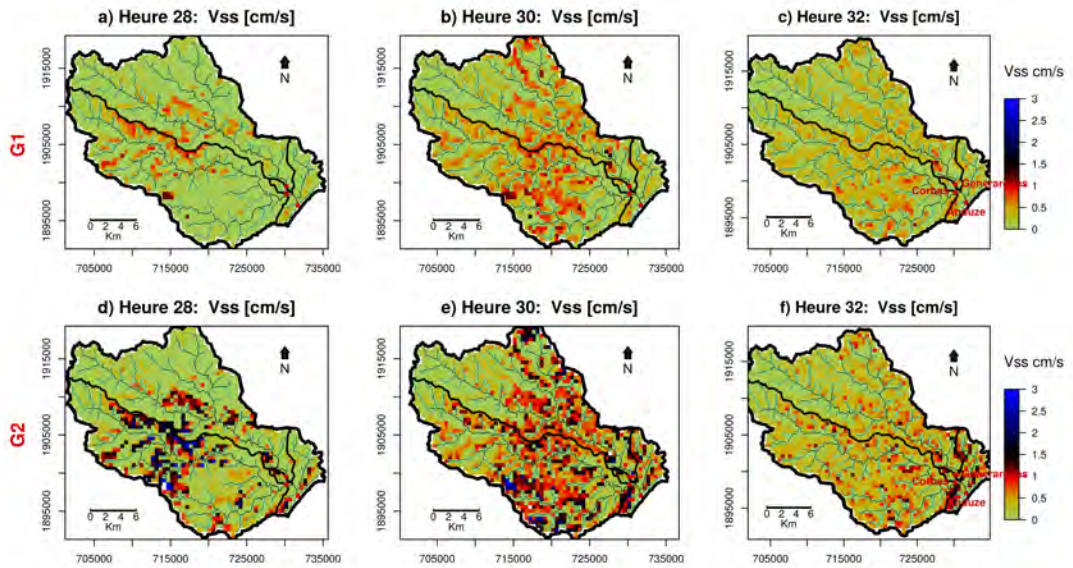

FIGURE 5.34 – Vitesses des écoulements de subsurface sur le Gardon simulées avec les configurations G1 et G2 pour l'événement du 16/09/2014 : à gauche) 28 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 6.5 $m^3.s^{-1}$) ; au centre 30 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 700 $m^3.s^{-1}$) ; à droite) 32 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 817 $m^3.s^{-1}$).

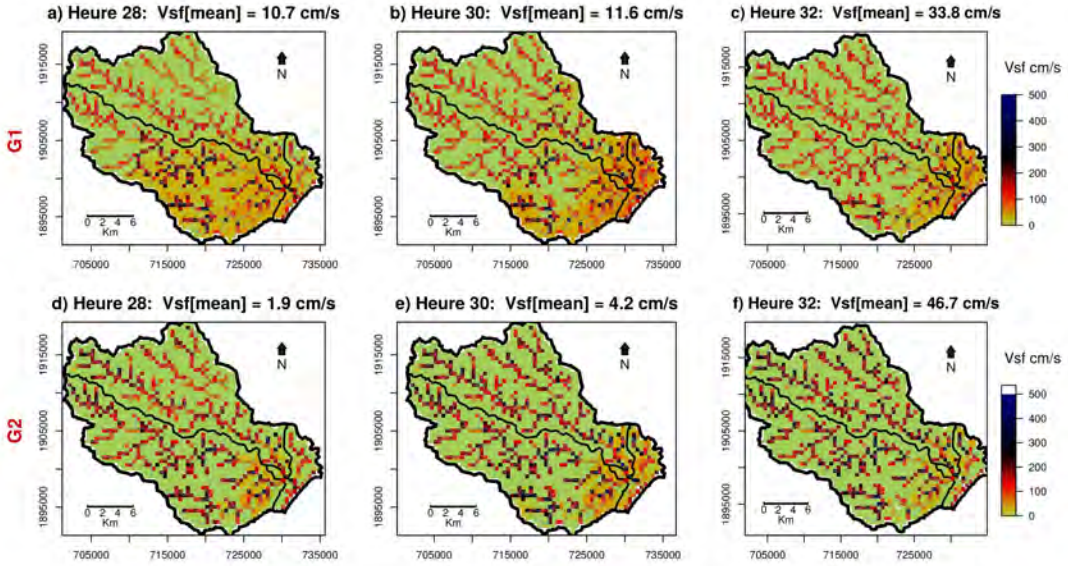

FIGURE 5.35 – Vitesses d'écoulement en surface sur le Gardon simulées avec les configurations G1 et G2 pour l'événement du 16/09/2014 : à gauche) 28 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 6.5 $m^3.s^{-1}$) ; au centre 30 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 700 $m^3.s^{-1}$) ; à droite) 32 heures après le début de la simulation (Qobs(Anduze) = 817 $m^3.s^{-1}$).

Conclusion sur l'analyse des processus des configurations vraisemblables

L'analyse de quelques comportements hydrologiques suggérés par les configurations vraisemblables du modèle explique la corrélation des jeux de paramètre plausibles, parce qu'ils autorisent alors des effets compensatoires entre les différents processus modélisés. Plus particulièrement, ils permettent l'ajustement des vitesses d'écoulement des différents processus pour un transfert à l'exutoire adéquat, malgré des proportions distinctes de chaque cheminement. Ainsi, si les ruissellements simulés sont moins importants sur les versants, ils sont compensés par des écoulements de subsurface plus rapides. De la même manière, le temps de transfert depuis les versants jusqu'au drain peut être compensé par l'ajustement du transfert dans les drains jusqu'à l'exutoire via les rugosités C_{d1} et C_{d2}.

Les configurations vraisemblables, présentant pourtant des réponses également satisfaisantes à l'exutoire, se distinguent ainsi par les ordres de grandeur des vitesses simulées, principalement dans le réseau hydraulique mais aussi dans le sol. De par la connaissance des valeurs expérimentales, il semble que les configurations simulant d'importantes contributions de flux de subsurface, sont moins représentatives des écoulements réels, car elles sont associées à des vitesses d'écoulement trop élevées aussi bien dans le réseau de drainage qu'à travers le sol.

Finalement, l'analyse illustre le problème d'équifinalité dans le calage du modèle, difficulté liée à une compensation entre les différents processus pour aboutir à des résultats équivalents à l'exutoire. L'utilisation systématique de mesures in situ et/ou de télédétection, qui offrent souvent l'avantage d'être spatialisées, peut constituer un apport crucial dans l'évaluation de la pertinence des processus d'écoulements simulés.

5.4 Généralisation des résultats de modélisation sur l'arc méditerranéen

On présente ici succinctement les résultats obtenus sur d'autres bassins versants de l'étude, afin de confirmer ou nuancer les propos tenus sur l'analyse des bassins versants de l'Hérault, du Gardon et de la Salz. La figure 5.36 présente les résultats de calibration pour l'ensemble des bassins versants, tandis que la figure 5.38 affiche les proportions de flux de subsurface simulées lors des crues.

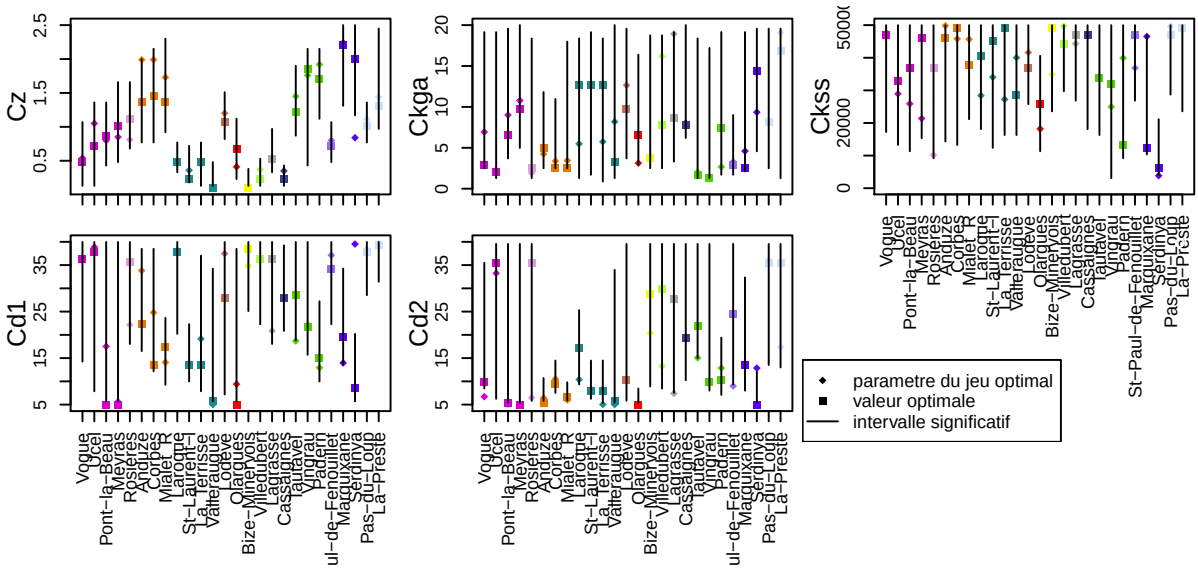

FIGURE 5.36 – Intervalles de confiance a posteriori des paramètres de modélisation pour les 26 bassins versants de l'étude

Parmi les paramètres, C_z, C_{kss}, C_{d1} apparaissent comme mieux définis après calibration, par des intervalles de confiance restreints, suggérant une caractérisation du fonctionnement des bassins versants via ces paramètres.

C_z donne un estimation des capacités de stockage du substratum. Elles peuvent être comparées à celles obtenues à partir des bilans de masses effectués sur les événements de crues éclair au chapitre 2. La figure 5.37 synthétise les résultats de ces bilans sous la forme d'une hauteur d'eau comparable à C_z. On note des valeurs de C_z globalement plus élevées que les estimations faites à partir des bilans de masse. En cause, le caractère localisé de la dynamique de saturation sol, pris en compte dans l'estimation de C_z via la première couche de sol et non par le bilan de masse. Ce dernier reflète en effet une estimation basse de la capacité de stockage, par intégration spatiale des volumes d'eau stockés.

De manière générale, on observe une capacité de stockage moindre des socles sédimentaires et calcaires avec une profondeur de roches altérées variable entre 0 et 1 m, contre un C_z variant entre 0.5 et 2.5 pour les socles granitiques ou basaltiques. On note toutefois quelques exceptions : les bassins sédimentaires de La Lergue (à Lodève) et du Verdouble (à Tautavel, Vingrau et Padern), montrent des capacités de stockages élevées. Pour le premier, la calibration de C_z semble liée à une humidité initiale particulièrement élevée sur ce bassin versant (Fig. 5.37), qui semble alors induire un biais dans la comparaison de la paramétrisation a posteriori de C_z. Toutefois, les performances de modélisation sur ce bassin versant sont assez médiocres en termes de NSE et de Qmed_INT (cf. §5.2.3) : l'interprétation de la paramétrisation résultante reste donc limitée. Pour le bassin du Verdouble, l'humidité est également plus importante, mais elle ne peut expliquer à elle seule les fortes valeurs de C_z. La calibration des paramètres pour ce bassin semble plutôt indiquer un comportement singulier puisque la calibration de C_{kss} apparaît particulière également avec des valeurs relativement basses vis-à-vis des

autres bassins versants sédimentaires.

Sur un même bassin versant, on observe des variations de la calibration de C_z par sous bassin versant. Sur l'Ardèche (Stations hydrométriques de Vögue, d'Ucel, de Pont de la Beaume et de Meyras), on note une profondeur de roches altérées actives plus élevée en amont, sur les têtes de bassin versant. C'est aussi le cas dans une moindre mesure sur le Gardon (Anduze, Corbès et Mialet-R), sur le Verdouble (Tautavel, Vingrau et Padern) et sur le Tech (Pas-du-Loup et la Preste). Sur l'Ardèche et sur le Gardon, on peut l'expliquer comme correspondant à un changement de nature géologique des bassins entre l'amont et l'aval. Cette explication ne tient cependant pas pour expliquer les différences de C_z entre Meyras et Pont de la Beaume sur l'Ardèche, ni celles rencontrées sur le Verdouble.

L'étude de la paramétrisation des roches altérées sur l'ensemble des bassins versants souligne ainsi l'hétérogénéité des capacités de stockage en profondeur de la zone d'étude, mais aussi montre les limites quant à son estimation uniforme en ce que les profondeurs apparaissent variables à l'échelle de la centaine de km^2.

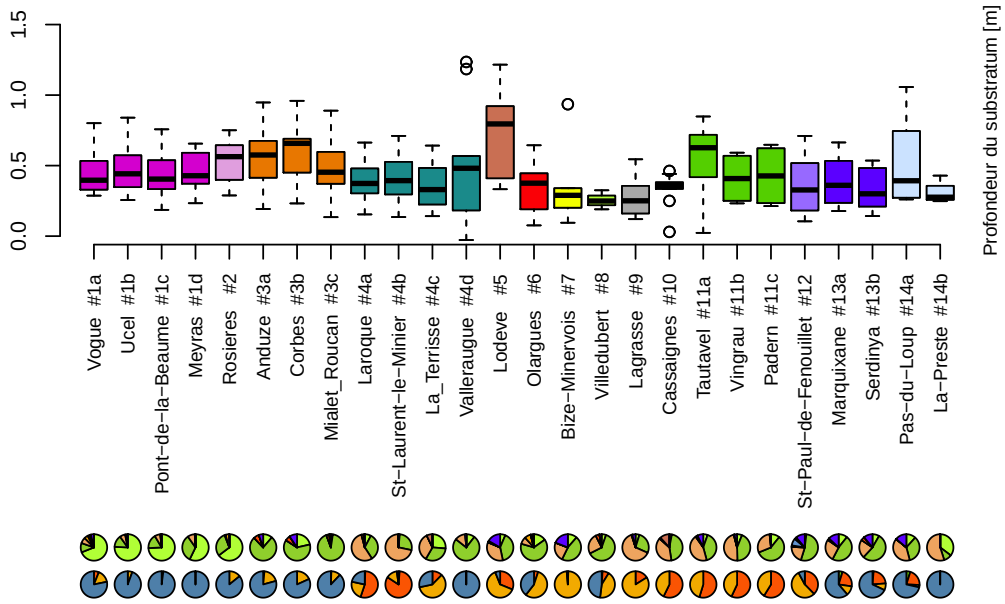

FIGURE 5.37 – Estimation des profondeurs de roches altérées à partir de bilans de masse sur les événements de crues éclair (cf. chapitre 2, §2.2.2). Bas : Diagrammes camemberts représentant respectivement les caractéristiques pédologique et géologique de chaque bassin versant selon la légende indiquée à la figure 2.11.

Les valeurs plausibles de C_{kss} sont situées dans la partie haute de l'intervalle a priori pour l'ensemble des bassins versants, excepté pour la Têt (Marquixanes et Serdinya), le Verdouble et le Jaur (Olargues), suggérant que ces intervalles a priori, choisis pour une représentation physique vraisemblable, contraignent trop fortement les modélisations possibles. Concernant les exceptions, les faibles valeurs de C_{kss} sur la Têt peuvent être reliées aux faibles coefficients de ruissellement observés (respectivement 12 % ±5% et 16 % ±5% à Serdinya et à Marquixanes, ce bassin se caractérisant ainsi par des réponses hydrologiques fortement atténuées.

La calibration des frottements dans le réseau de drainage contraint - et caractérise de ce fait - la modélisation des écoulements de surface en rivière sur chaque bassin versant. La tendance à des frottements plus importants en amont des bassins se confirme. On peut noter également une calibra-

tion de C_{d1} à des valeurs élevées pour les bassins à socle sédimentaire de la Cesse (Bize-Minervois), de l'Orbiel (Villedubert), de l'Orbieu(Lagrasse) et de l'Agly (Saint Paul de Fenouillet). Les calibrations de ces bassins versants suggèrent globalement des transfert rapides avec peu de stockage en profondeur, des écoulements peu ralentis dans le réseau de drainage et au niveau des versants (flux de subsurfaces contrôlés par une conductivité élevée du sol (C_{kss}).

Concernant la capacité d'infiltration C_{kga}, on note seulement sur le bassin de l'Agly (Saint Paul de Fenouillet), une limitation particulière pour une bonne reproduction du fonctionnement hydrologique. Elle coïncide avec la présence également singulière de zones argileuses et silteuses de superficies non négligeables sur ce bassin. De manière générale, on note de larges incertitudes de la définition a posteriori de C_{kga}, stipulant un faible impact du contrôle de l'infiltration, et par conséquent induisant une formation des ruissellements essentiellement pas excès de saturation. Les estimations des conductivités hydrauliques via la fonction de pédo-transfert de Rawls and Brakensiek (cf. tableau 3.1) semblent ainsi suffisantes pour traduire les quelques limitations de l'infiltration rencontrées sur les sols silteux ou argilo-silteux du Gardon et de l'Agly. L'infiltration sur les bassins versants de la zone d'étude peuvent ainsi être caractériser de manière homogène par un coefficient multiplicateur C_{kga} compris entre 5 et 10, permettant à la fois de réévaluer une globale sous-estimation des conductivités hydrauliques obtenues via les propriétés texturales et de modéliser la limitation de l'infiltration dans les rares cas nécessaires où des pluies d'intensités extrêmes tombent sur les sols peu conducteurs.

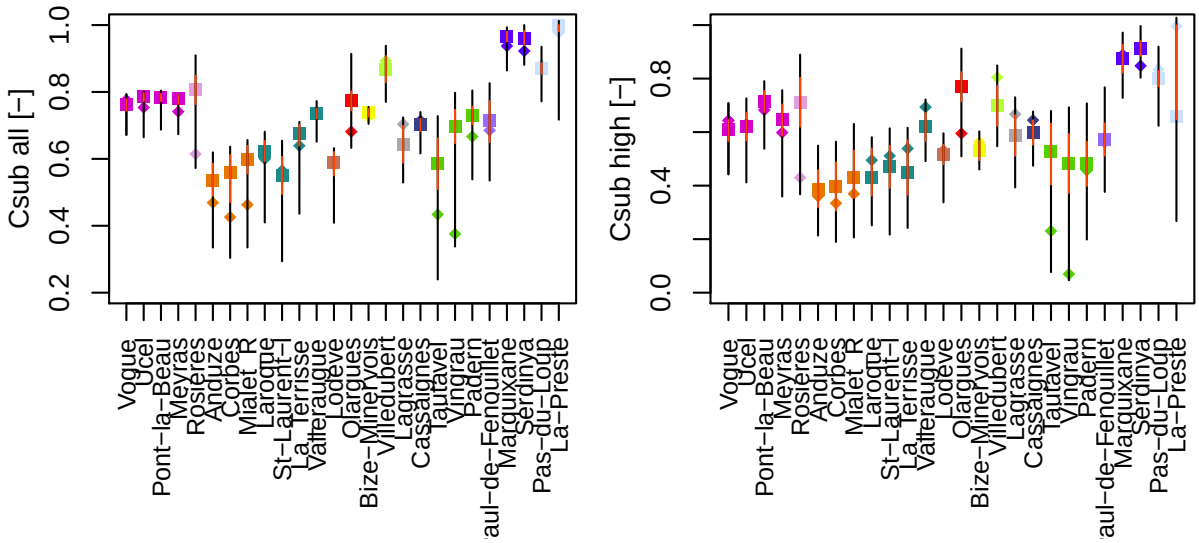

FIGURE 5.38 – Proportions des flux de subsurface lors de la modélisation des crues sur les 26 bassins versants de l'étude. En haut : participant à l'hydrogramme de crue globale ; en bas : participants aux forts débits.

Concernant les proportions de flux de subsurface, on les retrouve illustratives en premier lieu des caractéristiques physiographiques des bassins versants. Les bassins versants des Pyrénées Orientales, caractérisés par les pentes les plus élevées de la zone d'étude (pente moyenne variable entre 0.23 et 0.27) et les sols les plus profonds (hormis l'Ardèche) se distinguent par des écoulements transitant quasi exclusivement par le sol. Les bassins du Vivarais (de l'Ardèche et de la Beaume) suivent également cette logique avec des proportions conséquentes de flux de subsurface (entre 70 et 80 % des volumes des hydrogrammes) corrélant avec leur sol profond et leur topographie abrupte. Les bassins versants de la Lergue et l'Orbiel font figures d'exception puisque les fortes proportions de flux de subsurface sur ces bassins versants ne reflètent pas les pentes relativement douces de ces bassins. Les autres bassins versants sédimentaires et calcaires des Corbières et des Montagnes Noires présentent des taux de flux de subsurface participant aux débits forts peu variable avec un écart type de ±5%, et homogènes entre eux puisqu'on obtient des estimations de participation variant entre 53 % et 61

%. Le bassin du Verdouble fait ici encore figure exception et présente un comportement modélisé proche de celui du Gardon et de l'Hérault, avec des proportions de flux de subsurface moindres.

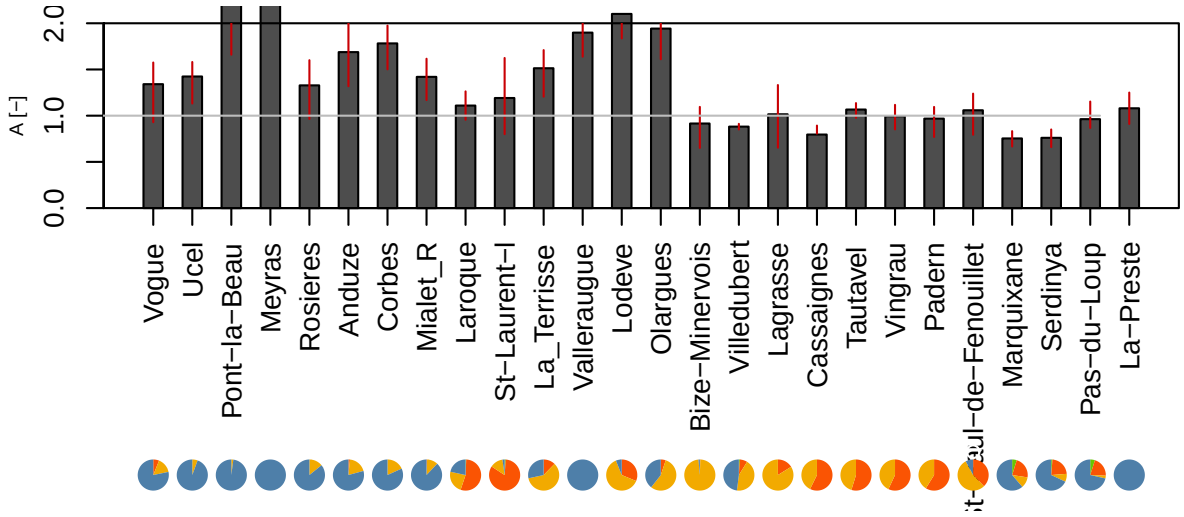

FIGURE 5.39 – Score A (équation 5.5) évaluant la modélisation des récessions de crue pour les 26 bassins versants de l'étude.A > 1 signifie que la décharge modélisée est plus rapide ; inversement A < 1 indique la simulation d'une récession plus lente que celle observée.

S'intéressant plus particulièrement à la modélisation des récessions, comme indicateur de la bonne reproduction des écoulements dans le sol et les roches altérées, on présente à la figure 5.39 le score A (équation 5.5) pour les 26 bassins versants de l'étude. L'étude sur les bassins versants du Gardon, de l'Hérault et de la Salz avait montré le déficit des contributions provenant des horizons profonds pour la modélisation de la décrue de bassins versants en partie ou majoritairement granitiques. Ce résultat tend à se confirmer par les modélisations des bassins versants de l'Ardèche et de la Beaume, pour lesquels la récession des hydrogrammes est surestimée. A l'inverse les bassins granitiques des Pyrénées Orientales (bassins versants de la Têt à Serdinya et à Marquixanes et du Tech à La-Preste ou Pas du Loup) ne présentent pas ce défaut de contribution et remettent potentiellement en cause une hypothèse de flux transitant dans les roches granitiques altérées systématiques. Les sur- ou sous-estimation des vitesses de récession semblent finalement refléter les comportements globaux des rivières (cf figure 2.10) : lorsque la rivière possède un module faible, la récession est bien reproduite voir sous estimée : c'est le cas pour les bassins versants des Pyrénées Orientales, des Corbières et des Montagnes Noires ; à l'inverse lorsque le module de la rivière est élevée - c'est à dire lorsqu'il dépasse 0.02 $m^3.s^{-1}.km^{-2}$ - le modèle tend à une surestimation de la décrue, en faisant l'hypothèse d'une contribution de nappe négligeable : c'est le cas pour les bassins versants des Cévennes et du Vivarais. Les bassins versants de la Lergue et du Jaur ne confirment pas cette règle, mais sont toutefois sujets à caution au vue des performances moyennes de simulation sur ces bassins versants. Ainsi les bassins versants sédimentaires et calcaires ne présentent pas de déficit en termes de contributions souterraines significatives, parce qu'ils se caractérisent justement par de faibles débits de base, caractéristiques d'une perméabilité faible du socle, à l'instar de la Têt.

Le régime soutenu en fin de crue sur les bassins versants granitiques des Cévennes et du Vivarais est plus particulièrement visible lorsque le bassin versant est relativement humide. Les modélisations de 4 événements sur l'Ardèche à Vogüe aux conditions d'humidité initiale contrastées, illustrent ce propos (figure 5.40). Les récessions des événements du 17/09/2014 et du 20/10/2008, se présentant sur des sols initialement secs sont bien reproduites, contrairement aux événements du 08/10/2014 et du 30/10/2008, pour lesquels les fortes teneurs en eau initiales se reflètent dans une décrue soutenue (lente) des hydrogrammes observés mais non reproduite par le modèle. Ceci témoigne et appuie la

contribution plus ou moins importante, liée à son niveau de recharge, d'une nappe profonde. Cet apport fluctuant des horizons souterrains, formule une hypothèse quant à l'incertitude à la calibration de C_z sur l'Ardèche. La modélisation telle qu'elle, sans modélisation des contributions souterraines, nécessite une capacité de stockage variable pour compenser le défaut de modélisation par saturation complète de la colonne de sol.

Finalement, le défaut de modélisation des flux souterrains met en évidence la contribution significative des compartiments souterrains sur les bassins versants présentant un régime hydrologique de base soutenu, c'est à dire un module annuel spécifique élevé. Il appuie également sur la dépendance logique de ces contributions au niveau de recharge, laissant sous entendre une forte variabilité événementielle de ces apports.

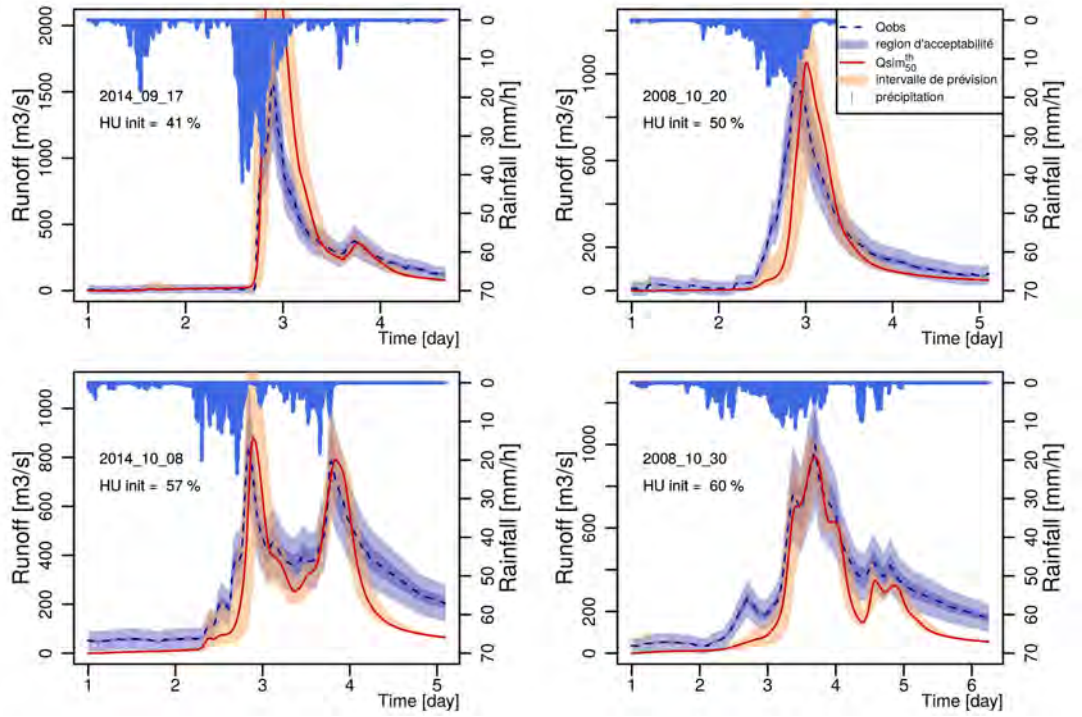

FIGURE 5.40 – Prévision de 4 événements sur le bassin de l'Ardèche à Vogüe. Impact sur la décrue de l'humidité à l'initialisation . En haut à gauche, l'événement du 17/09/204 ; en haut à droite, l'événement du 20/10/2008 ; en bas à gauche, l'événement du 08/10/2014 ; en bas à droite l'événement du 30/10/2008

5.5 Synthèse

Le modèle MARINE, modifié dans le chapitre 3, est testé et détaillé pour la simulation de la réponse hydrologique lors de crues éclair sur 3 bassins versants et 5 sous bassins versants. Les 8 bassins versants sont choisis comme représentatifs de la variabilité physiographique et climatique de l'arc méditerranéen. La stratégie de calibration présentée au chapitre 4 est appliquée.

Les résultats de calibration font en premier lieu l'objet d'une analyse de sensibilité. Tous les paramètres de calibration se montrent sensibles au premier et/ou au second ordre. Le contrôle lié à la fonction de production apparaît de première importance : les fonctions de répartition a posteriori des paramètres C_{kga} et C_z présentent les plus grandes valeurs de KS, statistique de Kolmogorov-Smirnov (équation 4.6). S'ensuit dans un second temps, une sensibilité aux paramètres de transfert à l'exutoire. Étudiant la sensibilité du modèle sur plusieurs bassins versants, on remarque quelques particularités, avec notamment une sensibilité plus forte de la capacité d'infiltration C_{kga} sur le Gardon, et une sensibilité à la rugosité du réseau de drainage (C_{d1} et C_{d2}) plus élevée avec la taille du bassin versant. En revanche, la sensibilité à C_{kss} se retrouve sur l'ensemble des bassins versants, indépendamment de leur typologie. Ce paramètre est surtout fortement corrélé à C_z, montrant l'importance de la dynamique de saturation du sol mais ne permettant pas à lui seul de déduction quant à un fonctionnement hydrologique particulier.

Le modèle est ensuite évalué via le calcul du NSE pour les événements de crues éclair répertoriés sur chaque bassin versant, mais aussi en termes d'adéquation aux objectifs fixés au préalable dans la stratégie de calibration. On note une bonne reproduction globale des signatures hydrologiques : les NSE moyens obtenus par événement dépassent 0.6 sur 7 des 8 bassins versants et atteignent 0.8 sur deux d'entre eux. L'étude plus détaillée des performances montre quelques disparités : on observe une meilleure modélisation des récessions de crue sur les bassins versants à socle sédimentaire. A l'inverse, sur socle granitique, le modèle sous-estime les contributions en fin de crue. L'hypothèse de flux souterrains négligeables pendant la crue semble ici mise en défaut. Une vue globale des performances du modèle sur l'ensemble des bassins versants de l'étude confirme surtout l'importance des contributions souterraines pendant les crues éclair, sur les bassins versants aux débits de base déjà soutenus (module annuel supérieur à 0.02 $m^3.s^{-1}.km^{-2}$). Cela correspond à une contribution souterraine significative des bassins versants granitiques de la zone d'étude à l'exception de ceux des Pyrénées Orientales qui présentent de faibles débits spécifiques.

Les résultats de calibration du modèle étant entérinés, les comportements hydrologiques de chaque bassin versant sont caractérisés via : i) les fonctions de répartition des paramètres plausibles résultants ; ii) les contributions à la crue des écoulements simulés en subsurface et en surface ; iii) les variations temporelles et spatiales des vitesses d'écoulement.

La calibration révèle une capacité de stockage inhérente au bassin versant puisque le calage réalisé, pour un bassin donné, sur différents sous bassins, aboutit à des valeurs de C_z similaires. Les valeurs de C_z peuvent être contrastées pour des bassins versants voisins comme l'Hérault et le Gardon, confirmant une caractérisation plutôt liée aux aux propriétés géologiques hétérogènes et qu'au forçage climatique régional. Elle démarque globalement les bassins versants sédimentaires pour lequel les profondeurs de stockage dans les roches altérées sont estimées variable entre 0 et 1 m. Celles des bassins à socle granitique/basaltique sont globalement plus importantes et peuvent atteindre 2.5 m. L'exception du Verdouble empêche une généralisation systématique de ce constat, révélant notamment la possibilité de stockages importants dans des formations calcaires. L'étude élargie sur

les 26 bassins versants de l'étude montre également une certaine variabilité orographique de C_z, en évaluant des profondeurs de substratum actif plus importantes en amont. L'hétérogénéité de la nature du socle géologique en corrélation avec le relief est une hypothèse plausible, mais n'explique pas toutes les variabilités rencontrées.

Les conductivités hydrauliques verticales, contrôlant l'infiltration, ne sont significatives que pour diminuer l'infiltration des pluies d'intensités extrêmes tombées sur le Gardon (intensités locales dépassant 100 mm.h^{-1}), ou pour compenser un effet de seuil trop important issu de la seule considération de la texture, limitant par exemple trop fortement l'infiltration sur des sols à texture argileuse. En somme, l'infiltration apparaît peu déterminée par la calibration, suggérant et/ou confirmant la formation d'écoulement principalement par saturation de la colonne de sol.

Les paramètres de frottement en lit mineur et en lit majeur sont liées à la représentation synthétique du réseau hydrographique. La calibration tend à imposer des frottements plus importants sur les sous bassins amonts, supposant une limitation des vitesses de transfert plus forte dans la partie montagneuse du réseau de drainage.

La modélisation apporte des précisions quant aux processus d'écoulement. Les flux modélisés transitent majoritairement par le sol et ce pour tous les bassins versants, y compris pendant la période de forts débits. La participation moyenne de flux de subsurface varie entre 40 % à 60 % du volume de la crue en fonction des caractéristiques du bassin versant. On note en particulier des proportions contributives aux forts débits similaires sur les bassins sédimentaires allant de 53 % à 61 % (±5%). Les estimations sur les bassins granitiques sont beaucoup plus hétérogènes en raison des propriétés physiographiques différentes. Les bassins versants aux sols épais et fortement pentus présentent une contribution plus importante de ces écoulements. L'estimation des taux de subsurface est toutefois limité sur ces bassins versants, puisque la structure du modèle n'est pas satisfaisante. La compensation du défaut de modélisation des contributions souterraines peut notamment biaiser les proportions simulées. Une incertitude subsiste également dans les contributions des différents processus à la crue, du fait de performances équivalentes de différentes paramétrisations plausibles. La calibration de C_z (et C_{kss} fortement corrélé) influence notamment la contribution des flux de subsurface aux forts débits, alors que la calibration C_{kga} impacte la contribution des flux de subsurface à l'ensemble de l'hydrogramme.

L'analyse de quelques comportements hydrologiques supposés par les configurations vraisemblables éclaire justement quant aux incertitudes dans la calibration des paramètres. Les corrélations entre jeux de paramètre plausibles permettent l'ajustement des vitesses d'écoulement des différents processus pour un transfert à l'exutoire adéquat, malgré des contributions distinctes de chaque chemin de l'eau.

Les configurations vraisemblables se distinguent ainsi par les ordres de grandeur des vitesses simulées, principalement dans le réseau hydraulique mais aussi dans le sol. Les fortes valeurs de C_{d1} et/ou C_{d2} peuvent occasionner la simulation de vitesses plus importantes que celles mentionnées dans la littérature : Gaume and Borga [2013] estiment les vitesses maximales d'écoulement en surface à 4-5 m/s contre ici des vitesses simulées atteignant jusqu'à 10 m/s. Les vitesses d'écoulements dans le sol peuvent également sembler importantes pour certaines configurations (3 cm/s), mais trop peu de mesures in situ existent pour permettre de déterminer à partir de quand les écoulements ne sont plus représentatifs de la réalité.

Finalement, l'analyse des différents comportements hydrologiques apporte des pistes pour la diminution de l'incertitude dans la paramétrisation. D'une part, la considération des valeurs de vitesses mesurées dans les cours d'eau permettrait de contraindre la calibration de C_{d1} et C_{d2} à une modé-

lisation plus représentative des propriétés des écoulements de surface. Cette calibration indépendante éliminerait alors les compensations possibles par paramétrisation des temps de transfert dans le drain et/ou sur les versants. D'autre part, des études in situ focalisées sur les ordres de grandeur des vitesses d'écoulement dans les chemins préférentiels fourniraient également des moyens concrets pour valider ou infirmer les configurations. Des observations de l'humidité spatialisée des premiers centimètres de sol par satellite constituent enfin une possibilité intéressante, même si pour l'instant les échelles spatiales restent trop grossières pour les bassins étudiés. Il ressort en effet de cette étude que la seule observation de la réponse intégrée du bassin à l'exutoire ne permet pas de contraindre suffisamment un modèle pluie-débit, même parcimonieux comme c'est le cas pour MARINE.

Chapitre 6

Conclusions et Perspectives

Cette présente étude vise une meilleure caractérisation des écoulements dans le sol lors des crues éclair sur l'arc méditerranéen et, en particulier, l'identification du rôle du socle géologique dans leur genèse. La question est traitée à travers un travail de modélisation à l'échelle du bassin versant, à partir de données d'observations hydrométriques et météorologiques opérationnelles.

L'étude préliminaire des données montre les forts contrastes météorologiques rencontrés dans la région d'étude. Ils expliquent principalement les hétérogénéités des signatures hydrologiques annuelles. La caractérisation des événements de crue montre à l'inverse des réponses hydrologiques liées aux propriétés physiographiques des bassins versants. En outre, sur la plupart des 26 bassins versants de l'étude, on observe un stockage en eau dans le substratum pendant les événements intenses. Cela confirme la nécessité de la prise en compte de l'activité hydrologique des horizons profonds pour une modélisation des crues éclair représentative des chemins de l'eau effectifs et ce quel que soit le type de géologie rencontré.

Le travail sur la modélisation des écoulements dans le sol suggère une plus grande cohérence du modèle MARINE lorsque leur mise en place est contrôlée par la teneur en eau du sol et non par la hauteur correspondante de sol saturé. Cette cohérence provient d'une meilleure adéquation à l'initialisation du modèle à partir d'un taux de saturation. Les épaisseurs de sol rencontrées étant faibles, une teneur en eau homogène dans la colonne de sol reste pertinente.

Au regard de la bibliographie, l'activation de chemins préférentiels d'écoulement par saturation du sol apparaît comme le fonctionnement théorique le plus vraisemblable dans le cas des événements de crues éclair, parce qu'il permet des vitesses d'écoulement importantes que seule une conductivité hydraulique latérale à travers des macropores du sol peut justifier.

Le modèle MARINE est modifié en ce sens pour représenter l'activation des chemins préférentiels à l'interface sol / roches altérées. Les modifications induisent la simulation d'hydrogrammes répondant aux caractéristiques des crues éclair : d'une part la montée en crue est rendue rapide grâce à une arrivée concomitante des ruissellements et des flux de subsurface à travers les chemins préférentiels ; d'autre part la récession de crue est également accélérée par une diminution rapide des flux de subsurface via une infiltration en profondeur dans les roches altérées.

L'utilisation du modèle est probante pour les bassins versants à socle sédimentaire. Le modèle retranscrit bien le signal hydrologique observé lors des crues éclair. Les pics de crue mais surtout la récession des hydrogrammes sont bien reproduits, témoignant d'une réussite dans la caractérisation

des écoulements de subsurface. Pour les bassins versants à socle granitique / basaltique, on observe une sous-estimation des volumes à l'exutoire lors de la récession, démontrant la nécessité de contributions également significatives des écoulements provenant des horizons plus profonds. Le questionnement quant à la proportion des flux souterrains contribuant effectivement aux crues éclair sur ces bassins versants de l'étude reste en suspens. La poursuite de l'analyse des séries hydrométriques peut être une piste pour pallier le manque d'observations sur les chemins de l'eau.

L'utilisation du modèle fournit des ordres de grandeur des propriétés des écoulements mis en place. Les vitesses dans le sol à saturation varient entre 0.5 et 3 cm/s. Les volumes transitant à travers le sol sont conséquents : leur proportion est comprise entre 40 % et 60 % des forts débits de crue. L'analyse des processus mis en place tend à accréditer les estimations basses en ce qu'elles sont obtenues avec des vitesses d'écoulements simulées en meilleur accord avec les observations expérimentales.

La caractérisation des processus de génération des écoulements latéraux dans le sol reste cependant incomplète. En effet, si la simulation de quelques événements de crue éclair sur un bassin versant particulier confirme l'amélioration des simulations à travers la nouvelle modélisation proposée dans cette thèse, elle nécessiterait d'être accréditée sur un plus grand nombre de bassins versants pour attester une amélioration systématique.

L'application du modèle sur les 26 bassins versants de l'étude permet une caractérisation des fonctionnements hydrologiques de la région méditerranéenne, en ce que la calibration des paramètres se présente comme une signature de chaque entité hydrologique. En particulier la calibration de l'épaisseur de roches altérées actives donne une estimation du socle géologique hydrologiquement accessible à une échelle de temps relativement courte. D'autre part, les différentes proportions de flux de subsurface simulés participant aux crues des bassins versants offrent également une piste pour distinguer les comportements hydrologiques rencontrés sur l'arc méditerranéen.

La caractérisation des fonctionnements hydrologiques via la nouvelle modélisation présente cependant deux limites, ouvrant à des perspectives pour des travaux futurs. D'une part la caractérisation est inhérente aux choix de modélisation effectuée. Un prolongement de l'étude par une application comparée de plusieurs modèles pourrait permettre de distinguer les éléments de caractérisation liés aux hypothèses de représentation admises de ceux liés au fonctionnement hydrologique propre à chaque bassin versant.

La seconde limite réside dans l'incertitude que présente la caractérisation des fonctionnements hydrologiques. Elle résulte de la faible contrainte du modèle lors de la calibration. La possibilité de compensation des processus de transfert sur le bassin versant pour l'obtention d'une même réponse hydrologique intégrée explique l'insuffisance des contraintes quand seule la reproduction du débit à l'exutoire est évaluée. En pâtit la quantification des différents processus participant aux hydrogrammes de crue. La description détaillée des processus modélisés propose néanmoins des pistes quant à l'établissement de nouvelles contraintes pour la calibration du modèle. Notamment par exemple, des vitesses modélisées différentes sont observés - aussi bien en surface qu'en subsurface - et pourraient faire l'objet d'évaluation à partir de mesures in-situ.

La modélisation hydrologiques montre ainsi ses limites dans la caractérisation du comportement hydrologique si elle n'est pas couplée à des observations suffisantes. L'observation spatialisée à fine échelle des contenus en eau des sols et/ou des vitesses d'écoulement en surface des drains est un défi actuel important en hydrologie, qui apporterait matière pour l'évaluation multi-critères. La difficulté du changement d'échelle entre celle relative à la modélisation et celle relative à la mesure in-situ (ponctuelle ou spatiale) reste également un enjeu de premier ordre pour une assimilation des

connaissances expérimentales dans les outils numériques.

Chapitre 7

Bibliographie

Bibliographie

Ababou, R. and Trégarot, G. (2002). Coupled modeling of partially saturated flow : macro-porous media, interfaces, variability. In S. Majid Hassanizadeh, Ruud J. Schotting, W. G. G. and Pinder, G. F., editors, *Computational Methods in Water ResourcesProceedings of the XIVth International Conference on Computational Methods in Water Resources (CMWR XIV)*, volume 47 of *Developments in Water Science*, pages 49 – 56. Elsevier.

Adamovic, M., Braud, I., Branger, F., and Kirchner, J. W. (2015). Assessing the simple dynamical systems approach in a mediterranean context : application to the ardèche catchment (france). *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5) :2427–2449.

Ajami, N. K., Duan, Q., and Sorooshian, S. (2007). An integrated hydrologic bayesian multimodel combination framework : Confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction. *Water Resources Research*, 43(1) :n/a–n/a. W01403.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., and Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations.

Ambroise, B., Beven, K., and Freer, J. (1996). Toward a generalization of the topmodel concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7) :2135–2145.

Anderson, A., Weiler, M., Alila, Y., and Hudson, R. (2009). Subsurface flow velocities in a hillslope with lateral preferential flow. *Water Resources Research*, 45(11).

Anderson, B., Borgonovo, E., Galeotti, M., and Roson, R. (2014). Uncertainty in climate change modeling : Can global sensitivity analysis be of help ? *Risk Analysis*, 34(2) :271–293.

Anderson, E. A. (1973). *National Weather Service river forecast system : snow accumulation and ablation model*. Washington, D.C. : U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service.

Andréassian, V. (2005). Trois énigmes de modélisation hydrologique-three riddles in hydrological modeling. *Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches*.

Andréassian, V., Bourgin, F., Oudin, L., Mathevet, T., Perrin, C., Lerat, J., Coron, L., and Berthet, L. (2014). Seeking genericity in the selection of parameter sets : Impact on hydrological model efficiency. *Water Resources Research*, 50(10) :8356–8366.

Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., and Manus, C. (2010). Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the gard 2002 flash-flood event. *Journal of Hydrology*, 394(1–2) :134 – 147. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls.

Archer, N., Bonell, M., Coles, N., MacDonald, A., Auton, C., and Stevenson, R. (2013). Soil characteristics and landcover relationships on soil hydraulic conductivity at a hillslope scale : A view towards local flood management. *Journal of Hydrology*, 497 :208–222.

Arnaud, P., Lavabre, J., and Masson, J. (1999). Amélioration des performances d'un modèle stochastique de génération de hyétogrammes horaires : application au pourtour méditerranéen français. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 12(2) :251–271.

Aunay, B. and Le Strat, P. (2002). Introduction à la géologie des corbières. Etude BRGM.

Ayral, P.-A., Sauvagnargues-Lesage, S., and Bressand, F. (2005). Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair althaïr. *Etude de géographie physiqueéographie physique*, 32 :75–97.

Banks, E. W., Simmons, C. T., Love, A. J., Cranswick, R., Werner, A. D., Bestland, E. A., Wood, M., and Wilson, T. (2009). Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction : a conceptual model (australia). *Hydrogeology Journal*, 17(8) :1969–1989.

Baroni, G. and Tarantola, S. (2014). A general probabilistic framework for uncertainty and global sensitivity analysis of deterministic models : A hydrological case study. *Environmental Modelling & Software*, 51 :26 – 34.

Bates, B. C. and Campbell, E. P. (2001). A markov chain monte carlo scheme for parameter estimation and inference in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, 37(4) :937–947.

Bates, D. M. and Watts, D. G. (2008). *Nonlinear Regression : Iterative Estimation and Linear Approximations*, pages 32–66. John Wiley & Sons, Inc.

Beckers, J. and Alila, Y. (2004). A model of rapid preferential hillslope runoff contributions to peak flow generation in a temperate rain forest watershed. *Water Resources Research*, 40(3).

Bessière, H. (2008). *Assimilation de données variationnelle pour la modélisation hydrologique distribuée des crues à cinétique rapide*. PhD thesis, INP - Toulouse.

Beven, K. (1982). On subsurface stormflow : An analysis of response times. *Hydrological sciences journal*, 27(4) :505–521.

Beven, K. and Binley, A. (1992). The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3) :279–298.

Beven, K. and Binley, A. (2014). Glue : 20 years on. *Hydrological Processes*, 28(24) :5897–5918.

Beven, K. and Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the {GLUE} methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1–4) :11 – 29.

Beven, K. and Germann, P. (2013). Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resources Research*, 49(6) :3071–3092.

Beven, K. and Smith, P. (2015). Concepts of information content and likelihood in parameter calibration for hydrological simulation models. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(1) :A4014010.

Beven, K. J. and 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. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1) :43–69.

Beven, K. J., Smith, P. J., and Freer, J. E. (2008). So just why would a modeller choose to be incoherent ? *Journal of Hydrology*, 354(1–4) :15 – 32.

Blasone, R.-S., Vrugt, J. A., Madsen, H., Rosbjerg, D., Robinson, B. A., and Zyvoloski, G. A. (2008). Generalized likelihood uncertainty estimation (glue) using adaptive markov chain monte carlo sampling. *Advances in Water Resources*, 31(4) :630 – 648.

Borgonovo, E., Castaings, W., and Tarantola, S. (2011). Moment independent importance measures : New results and analytical test cases. *Risk Analysis*, 31(3) :404–428.

Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., et al. (2009). Projet cyprim, partie i : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 66.

Bouma, J., Hillel, D., Hole, F., and Amerman, C. (1971). Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Science Society of America Journal*, 35(2) :362–364.

Boussinesq, J. (1877). *Essai sur la théorie des eaux courantes*. Imprimerie nationale.

Bouwer, H. (1966). Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water resources research*, 2(4) :729–738.

Box, G. E. and Tiao, G. C. (2011). *Bayesian inference in statistical analysis*, volume 40. John Wiley & Sons.

Brakensiek, D. and Onstad, C. (1977). Parameter estimation of the green and ampt infiltration equation. *Water Resources Research*, 13(6) :1009–1012.

Braud, I., Andrieu, H., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Branger, F., Carreau, J., Delrieu, G., Douvinet, J., R., F., E., L., Le Coz, J., Martin, H., Nord, G., Patris, N., S., P., Renard, B., Seidel, J.-L., and Vandervaere, J. (2016). Floodscale : Observation et modélisation hydro-météorologique multi-échelles pour la compréhension et la simulation des crues éclairs. Rapport scientifique final du projet ANR-2011 BS56 027 01.

Braud, I., Ayral, P., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J., Anquetin, S., Adamovic, M., Andrieu, J., Batiot, C., Boudevillain, B., Brunet, P., Carreau, J., Confoland, A., F, D. L. J., Domergue, J., Douvinet, J., Dramais, G., Freydier, R., Gérard, S., Huza, J., Leblois, E., Le Bourgeois, O., Le Boursicaud, R., Marchand, P., Martin, P., Nottale, L., Patris, N., Renard, B., Seidel, J., Taupin, J., Vannier, O., Vincendon, B., and Wijbrans, A. (2014). Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash-flood understanding. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9) :3733–3761.

Braud, I. and Vandervaere, J. P. (2015). Analysis of infiltration tests performed in the claduègne catchment in may-june 2012, contribution to wp3.4 “documentation and mapping of soil hydraulic properties, soil geometry and vegetation cover of small catchments”. Technical Report 66, FloodScale (2012-2016) ANR project.

Bressand, F. (2002). Le projet althaÏr du service d’annonce des crues du gard. *La houille Blanche*, 2 :64–68.

Brooks, E. S., Boll, J., and McDaniel, P. A. (2004). A hillslope-scale experiment to measure lateral saturated hydraulic conductivity. *Water Resources Research*, 40(4).

Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. *Transactions of the ASAE*, 7(1) :26–0028.

Bruand, A., Duval, O., and Cousin, I. (2004). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO : Une première proposition combianant le type d’horizon, sa texture et sa densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 11 :3, 323–334. Mis en ligne avec l’aimable autorisation de l’éditeur.

Brutsaert, W. (1994). The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resources Research*, 30(10) :2759–2763.

Brutsaert, W. and Nieber, J. L. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3) :637–643.

Calder, I. and Kidd, C. (1978). A note on the dynamic calibration of tipping-bucket gauges. *Journal of Hydrology*, 39(3) :383 – 386.

Carpenter, T., Sperfslage, J., Georgakakos, K., Sweeney, T., and Fread, D. (1999). National threshold runoff estimation utilizing {GIS} in support of operational flash flood warning systems. *Journal of Hydrology*, 224(1–2) :21 – 44.

Cassardo, C., Balsamo, G. P., Cacciamani, C., Cesari, D., Paccagnella, T., and Pelosini, R. (2002). Impact of soil surface moisture initialization on rainfall in a limited area model : a case study of the 1995 south ticino flash flood. *Hydrological Processes*, 16(6) :1301–1317.

Castaings, W., Borgonovo, E., Morris, M., and Tarantola, S. (2012). Sampling strategies in density-based sensitivity analysis. *Environmental Modelling & Software*, 38 :13 – 26.

Castaings, W., Dartus, D., Dimet, F.-X. L., and Saulnier, G.-M. (2009). Sensitivity analysis and parameter estimation for distributed hydrological modeling : potential of variational methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 13 :pp. 503–517.

Chappell, N. A., Franks, S. W., and Larenus, J. (1998). Multi-scale permeability estimation for a tropical catchment. *Hydrological Processes*, 12(9) :1507–1523.

Clark, M. P., Kavetski, D., and Fenicia, F. (2011). Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47(9) :n/a–n/a. W09301.

Clothier, B. and White, I. (1981). Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Science Society of America Journal*, 45(2) :241–245.

Collier, C. G. (2007). Flash flood forecasting : What are the limits of predictability ? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(622) :3–23.

Colmet Daage, A., Ricci, S., Sanchez-Gomez, E., and Valérie, B. E. (2016). Climate change impacts on precipitation extremes, flows and flash floods in mediterranean mesoscale catchments. In *International Congress on Environmental Modelling and Software*.

CORINE Land Cover (2000). Raster corine land cover - france métropolitaine - 2000. Service Service de l'Observation et des Statistiques (SOeS).

Cosby, B., Hornberger, G., Clapp, R., and Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6) :682–690.

Courant, R., Friedrichs, K., and Lewy, H. (1967). On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM journal*, 11(2) :215–234.

Coxon, G., Freer, J., Westerberg, I. K., Wagener, T., Woods, R., and Smith, P. J. (2015). A novel framework for discharge uncertainty quantification applied to 500 uk gauging stations. *Water Resources Research*, 51(7) :5531–5546.

CRED (2013). Emdat - the international emergency disasters database. Center for Research on the Epidemiology of Disasters - CRED.

Croke, B. (2007). The role of uncertainty in design of objective functions. In Kulasir, L. O. . D., editor, *International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM 2007)*, volume 7, page 2541 – 2547. i, Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand Inc., New Zealand.

Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application...* Victor Dalmont.

Dawson, C., Abrahart, R., and See, L. (2007). Hydrotest : A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environmental Modelling & Software*, 22(7) :1034 – 1052.

De Marsily, G. (1986). Quantitative hydrogeology. Technical report, Paris School of Mines, Fontainebleau.

de Marsily, G. (2004). Cours d'hydrogéologié. Université Paris VI.

Delfs, J.-O., Park, C.-H., and Kolditz, O. (2009). A sensitivity analysis of hortonian flow. *Advances in water resources*, 32(9) :1386–1395.

Delrieu, G., Bonnifait, L., Kirstetter, P.-E., and Boudevillain, B. (2014a). Dependence of radar quantitative precipitation estimation error on the rain intensity in the cévennes region, france. *Hydrological Sciences Journal*, 59(7) :1308–1319.

Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payrastre, O., Andrieu, H., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du Châtelet, J. P., Walpersdorf, A., and Wobrock, W. (2005). The catastrophic flash-flood event of 8 - 9 september 2002 in the gard region, france : A first case study for the cévennes vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *J. Hydrometeor*, 6(1) :34–52.

Delrieu, G., Wijbrans, A., Boudevillain, B., Faure, D., Bonnifait, L., and Kirstetter, P.-E. (2014b). Geostatistical radar–raingauge merging : A novel method for the quantification of rain estimation accuracy. *Advances in Water Resources*, 71 :110 – 124.

Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J., Bastidas, L., and Gupta, H. (2004). Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a {SVAT} model. *Journal of Hydrology*, 287(1–4) :214 – 236.

Desprats, J.-F., Cerdan, O., King, C., and Marchandise, A. (2010). Cartographie de la perméabilité des sols pour l'aide à la prévision des crues ; cas d'étude sur le gardon d'anduze. *La Houille Blanche*, 1(3) :32–38.

Díaz-Zorita, M., Grove, J. H., Murdock, L., Herbeck, J., and Perfect, E. (2004). Soil structural disturbance effects on crop yields and soil properties in a no-till production system. *Agronomy Journal*, 96(6) :1651–1659.

Dirksen, C. et al. (1999). *Soil physics measurements.* Catena Verlag.

Douinot, A., Roux, H., and Dartus, D. (submitted to EMS Journal, 2016a). Modelling errors calculation adapted to rainfall - runoff model user expectations and discharge data uncertainties.

Douinot, A., Roux, H., Garambois, P.-A., Larnier, K., Labat, D., and Dartus, D. (2016b). Accounting for rainfall systematic spatial variability in flash flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 541 :359–370.

Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., et al. (2014). Hymex : a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1063–1082.

Duan, Q., Sorooshian, S., and Gupta, V. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4) :1015–1031.

Dunne, T. (1978). Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope hydrology*, 227 :227–293.

Dupuit, J. (1863). *Etudes theoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux decouverts et a travers les terrains permeables avec des considerations relatives au regime des grandes eaux, au debouche a leur donner et a la marche des alluvions dans les rivieres a fond mobile.* Dunod.

Ebel, B. A., Mirus, B. B., Heppner, C. S., VanderKwaak, J. E., and Loague, K. (2009). First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water–groundwater interactions : Parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach. *Hydrological Processes*, 23(13) :1949–1959.

Engeland, K. and Gottschalk, L. (2002). Bayesian estimation of parameters in a regional hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(5) :883–898.

Engeland, K., Xu, C.-Y., and Gottschalk, L. (2005). Assessing uncertainties in a conceptual water balance model using bayesian methodology / estimation bayésienne des incertitudes au sein d'une modélisation conceptuelle de bilan hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 50(1) :null–63.

Estupina Borrell, V. (2004). *Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France.* PhD thesis, Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse - IMFT (Toulouse, France).

Euser, T., Winsemius, H. C., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Uhlenbrook, S., and Savenije, H. H. G. (2013). A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5) :1893–1912.

Famiglietti, J. and Wood, E. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30(11) :3061–3078.

Fannin, R., Jaakkola, J., Wilkinson, J., and Hetherington, E. (2000). Hydrologic response of soils to precipitation at carnation creek, british columbia, canada. *Water Resources Research*, 36(6) :1481–1494.

Freer, J., McDonnell, J. J., Beven, K., Peters, N. E., Burns, D., Hooper, R., Aulenbach, B., and Kendall, C. (2002). The role of bedrock topography on subsurface storm flow. *Water Resources Research*, 38(12).

Freni, G., Mannina, G., and Viviani, G. (2008). Uncertainty in urban stormwater quality modelling : The effect of acceptability threshold in the {GLUE} methodology. *Water Research*, 42(8–9) :2061 – 2072.

Garambois, P., Roux, H., Larnier, K., Labat, D., and Dartus, D. (2015). Characterization of catchment behaviour and rainfall selection for flash flood hydrological model calibration : catchments of the eastern pyrenees. *Hydrological Sciences Journal*, 60(3) :424–447.

Garambois, P.-A. (2012). *Etude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français. Elaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés.* PhD thesis, Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse - IMFT (Toulouse, France).

Garambois, P. A., Roux, H., Larnier, K., Castaings, W., and Dartus, D. (2013). Characterization of process-oriented hydrologic model behavior with temporal sensitivity analysis for flash floods in mediterranean catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(6) :2305–2322.

Garambois, P.-A., Roux, H., Larnier, K., and Dartus, D. (2011). Relations between streamflow indices, rainfall characteristics and catchment physical descriptors for flash flood events. In *Weather Radar and Hydrology - WRaH 2011*, pages pp. 581–586, Exeter, UK. IAHS Publ. 351, 2012, pp. 581-586.

Garambois, P.-A., Roux, H., Larnier, K., and Dartus, D. (2012). Relations between streamflow indices, rainfall characteristics and catchment physical descriptors for flash flood events. *IAHS-AISH publication*, pages 581–586.

Gardner, W. H., Klute, A., et al. (1986). Water content. *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*, pages 493–544.

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaskovicova, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., and Viglione, A. (2009). A compilation of data on european flash floods. *Journal of Hydrology*, 367(1–2) :70 – 78.

Gaume, E. and Borga, M. (2013). Etat des connaissances récentes acquises sur les crues éclair en europe : bilan du projet de recherches européen hydrate (2006-2010). *La Houille Blanche*, (2) :24–30.

Georgakakos, K. P. (1986). A generalized stochastic hydrometeorological model for flood and flash-flood forecasting : 1. formulation. *Water Resources Research*, 22(13) :2083–2095.

Giannoni, F., Roth, G., and Rudari, R. (2000). A semi-distributed rainfall-runoff model based on a geomorphologic approach. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(7) :665 – 671.

Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Dehotin, J., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Lagouy, M., Branger, F., Jacqueminet, C., Kermadi, S., and Michel, K. (2010). Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small french catchment. *Hydrological processes*, 24(17) :2382–2399.

Graham, R. C., Rossi, A. M., and Hubbert, K. R. (2010). Rock to regolith conversion : Producing hospitable substrates for terrestrial ecosystems. *GSA Today*, 20(2) :4–9.

Grayson, R. B., Moore, I. D., and McMahon, T. A. (1992). Physically based hydrologic modeling : 1. a terrain-based model for investigative purposes. *Water resources research*, 28(10) :2639–2658.

Green, W. H. and Ampt, G. (1911). Studies on soil phyics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(01) :1–24.

Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J., and Leibundgut, C. (1999). Multi-criterial validation of topmodel in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, 13(11) :1603–1620.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and {NSE} performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2) :80 – 91.

Gupta, H. V., Sorooshian, S., and Yapo, P. O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models : Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4) :751–763.

Gupta, H. V., Wagener, T., and Liu, Y. (2008). Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes*, 22(18) :3802–3813.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., et al. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 113(D6).

Hammecker, C., Antonino, A., Maeght, J.-L., and Boivin, P. (2003). Experimental and numerical study of water flow in soil under irrigation in northern senegal : evidence of air entrapment. *European Journal of Soil Science*, 54(3) :491–503.

Hart, P. E., Nilsson, N. J., and Raphael, B. (1968). A formal basis for the heuristic determination of minimum cost paths. *IEEE Transactions on Systems Science and Cybernetics*, 4(2) :100–107.

Hegedüs, P., Czigány, S., Balatonyi, L., and Pirkhoffer, E. (2013). Analysis of soil boundary conditions of flash floods in a small basin in sw hungary. *Open Geosciences*, 5(1) :97–111.

Hetherington, E. et al. (1995). Subsurface water flow rates over bedrock on steep slopes in the carnation creek experimental watershed.

Heymes, G. (2014). *Propagation des incertitudes liées à la modélisation hydrologique des crues rapides ; étude sur plusieurs bassins versants méditerranéens.* Rapport de stage de fin d'études et m2r, Ecole Nationale de la Météorologie.

Hillel, D. (1972). *Soil and water : physical principles and processes.* Elsevier.

Hincapié, I. A. and Germann, P. F. (2009). Abstraction from infiltrating water content waves during weak viscous flows. *Vadose Zone Journal*, 8(4) :996–1003.

Hoeting, J. A., Madigan, D., Raftery, A. E., and Volinsky, C. T. (1999). Bayesian model averaging : A tutorial. *Statistical Science*, 14(4) :382–401.

Hornberger, G. and Spear, R. (1981). Approach to the preliminary analysis of environmental systems. *J. Environ. Manage. ; (United States)*, 12 :1.

Huard, D. and Mailhot, A. (2008). Calibration of hydrological model gr2m using bayesian uncertainty analysis. *Water Resources Research*, 44(2) :n/a–n/a. W02424.

IWG, W. (2007). World reference base for soil resources 2006, first update 2007. *FAO, Rome*.

Jacq, V. (1994). Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur la région languedoc-roussillon, la provence-alpes cotes d'azur et la corse, période 1958-1994. *Phénomènes remarquables*, (3).

James, A. L., McDonnell, J. J., Tromp-van Meerveld, I., and Peters, N. E. (2010). Gypsies in the palace : experimentalist's view on the use of 3-d physics-based simulation of hillslope hydrological response. *Hydrological Processes*, 24(26) :3878–3893.

Jastrow, J. and Miller, R. (1991). Methods for assessing the effects of biota on soil structure. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 34(1) :279–303.

Jin, X., Xu, C.-Y., Zhang, Q., and Singh, V. (2010). Parameter and modeling uncertainty simulated by {GLUE} and a formal bayesian method for a conceptual hydrological model. *Journal of Hydrology*, 383(3–4) :147 – 155.

Jung, Y., Merwade, V., Kim, S., Kang, N., Kim, Y., Lee, K., Kim, G., and Kim, H. S. (2014). Sensitivity of subjective decisions in the glue methodology for quantifying the uncertainty in the flood inundation map for seymour reach in indiana, usa. *Water*, 6(7) :2104.

Katsura, S., Kosugi, K., Yamakawa, Y., and Mizuyama, T. (2014). Field evidence of groundwater ridging in a slope of a granite watershed without the capillary fringe effect. *Journal of Hydrology*, 511 :703–718.

Katsuyama, M., Ohte, N., and Kabeya, N. (2005). Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment. *Water Resources Research*, 41(1).

Kavetski, D., Franks, S. W., and Kuczera, G. (2002). Confronting input uncertainty in environmental modelling. *Calibration of watershed models*, pages 49–68.

Kavetski, D., Kuczera, G., and Franks, S. W. (2006). Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling : 1. theory. *Water Resources Research*, 42(3) :n/a–n/a. W03407.

Kay, B. (1998). Soil structure and organic carbon : a review. *Soil processes and the carbon cycle*, 198 :169–197.

Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems : Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2).

Kirstetter, P.-E., Delrieu, G., Boudevillain, B., and Obled, C. (2010). Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the cévennes–vivarais region, france. *Journal of Hydrology*, 394(1–2) :28 – 41. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls.

Köhne, J. M., Köhne, S., and Šimůnek, J. (2009). A review of model applications for structured soils : a) water flow and tracer transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104(1) :4–35.

Kollat, J. B., Reed, P. M., and Wagener, T. (2012). When are multiobjective calibration trade-offs in hydrologic models meaningful? *Water Resources Research*, 48(3) :n/a–n/a. W03520.

Kolmogorov, A. N. (1933). *Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione*, volume 4. G. Ist. Ita/.

Kosugi, K., Katsura, S., Katsuyama, M., and Mizuyama, T. (2006). Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment. *Water Resources Research*, 42(2).

Krzysztofowicz, R. (1999). Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic hydrologic model. *Water Resources Research*, 35(9) :2739–2750.

Kuczera, G. (1983). Improved parameter inference in catchment models : 1. evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Research*, 19(5) :1151–1162.

Köhne, J. M., Mohanty, B. P., Simunek, J., and Gerke, H. H. (2004). Numerical evaluation of a second-order water transfer term for variably saturated dual-permeability models. *Water Resources Research*, 40(7) :n/a–n/a. W07409.

Laganier, O., Ayral, P., Salze, D., and Sauvagnargues, S. (2014). A coupling of hydrologic and hydraulic models appropriate for the fast floods of the gardon river basin (france). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(11) :2899–2920.

Lal, R. (1991). Soil structure and sustainability. *Journal of Sustainable Agriculture*, 1(4) :67–92.

Lal, R. (1996). Deforestation and land-use effects on soil degradation and rehabilitation in western nigeria. ii. soil chemical properties. *Land Degradation & Development*, 7(2) :87–98.

Lang, M., Arnaud, P., Carreau, J., Deaux, N., Dezileau, L., Garavaglia, F., Latapie, A., Neppel, L., Paquet, E., Renard, B., Soubeyroux, J., Terrier, B., Veysseire, J., Aubert, Y., Auffray, A., Borchi, F., Bernardara, P., Carré, J., Chambon, D., Cipriani, T., Delgado, J., Doumenc, H., Fantin, R., Jourdain, S., Kochanek, K., Paquier, A., Sauquet, E., and Tramblay, Y. (2014). ExtraFlo project (ANR 2009-2013) on extreme rainfall and flood assessment : main outcomes. *La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau*, 2 :5–13.

Larnier, K. (2006). *Modélisation du transfert de subsurface pour les crues à cinétique rapide*. Rapport de stage de dea, Institut national polytechnique de Toulouse.

Le Bourgeois, O., Bouvier, C., Brunet, P., and Ayral, P.-A. (2016). Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. *Journal of Hydrology*.

Le Coz, J., Renard, B., Bonnifait, L., Branger, F., and Boursicaud, R. L. (2014). Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves : A bayesian approach. *Journal of Hydrology*, 509 :573 – 587.

Le Lay, M. and Saulnier, G.-M. (2007). Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8–9 september 2002 cévennes-vivarais catastrophic event. *Geophysical research letters*, 34(13).

Levrel, G., Rousseau, A. N., Lafrance, P., Jutras, S., and Clerc, C. (2009). Caractérisation des propriétés de rétention hydrique et de conductivité hydraulique dans les sols boréaux de la baie de james : présentation d'une démarche expérimentale et de résultats préliminaires / characterization of water retention and hydraulic conductivity in boreal soils of the james bay region : Presentation of an experimental protocol and preliminary results. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 34(4) :329–348.

Li, L., Xia, J., Xu, C.-Y., and Singh, V. (2010). Evaluation of the subjective factors of the {GLUE} method and comparison with the formal bayesian method in uncertainty assessment of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 390(3–4) :210 – 221.

Liggett, J. E., Werner, A. D., and Simmons, C. T. (2012). Influence of the first-order exchange coefficient on simulation of coupled surface–subsurface flow. *Journal of hydrology*, 414 :503–515.

Liu, H., Chen, W., and Sudjianto, A. (2006). Relative entropy based method for probabilistic sensitivity analysis in engineering design. *Journal of Mechanical Design*, 128(2) :326–336.

Liu, Y., Freer, J., Beven, K., and Matgen, P. (2009). Towards a limits of acceptability approach to the calibration of hydrological models : Extending observation error. *Journal of Hydrology*, 367(1–2) :93 – 103.

Liu, Z. and Todini, E. (2002). Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(5) :859–881.

Llasat, M. C., Marcos, R., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Turco, M., and Quintana-Seguí, P. (2014). Flash flood evolution in north-western mediterranean. *Atmospheric Research*, 149 :230 – 243.

Lobligeois, F. (2014). *Mieux connaître la distribution spatiale des pluies améliore-t-il la modélisation des crues ?* PhD thesis, AgroParisTech, Paris.

Lumbroso, D. and Gaume, E. (2012). Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges. *Journal of Hydrology*, 414–415 :16 – 30.

Ma, Y., Feng, S., Su, D., Gao, G., and Huo, Z. (2010). Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified green–ampt model and hydrus-1d. *Computers and Electronics in Agriculture*, 71 :S40–S47.

Maidment, D. R. et al. (1992). *Handbook of hydrology.* McGraw-Hill Inc.

Manning, R., Griffith, J. P., Pigot, T., and Vernon-Harcourt, L. F. (1890). *On the flow of water in open channels and pipes.*

Mantovan, P. and Todini, E. (2006). Hydrological forecasting uncertainty assessment : Incoherence of the {GLUE} methodology. *Journal of Hydrology*, 330(1–2) :368 – 381. Hydro-ecological functioning of the Pang and Lambourn catchments, {UKResults} from the Lowland Catchment Research (LOCAR) initiative.

Manus, C., Anquetin, S., Braud, I., Vandervaere, J., Creutin, J. D., Viallet, P., and Gaume, E. (2009). A modeling approach to assess the hydrological response of small mediterranean catchments to the variability of soil characteristics in a context of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 13(2) :pp–79.

Marchandise, A. (2007). *Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques.* PhD thesis, Université Montpellier II.

Marchandise, A. and Viel, C. (2009). Utilisation des indices d'humidité de la chaîne safran-isba-modcou de météo-france pour la vigilance et la prévision opérationnelle des crues. *La Houille Blanche*, (6) :35–41.

Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., and Gaume, E. (2010). Characterisation of selected extreme flash floods in europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology*, 394(1–2) :118 – 133. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls.

Marshall, M. R., Francis, O. J., Frogbrook, Z. L., Jackson, B. M., McIntyre, N., Reynolds, B., Solloway, I., Wheater, H. S., and Chell, J. (2009). The impact of upland land management on flooding : results from an improved pasture hillslope. *Hydrological Processes*, 23(3) :464–475.

Mateo Lázaro, J., Sánchez Navarro, J. Á., García Gil, A., and Edo Romero, V. (2014). Sensitivity analysis of main variables present in flash flood processes. application in two spanish catchments : Arás and aguilón. *Environmental Earth Sciences*, 71(6) :2925–2939.

Maubourguet, M.-M., Chorda, J., Dartus, D., and George, J. (2007). Prévision des crues éclair sur le gardon d'anduze. In *1st Mediterranean-HyMeX Workshop - Hydrological cycle in Mediterranean Experiment, 9-11 January 2007, Météo-France, Toulouse, France*.

McMillan, H., Freer, J., Pappenberger, F., Krueger, T., and Clark, M. (2010). Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions. *Hydrological Processes*, 24(10) :1270–1284.

McMillan, H., Krueger, T., and Freer, J. (2012). Benchmarking observational uncertainties for hydrology : rainfall, river discharge and water quality. *Hydrological Processes*, 26(26) :4078–4111.

McMillan, H. K., Clark, M. P., Bowden, W. B., Duncan, M., and Woods, R. A. (2011). Hydrological field data from a modeller's perspective : Part 1. diagnostic tests for model structure. *Hydrological Processes*, 25(4) :511–522.

McMillan, H. K. and Westerberg, I. K. (2015). Rating curve estimation under epistemic uncertainty. *Hydrological Processes*, 29(7) :1873–1882. HYP-14-0779.R1.

Mei, Y., Anagnostou, E. N., Stampoulis, D., Nikolopoulos, E. I., Borga, M., and Vegara, H. J. (2014). Rainfall organization control on the flood response of mild-slope basins. *Journal of Hydrology*, 510 :565 – 577.

Michaud, J. and Sorooshian, S. (1994). Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resources Research*, 30(3) :593–605.

Miles, J. (1985). The representation of flows to partially penetrating rivers using groundwater flow models. *Journal of Hydrology*, 82(3) :341–355.

Ministère de l'Ecologie, d. d. d. e. d. l. (2015). Hydro. http ://www.hydro.eaufrance.fr/.

Mirzaei, M., Huang, Y. F., El-Shafie, A., and Shatirah, A. (2015). Application of the generalized likelihood uncertainty estimation (glue) approach for assessing uncertainty in hydrological models : a review. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 29(5) :1265–1273.

Mishra, S. K. and Singh, V. P. (2003). *Soil conservation service curve number (SCS-CN) methodology*, volume 42. Springer Science & Business Media.

MNT BDALTI (2016). Mnt bdalti. Institut Institut national de l'information géographique et forestière (IGN-F). résolution 250 m.

Mogil, H. M., Monro, J. C., and Groper, H. S. (1978). Nws's flash flood warning and disaster preparedness programs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 59(6) :690–699.

Montanari, A. (2005). Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (glue) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations. *Water Resources Research*, 41(8) :n/a–n/a. W08406.

Moore, R. and Thompson, J. (1996). Are water table variations in a shallow forest soil consistent with the topmodel concept ? *Water Resources Research*, 32(3) :663–669.

Moore, R. J. (1985). The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal*, 30(2) :273–297.

Morin, E. and Yakir, H. (2014). Hydrological impact and potential flooding of convective rain cells in a semi-arid environment. *Hydrological Sciences Journal*, 59(7) :1353–1362.

Morris, M. D. (1991). Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometrics*, 33(2) :161–174.

Moussa, R. (2010). When monstrosity can be beautiful while normality can be ugly : assessing the performance of event-based flood models. *Hydrological Sciences Journal*, 55(6) :1074–1084.

Mulungu, D. M., Ichikawa, Y., and Shiiba, M. (2005). A physically based distributed subsurface–surface flow dynamics model for forested mountainous catchments. *Hydrological processes*, 19(20) :3999–4022.

Musy, A., Cretu, Stanescu, Zlatunova, Drobot, and Sherenkov (2005). Virtual campus in hydrology and water resources management.

Nash, J. and Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part i — a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3) :282 – 290.

Navier, C. (1823). Mémoire sur les lois du mouvement des fluides. *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences de l'Institut de France*, 6 :389–440.

Norbiato, D., Borga, M., Esposti, S. D., Gaume, E., and Anquetin, S. (2008). Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions : An assessment for gauged and ungauged basins. *Journal of Hydrology*, 362(3–4) :274 – 290.

Nossent, J., Elsen, P., and Bauwens, W. (2011). Sobol' sensitivity analysis of a complex environmental model. *Environmental Modelling & Software*, 26(12) :1515 – 1525.

Ntelekos, A. A., Georgakakos, K. P., and Krajewski, W. F. (2006). On the uncertainties of flash flood guidance : Toward probabilistic forecasting of flash floods. *Journal of Hydrometeorology*, 7(5) :896–915.

Pappenberger, F., Beven, K. J., Ratto, M., and Matgen, P. (2008). Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. *Advances in Water Resources*, 31(1) :1 – 14.

Payrastre, O. (2014). Post event survey cevennes gard herault autumn 2014. Technical report, Institut Francais des Sciences et Technology des Transports de l'Aménagement et des Réseaux.

Payrastre, O., NAULIN, J. P., Nguyen, C. C., and Gaume, E. (2012). Analyse hydrologique des crues de juin 2010 dans le Var. Research report, IFSTTAR - Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux.

Peña Arancibia, J. L., Zhang, Y., Pagendam, D. E., Viney, N. R., Lerat, J., van Dijk, A. I., Vaze, J., and Frost, A. J. (2015). Streamflow rating uncertainty : Characterisation and impacts on model calibration and performance. *Environmental Modelling & Software*, 63 :32–44.

Peel, M. C., Finlayson, B. L., and Mcmahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(2) :439–473.

Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1–4) :275 – 289.

Petersen-Øverleir, A., Soot, A., and Reitan, T. (2009). Bayesian rating curve inference as a streamflow data quality assessment tool. *Water Resources Management*, 23(9) :1835–1842.

Pfannerstill, M., Guse, B., and Fohrer, N. (2014). Smart low flow signature metrics for an improved overall performance evaluation of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 510 :447–458.

Pianosi, F. and Wagener, T. (2015). A simple and efficient method for global sensitivity analysis based on cumulative distribution functions. *Environmental Modelling & Software*, 67 :1 – 11.

Pilgrim, D. H. and Cordery, I. (1992). Flood runoff. In Maidment, D. R., editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc.

Pokhrel, P., Yilmaz, K. K., and Gupta, H. V. (2012). Multiple-criteria calibration of a distributed watershed model using spatial regularization and response signatures. *Journal of Hydrology*, 418–419 :49 – 60. The Distributed Model Intercomparison Project (DMIP) - Phase 2 Experiments in the Oklahoma Region, {USA}.

Pryet, A. and Chaumont, C. (2012). Correction due to tipping bucket losses. informal document.

Pryet, A., Labarthe, B., Saleh, F., Akopian, M., and Flipo, N. (2015). Reporting of stream-aquifer flow distribution at the regional scale with a distributed process-based model. *Water Resources Management*, 29(1) :139–159.

Rawls, W. J. and Brakensiek, D. (1985). Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In *Watershed Management in the Eighties*, pages 293–299. ASCE.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Miller, N. (1983). Green-ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of hydraulic engineering*, 109(1) :62–70.

Rawls, W. J., Lapjpat, R. A., Brakensiek, D. L., and Shirmohammadi (1992). Infiltration and soil water movement. In Maidment, D. R., editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc.

Raynaud, D., Thielen, J., Salamon, P., Burek, P., Anquetin, S., and Alfieri, L. (2015). A dynamic runoff coefficient to improve flash flood early warning in europe : evaluation on the 2013 central european floods in germany. *Meteorological Applications*, 22(3) :410–418.

Reed, S., Schaake, J., and Zhang, Z. (2007). A distributed hydrologic model and threshold frequency-based method for flash flood forecasting at ungauged locations. *Journal of Hydrology*, 337(3–4) :402 – 420.

Regan, M. P. (2000). Perched water table dynamics and hydrologic processes in an eastern palouse catchment. Master's thesis, University of Idaho, Moscow.

Renard, B., Kavetski, D., Kuczera, G., Thyer, M., and Franks, S. W. (2010). Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling : The challenge of identifying input and structural errors. *Water Resources Research*, 46(5) :n/a–n/a. W05521.

Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5) :318–333.

Robbez-Masson, J., Mazzoni, C., Vallejo, S., Ernesty, D., and Falipou, P. (2002). A regional multimedia soil and landscape database on the web in order to help use and teaching of soil data. In *17th World congress of Soil Science, Bangkok, Thailand*, pages 14–21.

Roche, P.-A., Miquel, J., and Gaume, E. (2012). *Hydrologie quantitative : Processus, modèles et aide à la décision*. Springer Science & Business Media.

Roux, H. (2004). *Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse.

Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., and Dartus, D. (2011). A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in mediterranean catchments. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(9) :2567–2582.

Rouxel, M., Ruiz, L., Molenat, J., Hamon, Y., Chirié, G., and Michot, D. (2012). Experimental determination of hydrodynamic properties of weathered granite. *Vadose Zone Journal*, 11(3).

Ruin, I., Creutin, J.-D., Anquetin, S., and Lutoff, C. (2008). Human exposure to flash floods - relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of september 2002 in southern france. *Journal of Hydrology*, 361(1-2) :199–213. TY - JOUR.

Rupp, D. E. and Selker, J. S. (2006). On the use of the boussinesq equation for interpreting recession hydrographs from sloping aquifers. *Water resources research*, 42(12).

Rétif, F., Boithias, L., Lenica, A., Tous Nadal, M., Duhaut, T., Estournel, C., Marsaleix, P., Mikolajczak, G., Richard, E., Roux, H., Sauvage, S., Sánchez-Pérez, J.-M., and Seyfried, L. (2016). Modelling the fate of water and suspended matter from the precipitation to the watershed and to the sea : the case of flash floods in the gulf of lion. In *41st CIESM Congress*, Kiel, Germany.

Saint-Venant, A. d. (1871). 'theorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivieres et a l'introduction de marees dans leurs lits.". *Comptes rendus des seances de l'Academie des Sciences*, 36 :174–154.

Saltelli, A., Annoni, P., Azzini, I., Campolongo, F., Ratto, M., and Tarantola, S. (2010). Variance based sensitivity analysis of model output. design and estimator for the total sensitivity index. *Computer Physics Communications*, 181(2) :259 – 270.

Saltelli, A. and Sobol', I. M. (1995). About the use of rank transformation in sensitivity analysis of model output. *Reliability Engineering & System Safety*, 50(3) :225 – 239.

Sanford, W. E., Parlange, J., Steenhuis, T. S., et al. (1993). Hillslope drainage with sudden drawdown : Closed form solution and laboratory experiments. *Water resources research*, 29(7) :2313–2321.

Sangati, M., Borga, M., Rabuffetti, D., and Bechini, R. (2009). Influence of rainfall and soil properties spatial aggregation on extreme flash flood response modelling : an evaluation based on the sesia river basin, north western italy. *Advances in Water Resources*, 32(7) :1090–1106.

Saulnier, G.-M. (1996). *Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de Grenoble.

Sayama, T., McDonnell, J. J., Dhakal, A., and Sullivan, K. (2011). How much water can a watershed store ? *Hydrological Processes*, 25(25) :3899–3908.

Scanlon, T. M., Raffensperger, J. P., Hornberger, G. M., and Clapp, R. B. (2000). Shallow subsurface storm flow in a forested headwater catchment : Observations and modeling using a modified topmodel. *Water resources research*, 36(9) :2575–2586.

Schaefli, B. and Gupta, H. V. (2007). Do nash values have value ? *Hydrological Processes*, 21(15) :2075–2080.

Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., and Musy, A. (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(1/2) :95–109.

Schmidt, J. A., Anderson, A., and Paul, J. (2007). Spatially-variable, physically-derived flash flood guidance. In *AMS 21st Conference on Hydrology, San Antonio, TX B*, volume 6.

Schoups, G. and Vrugt, J. A. (2010). A formal likelihood function for parameter and predictive inference of hydrologic models with correlated, heteroscedastic, and non-gaussian errors. *Water Resources Research*, 46(10) :n/a–n/a. W10531.

Seibert, J. (2001). On the need for benchmarks in hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 15(6) :1063–1064.

Shafii, M. and Tolson, B. A. (2015). Optimizing hydrological consistency by incorporating hydrological signatures into model calibration objectives. *Water Resources Research*, 51(5) :3796–3814.

Sidle, R. C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., and Shimizu, T. (2000). Stormflow generation in steep forested headwaters : a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14(3) :369–385.

Sobieraj, J., Elsenbeer, H., and Vertessy, R. (2001). Pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity : implications for modeling storm flow generation. *Journal of Hydrology*, 251(3) :202–220.

Sobol, I. (1993). Sensitivity analysis or nonlinear mathematical models. *Math Model Comput Exp*, 1(4) :407–414.

Staff, S. S. (2003). *Keys to soil taxonomy*. Department of Agriculture : Natural Resources Conservation Service.

Stewart, M. K. (2014). New baseflow separation and recession analysis for streamflow. *Hydrology and Earth System Sciences*, (11) :7089–7131.

Stoelzle, M., Stahl, K., and Weiler, M. (2013). Are streamflow recession characteristics really characteristic ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(2) :817–828.

Sweeney, T. L. (1992). Modernized areal flash flood guidance. Technical report, NOAA, NWS HYDRO 44, Hydrologic Research Laboratory, National Weather Service, NOAA, Silver Spring, MD. 21pp. and an appendix.

Tabary, P. (2007). The new french operational radar rainfall product. part i : Methodology. *Weather & Forecasting*, 22(3).

Taha, A. (1995). *Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux infiltrées à la formation des débits des crues en zone méditerranéenne. Application à un versant du Real Collobrier*. PhD thesis.

Thual, O. (2010). *Hydrodynamique de l'environnement*. Ecole polytechnique.

Thyer, M., Renard, B., Kavetski, D., Kuczera, G., Franks, S. W., and Srikanthan, S. (2009). Critical evaluation of parameter consistency and predictive uncertainty in hydrological modeling : A case study using bayesian total error analysis. *Water Resources Research*, 45(12) :n/a–n/a. W00B14.

Todini, E. (2008). A model conditional processor to assess predictive uncertainty in flood forecasting. *International Journal of River Basin Management*, 6(2) :123–137.

Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., Todorovik, D., and Domergue, J.-M. (2010). Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 387(3–4) :176 – 187.

Troch, P. A., Berne, A., Bogaart, P., Harman, C., Hilberts, A. G. J., Lyon, S. W., Paniconi, C., Pauwels, V. R. N., Rupp, D. E., Selker, J. S., Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., and Verhoest, N. E. C. (2013). The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology : The legacy of wilfried brutsaert and jean-yves parlange. *Water Resources Research*, 49(9) :5099–5116.

Tromp-van Meerveld, H. and McDonnell, J. (2006). Threshold relations in subsurface stormflow : 2. the fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42(2).

Tromp-van Meerveld, H., Peters, N., and McDonnell, J. (2007). Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the panola mountain research watershed, georgia, usa. *Hydrological Processes*, 21(6) :750–769.

UNISDR (2009). Unisdr terminology on disaster risk reduction.

Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5) :892–898.

Van Genuchten, M. T. and Wierenga, P. (1976). Mass transfer studies in sorbing porous media i. analytical solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 40(4) :473–480.

van Werkhoven, K., Wagener, T., Reed, P., and Tang, Y. (2009). Sensitivity-guided reduction of parametric dimensionality for multi-objective calibration of watershed models. *Advances in Water Resources*, 32(8) :1154 – 1169.

Vannier, O. (2013). *Apport de la modélisation hydrologique régionale à la compréhension des processus de crue en zone méditerranéenne*. PhD thesis, Université de Grenoble.

Vannier, O., Braud, I., and Anquetin, S. (2013). Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models. *Hydrological Processes*.

Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M., Genuchten, M. T., et al. (2010). Using pedotransfer functions to estimate the van genuchten–mualem soil hydraulic properties : a review. *Vadose Zone Journal*, 9(4) :795–820.

Villarini, G. and Krajewski, W. F. (2010). Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall. *Surveys in Geophysics*, 31(1) :107–129.

Villarini, G., Mandapaka, P. V., Krajewski, W. F., and Moore, R. J. (2008). Rainfall and sampling uncertainties : A rain gauge perspective. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D11) :n/a–n/a. D11102.

Voirin, C. (2015). Caractérisation des écoulements souterrains contribuant à la genèse de crues éclair à partir d'analyse de courbe de récession. Master's thesis, IEcole Nationale de Météorologie - INP Toulouse.

Vrugt, J. A. and Sadegh, M. (2013). Toward diagnostic model calibration and evaluation : Approximate bayesian computation. *Water Resources Research*, 49(7) :4335–4345.

Šimůnek, J., Jarvis, N. J., Van Genuchten, M. T., and Gärdenäs, A. (2003). Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of Hydrology*, 272(1) :14–35.

Šimůnek, J. and van Genuchten, M. T. (2008). Modeling nonequilibrium flow and transport processes using hydrus. *Vadose Zone Journal*, 7(2) :782–797.

Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., and Woods, R. (2007). Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography Compass*, 1(4) :901–931.

Walter, M. T., Steenhuis, T. S., Mehta, V. K., Thongs, D., Zion, M., and Schneiderman, E. (2002). Refined conceptualization of topmodel for shallow subsurface flows. *Hydrological Processes*, 16(10) :2041–2046.

Westerberg, I. K., Guerrero, J.-L., Younger, P. M., Beven, K. J., Seibert, J., Halldin, S., Freer, J. E., and Xu, C.-Y. (2011). Calibration of hydrological models using flow-duration curves. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7) :2205–2227.

Weynants, M., Vereecken, H., and Javaux, M. (2009). Revisiting vereecken pedotransfer functions : Introducing a closed-form hydraulic model. *Vadose Zone Journal*, 8(1) :86–95.

Wienhofer, J., Germer, K., Lindenmaier, F., Färber, A., and Zehe, E. (2009). Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7) :1145.

Williams, G. B. (1922). Flood discharges and the dimensions of spillways in india. *Engineering (London)*, 134(9) :321–322.

Wilson, G., Rigby, J., Ursic, M., and Dabney, S. (2015). Soil pipe flow tracer experiments : 1. connectivity and transport characteristics. *Hydrological Processes*.

Yadav, M., Wagener, T., and Gupta, H. (2007). Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, 30(8) :1756 – 1774.

Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., and Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation : Application to the nws distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9) :n/a–n/a. W09417.

Zecharias, Y. B. and Brutsaert, W. (1988). The influence of basin morphology on groundwater outflow. *Water resources research*, 24(10) :1645–1650.

Zehe, E., Maurer, T., Ihringer, J., and Plate, E. (2001). Modeling water flow and mass transport in a loess catchment. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(7) :487–507.

Zhang, G., Savenije, H., Fenicia, F., and Pfister, L. (2006). Modelling subsurface storm flow with the representative elementary watershed (rew) approach : application to the alzette river basin. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(6) :937–955.

Zoccatelli, D., Borga, M., Viglione, A., Chirico, G. B., and Blöschl, G. (2011). Spatial moments of catchment rainfall : rainfall spatial organisation, basin morphology, and flood response. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(12) :3767–3783.

Zoccatelli, D., Borga, M., Zanon, F., Antonescu, B., and Stancalie, G. (2010). Which rainfall spatial information for flash flood response modelling ? a numerical investigation based on data from the carpathian range, romania. *Journal of Hydrology*, 394(1–2) :148 – 161. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls.

Annexe A

Accounting for rainfall systematic spatial variability in flash flood forecasting

DOUINOT Audrey[1,2], **ROUX Hélène**[1,2], **GARAMBOIS Pierre-André**[1,2], **LABAT David**[3], **DARTUS Denis**[1,2]

[1] : Université de Toulouse, INPT, UPS, IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse

[2] : CNRS, IMFT, 31400 Toulouse, France

[3] : Université de Toulouse, CNRS, Géosciences Environnement Toulouse, IRD, OMP, Toulouse, France

publié dans **Journal of Hydrology** : Volume 541, Octobre 2016, Pages 359-370

A.1 Résumé

A.1.1 Abstract

Just as with the storms that cause them, flash floods are highly variable and non-linear phenomena in both time and space ; hence understanding and anticipating the genesis of flash floods is far from straightforward. There is therefore a huge requirement for tools with the potential to provide advance warning of situations likely to lead to flash floods, and thus provide additional time for the flood forecasting services. The Flash Flood Guidance (FFG) method is used on US catchments to estimate the average number of inches of rainfall for given durations required to produce flash flooding. This rainfall amount is used afterwards as a flood warning threshold. In Europe, flash floods often occur on small catchments (approximately 100 km^2) and it has already been shown that the spatial variability of rainfall has a great impact on the catchment response [Le Lay and Saulnier, 2007]. Therefore, in this study, an improved FFG method which accounts for rainfall spatial variability is proposed. The objectives of this paper are i) to assess the FFG method applicability on French Mediterranean catchments with a distributed process-oriented hydrological model, and ii) to assess the effect of the rainfall spatial variability on this method. The results confirm the influence of the spatial variability of rainfall events in relation with its interaction with soil properties.

Flash flood ; rainfall spatial variability ; flash flood guidance ; hydrological response ; physical based model

A.1.2 Résumé long

Les crues dites « éclair » sont définies comme des crues dont l'apparition est soudaine, et caractérisées par des temps de montée courts et un débit spécifique généralement important. La génération de ces phénomènes résulte d'épisodes orageux intenses sur de petits bassins versants escarpés. En France, et plus largement en Europe, la région méditerranéenne se distingue par une occurrence élevée des crues rapides. La prévision des crues éclair est d'autant plus difficile que les événements sont rares et très localisés. Actuellement, les services de prévision des crues français (SPC) ne disposent pas d'un système de prévision adapté aux crues éclair. Pourtant la prévision des crues éclair constitue un enjeu fort car ces événements ont la capacité d'engendrer des désastres aussi bien sur le plan économique, que sur le plan humain. A titre d'exemple, la crue exceptionnelle du 18 juin 2013 de la Garonne à Saint Béat a provoqué la mort de 3 personnes. Le coût des dégâts causés est estimé quant à lui à 35 millions d'euros. Ainsi malgré l'occurrence relativement faible - de l'ordre de 5 crues éclair par an sur l'arc méditerranéen en moyenne depuis 1958 (Jacq, 1996) - et le caractère très local de ces événements, les conséquences extrêmes restent non négligeables et justifient la recherche d'une méthode de prévision systématique.

Aux États-Unis, les services de prévisions des crues régionaux utilisent une méthode d'alerte appelée *Flash Flood Guidance* (FFG). La méthode consiste en une évaluation journalière du cumul de précipitation sur un temps donnée, nécessaire à la génération d'une crue éclair. La quantité de pluies estimée est alors utilisée comme un seuil d'alerte aux crues.

Dans cette étude, on s'intéresse à tester l'applicabilité de la méthode FFG sur de petits bassins versants de l'arc méditerranéen. Utilisée de façon opérationnelle aux Etats-Unis sur de grand bassins versants de quelques milliers de km^2, l'application sur des bassins versants de l'arc méditerranéen montre des performances moyennes de la méthode puisqu'on obtient une surestimation de l'intensité de déclenchement du débit seuil d'alerte de 30 % et 60 % pour des bassins de 580 km^2 en moyenne et jusqu'à 160 % pour un bassin de 219 km^2. Les résultats sont toutefois corrects pour les faibles intensités.

En Europe, les crues-éclair concernent en effet des bassins versants de tailles modérées ($\approx$ 100 km^2), vis-à-vis des événements américains du même titre ($\approx$ 1000 km^2). Il a également été démontré, l'importance de la variabilité spatiale des précipitations, sur la magnitude de crues générées [Le Lay and Saulnier, 2007]. Une seconde partie teste ainsi l'adaptabilité de la méthode en considérant non seulement l'intensité des précipitations mais aussi son niveau d'étalement, et sa concentration amont aval sur le bassin versant.

On propose ainsi une nouvelle méthode appelée *Spatialized Flash Flood Guidance*, qui intègre les caractérisations spatiales des précipitations prévues. La caractérisation spatiale est évaluée à partir des indices (δ_1, δ_2) proposés par Zoccatelli et al. [2011]. Ces indices ont été choisis en ce qu'ils permettent de révéler les propriétés spatiales importantes des pluies en termes d'impact sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Ils consistent respectivement aux rapports entre les moments de premier et de second ordre des distances à l'exutoire des cumuls de précipitations et des mailles du bassin versant. La méthode SFFG consiste alors au calcul d'un seuil d'intensité de précipitation I(δ_1, δ_2) compatible aux caractéristiques spatiales des précipitations de prévision.

La méthode SFFG est testée - comme la méthode FFG le fut - pour la prévision fictive de 25 crues-éclair observées sur 3 bassins versants l'arc méditerranéen français : le bassin de la Beaume à Rosières (219 km^2), le bassin de l'Ardèche à Vogüe (622 km^2), et le bassin du Gardon à Anduze (543 km^2). Pour chaque crue éclair, on compare l'intensité moyenne des précipitations observées I_{obs} - permettant le dépassement du débit d'alerte - au seuil d'intensité $I(\delta_1, \delta_2)$, calculés sur la durée caractéristique de ces pluies observées T_{obs}. T_{obs} correspond au temps entre le début des précipitations, et le moment où débit d'alerte est dépassé. I_{obs} correspond à l'intensité moyenne des précipitations sur cette période. $I(\delta_1, \delta_2)$ est calculé à partir du modèle hydrologique MARINE, distribué et à base physique, permettant notamment de tenir compte de l'humidité initiale et des caractéristiques physiographiques du bassin versant. Le modèle est forcé par une pluie synthétique, temporellement uniforme, et spatialement caractérisée par les indices (δ_1, δ_2) correspondant aux observations. L'intensité $I(\delta_1, \delta_2)$ est celle qui permet à la pluie synthétique de produire une crue dépassant le seuil d'alerte.

Utilisant cette méthode les résultats de prévision sont améliorés pour deux des trois bassins versant d'étude, diminuant les surestimations des seuils d'intensité d'alerte à une moyenne de 35 % sur le Gardon et de 110 % sur la Beaume, alors que la méthode FFG fournissait des surestimations de 61 % et 151 %. Les résultats sur l'Ardèche sont sensiblement égaux du fait des événements peu spatialisés rencontrés sur ce bassin versant.

Enfin, dans une dernière partie, on étudie l'influence de (δ_1, δ_2) sur le seuil d'alerte $I(\delta_1, \delta_2)$ pour une durée de précipitation donnée. Est alors mis en évidence l'impact potentiel du positionnement géographique des cellules convectives sur la réponse hydrologique. Quelques généralisations peuvent être effectuées. Le positionnement aval des précipitations induit systématiquement une amplification de la réponse hydrologique. L'impact du niveau d'étalement des précipitations est quant à lui dépendant des caractéristiques physiographiques du bassin versant. On note ainsi des influences diverses voir opposées du taux de concentration des précipitations suivant le bassin versant considéré. Les propriétés hétérogènes des profondeurs de sol semblent être une piste d'explication. Les résultats - aussi bien sur l'application de la méthode SFFG que l'étude de variation de $I(\delta_1, \delta_2)$ - confirment ainsi l'influence nette de la spatialisation des précipitations, et les possibles interactions avec les hétérogénéités spatiales de la capacité de stockage des bassins versants.

A.2 Introduction

The term "flash flood" refers to sudden floods having high peak discharges in a short response time. They result from a combination of meteorological and hydrological factors [Gaume et al., 2009]. Intense storm events delivering high amounts of rain water appear to be the first condition for flash flooding to be initiated. Watershed characteristics such as small catchments (< 500 km^2) or steep slopes (> 0.02 m.m^{-1}) are associated with short and rapid flood response. Poor infiltration capacities emphasise the response magnitude. Flash floods therefore occur mostly in the head watersheds of the Mediterranean climatic zone or within inland continental Europe [Marchi et al., 2010] and in the autumn season where intense storm events appear and saturated soils restrict the amount of infiltration.

Since the hydrological responses are rapid and extreme, flash flood events are destructive [Roux et al., 2011]. Weather-driven natural hazards represent the main natural disasters [Gaume et al., 2009]. Among them, flash flood events are the most significant when life and economic damage are considered. For instance, a flash flood in France on June, 6th 2013 caused two victims and a total estimated damage of $ 655 million [CRED, 2013]. More recently, storms that occurred in the Gard (Cévennes) region in October 2014 caused flooding of historic proportions in a large urban area including Montpellier (pop. 250,000).

In this context, flash flood forecasting is valuable, but its realization still remains a hard task. The main difficulties lie in flash flood timescales [Norbiato et al., 2008]. The rapidity of the hydrological responses (from a few hours to one day) reduces the forecast time. Short lead times often prevent real-time observed discharge and rainfall data from being accurately assimilated. Forecasting methods should be achieved over small scales in both space and time. At the same time, easily observed (or predicted) data should be chosen to make forecasts as early as possible with the available data.

Several accepted methods for predicting flash floods are currently in use, which rely on the national forecasting service. In France, the ALHTAIR model [Bressand, 2002] is used in real time in the Gard region. It consists in a distributed conceptual model with a Horton-type production function and a geomorphological transfer function [Ayral et al., 2005]. Spatial data such as soil infiltration capacity or rainfall forcing provide local forecasts. However, this conceptual model could not be used without calibration and the uncertainty in parameters on ungauged catchments remains open.

Another more widespread forecasting method is the Flash Flood Guidance (FFG) method [Mogil et al., 1978]. FFG is defined as “the threshold rainfall [L] over accumulation periods of 1, 3 and 6 hours required to initiate flooding on small streams that respond to rainfall within a few hours" [Georgakakos, 1986; Sweeney, 1992].

Several research projects have studied the applicability of the FFG method not only in the United States but also over the south-western Mediterranean arc [Carpenter et al., 1999; Ntelekos et al., 2006; Norbiato et al., 2008]. Global conceptual models are used to calculate the threshold intensity. In particular, Norbiato et al. [2008] have demonstrated encouraging results for warning forecasts. They also conclude that the assumption of uniform forcing in space and time has a limited effect on the FFG method.

In contrast, however, other articles highlight the importance of spatial forcing variability in generating flash floods [Arnaud et al., 1999; Tramblay et al., 2010; Lobligeois, 2014; Morin and Yakir, 2014]. Distributed hydrological models show significant improvements after including the local aspect of precipitation [Michaud and Sorooshian, 1994; Zoccatelli et al., 2010] ; and in particular, an increase in

the likelihood criterion (Nash-Sutcliffe) of up to 30 % [Zoccatelli et al., 2010]. Studying the particular case of the flash-flood event of 8 – 9 september 2002 in the Gard region, Anquetin et al. [2010] and Delrieu et al. [2005] found that the distribution of the spatial forcing particularly influences the flood dynamic when it interacts with the spatial distribution of the soil properties before saturation.

Incorporating the judicious inclusion of spatial information, a new method for forecasting flash flooding, named Spatialized Flash Flood Guidance Method (SFFG) is proposed. The objective is to improve the performance of the current FFG method while retaining its operational simplicity. One of the novel features of the study is the use of a physically based distributed hydrological model to implement these FFG and SFFG methods.

The article is in four parts : section A.3 will present the MARINE distributed model used for applying the FFG and SFFG methods. The characteristics of the three catchments being considered and those of the hydrometeorological database will be covered in section A.4. Section A.5 will cover application of the FFG method. Finally, section A.6 will be dedicated to the presentation of the new SFFG method and its application.

A.3 The MARINE model

MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes) is a distributed hydrological model developed specially for flash flood simulation. Based on physical processes, the main flash flood processes (infiltration, overland flow, channel routing) are detailed therein. On the other hand, low rate flow processes such as evapotranspiration, or baseflow are neglected. Figure 1 details the model structure. More information is given by Roux et al. [2011].

MARINE is structured into three main modules. The first module allows separating surface runoff and infiltration with the Green-Ampt model. The second module represents subsurface downhill flow, and is driven by the TOPMODEL Darcy law adjustment [Beven and Kirkby, 1979]. Finally the third module represents overland and channel flows. Rainfall excess is transferred to the catchment outlet in accordance with the Saint-Venant equations with kinematic wave assumption. The MARINE model requires DEM, soil and landcover data to run the simulation.

The MARINE simulation requires the calibration of five physical parameters : soil depth C_z, lateral hydraulic conductivity C_{T_0}, saturated hydraulic conductivity C_k, and the flood plain and riverbed Manning roughness coefficients, n_p and n_r respectively. C_z, C_{T_0} and C_k are multiplicative constants of the corresponding spatialised parameters z, T_0 and K (cf. figure A.1). In previous work the MARINE model was successfully calibrated to simulate more than 150 flash floods over twenty Mediterranean catchments [Garambois et al., 2015; Garambois, 2012]. Sensitivity analysis using variance-based methods [Garambois et al., 2013] revealed in particular the prior importance of parameterising soil depth for flash flood forecasting.

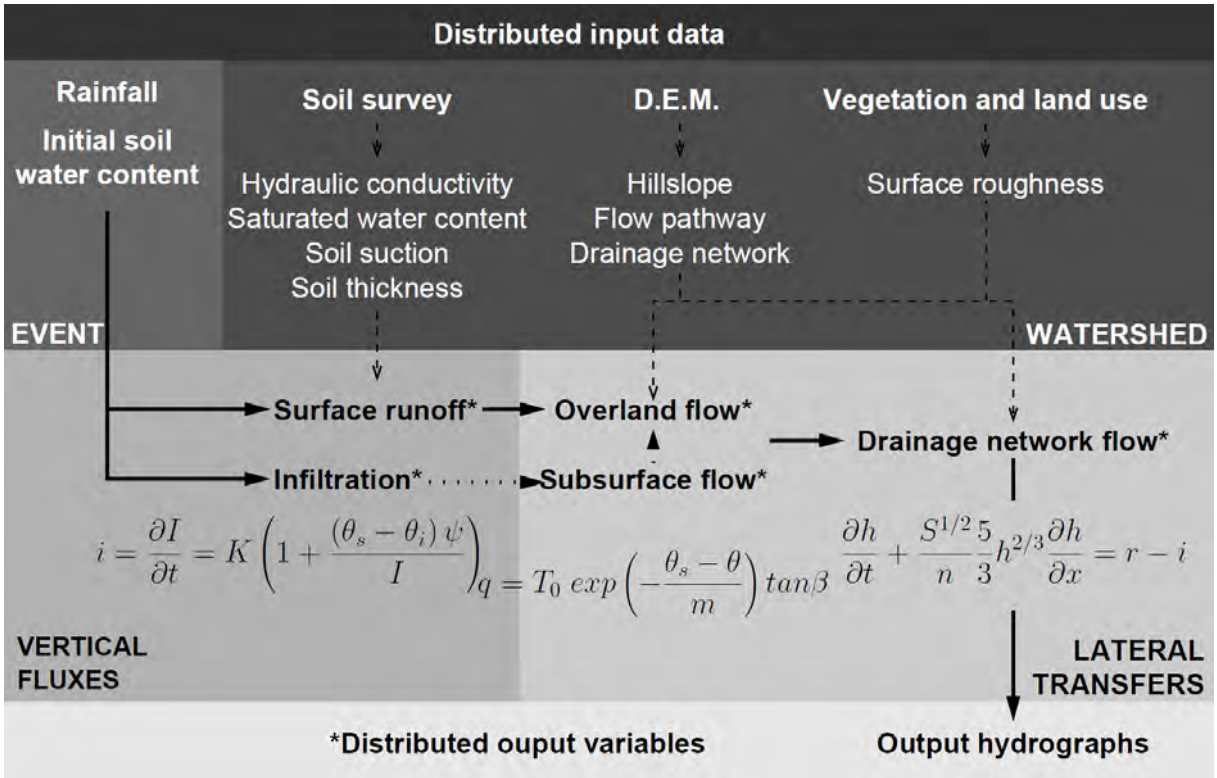

FIGURE A.1 – MARINE model structure, parameters and variables [Roux et al., 2011]. Green and Ampt infiltration equation : infiltration rate i $(m.s^{-1})$, cumulative infiltration I (mm), saturated hydraulic conductivity K $(m.s^{-1})$, soil suction at wetting front ψ (m), saturated and initial water contents are respectively θ_s and θ_i $(m^3.m^{-3})$. Subsurface flow : local transmissivity of fully saturated soil T_0 $(m^2.s^{-1})$, saturated and local water contents are θ_s and θ $(m^3.m^{-3})$, transmissivity decay parameter is m $(-)$, local slope angle β (rad). Kinematic wave : water depth h (m), time t (s), overland flow velocity u $(m.s^{-1})$, space variable x (m), rainfall rate r $(m.s^{-1})$, infiltration rate i $(m.s^{-1})$, bed slope S $(m.m^{-1})$, Manning roughness coefficient n $(m^{-1/3}.s)$.

A.4 Hydrological data and studied catchments

A.4.1 Study area

The investigation focuses on the hydrological response of three catchments : the Beaume at Rosières (195 km^2) ; the Ardèche at Vogüe (622 km^2) and the Gardon at Anduze (543 km^2). These three catchments are in the Cévennes-Vivarais region (figure A.2), an area of highly contrasted hydrological regimes. Table A.1 lists some of the geomorphological features of the catchments. Each has a marked topography with slope ratios greater than 0.02, and they lie mainly on granite and/or shale bedrock. In particular, the upper part of the catchment area of the Gardon includes a karstic zone. The catchments in this study are essentially uninhabited with practically no hydraulic infrastructure.

These catchments were chosen primarily on the basis of an extensive set of hydrological and meteorological data for flash floods. In addition, the MARINE model (see section A.3), used for the remainder of the study, has already been implemented on these catchments with satisfactory results ([Garambois et al., 2013], tables A.2, A.3 and A.4).

TABLEAU A.1 – Catchment characteristics

Catchment	Station name	Area (km^2)	Slope ratio$^{(a)}$ ($m.m^{-1}$)	Mean annual runoff ($m^3.s^{-1}$)	2 year return time flow ($m^3.s^{-1}$)
Beaume	Rosières	195	0.047	8.0	75
Gardon	Anduze	543	0.024	13.9	420
Ardèche	Vogüe	622	0.026	26.2	105

a) max - min elevation divided by the longest flow path

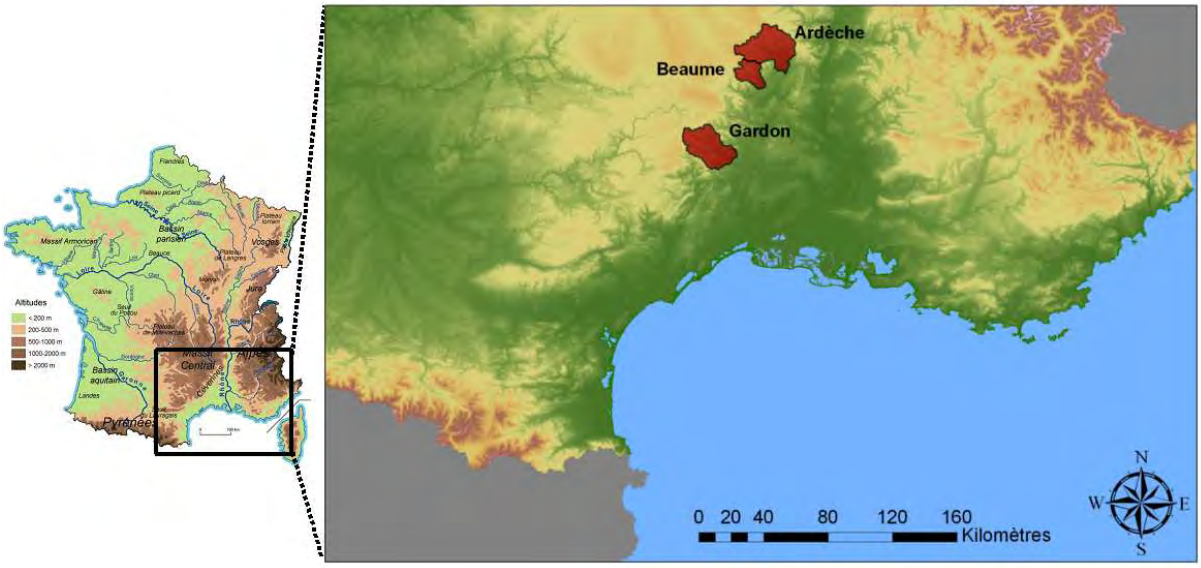

FIGURE A.2 – Locations of the Ardèche, Beaume and Gardon catchments (red) in the Mediterranean area

A.4.2 Hydrological data

The performance of the FFG and SFFG methods in predicting flash floods is assessed by applying them to events observed over the last two decades in the three catchment areas. In all, 27 rainfall events leading to flash flood have been detected and will be used as the basis for the investigation (tables A.2, A.3, A.4). Pluviometric data are taken from the ARAMIS radar network (Météo France, [Tabary, 2007]) which, since 1994, has been providing rainfall data for the Mediterranean region over 5 minutes intervals with a spatial resolution of 1 km x 1 km. The flood forecasting services use the CALAMAR software to produce the rainfall depth by combining these radar data with raingauges data.

Apart from the events of 05/05/2010, 14/03/2002 and 18/04/2008, the cumulative rainfall amounts recorded for the region are very high, greater than 100 mm over periods which (mostly) do not exceed 2 days. Overall, the events observed in the Ardèche catchment are of moderate intensity - on average the maximum intensity of an event is 14.0 $mm.h^{-1}$ in the Ardèche as against 23.2 $mm.h^{-1}$ and 22.8 $mm.h^{-1}$ in the Beaume and Gardon catchments respectively.

TABLEAU A.2 – Event characteristics and MARINE performances for the Beaume catchment

Date	Cumul (mm)	Time (h)	Imax$^{(a)}$ (mm.h^{-1})	$\delta_1^{(b)}$	$\delta_2^{(b)}$	Qmax (m^3.s^{-1})	$\Theta_{ini}^{(c)}$ (%)	**NS$^{(d)}$**
18/10/2006	203	31	26.2	1.14	0.53	228	55	**0.62**
16/11/2006	128	38	17.4	1.01	0.73	238	57	**0.56**
18/04/2008	88	37	14.9	1.07	0.72	159	53	**0.57**
20/10/2008	198	26	23.3	0.88	0.8	284	55	**0.88**
31/10/2008	285	83.5	22.7	1.11	0.61	305	65	**0.89**
05/05/2010	56.5	7	20.9	0.97	0.8	153	54	**0.55**
03/11/2011	413	105	37	1.17	0.61	373	51	**0.77**

a) Maximal intensity ; *b*) δ_1 and δ_2 correspond to the spatial parameters which characterise the rainfall Zoccatelli et al. [2011] ; *c*) The initial water content of the soil corresponds to the outputs of the SIM model [Habets et al., 2008] ; *d*) NS = Nash-Sutcliffe coefficient.

TABLEAU A.3 – Event characteristics and MARINE performances for the Gardon catchment

Date	Cumul (mm)	Time (h)	Imax$^{(a)}$ (mm.h^{-1})	$\delta_1^{(b)}$	$\delta_2^{(b)}$	Qmax (m^3.s^{-1})	$\Theta_{ini}^{(c)}$ (%)	**NS$^{(d)}$**
21/09/1994	243	46	34.8	1.04	0.81	774.7	49	**0.77**
18/09/1995	144	25	20.8	1.06	0.66	945.8	57	**0.06**
03/10/1995	267	45	33.4	0.85	0.51	1607	57	**0.59**
13/10/1995	173	32	22.7	0.85	0.57	1411.3	62	**0.68**
10/11/1996	216	57	14.3	1.03	0.69	692.5	56	**0.68**
17/05/1999	129	28	15.9	1.08	0.69	707	56	**-0.15**
28/09/2000	198	29	22.6	1.03	0.77	1184	51	**0.73**
22/10/2008	108	28	18.6	0.61	0.51	1081	59	**0.83**
31/10/2008	191	41	21.1	1.14	0.39	1053	53	**0.94**
10/11/2011	245	39	13.9	1.04	0.72	1042	70	**0.96**
14/03/2002	65	11	36.2	1.0	0.55	666	57	**0.35**
08/09/2002	283	22	44.6	0.74	0.87	3630	49	**0.84**
18/10/2006	231	34	20.1	1.06	0.66	1480	56	**0.85**

TABLEAU A.4 – Event characteristics and MARINE performances for the Ardèche catchment

Date	Cumul (mm)	Time (h)	Imax$^{(a)}$ (mm.h^{-1})	$\delta_1^{(b)}$	$\delta_2^{(b)}$	Qmax (m^3.s^{-1})	$\Theta_{ini}^{(c)}$ (%)	**NS$^{(d)}$**
18/10/2006	124	27	11.4	1.18	0.47	551	57	**0.93**
16/11/2006	157	28	15.7	0.99	0.78	710	58	**0.89**
18/04/2008	66	32	11.9	1.08	0.70	297	55	**0.73**
20/10/2008	182	23	16.2	0.94	0.73	970	56	**0.92**
31/10/2008	173	45	11.3	1.17	0.56	1010	65	**0.86**
05/05/2010	51	7.8	16.8	0.99	0.74	453	56	**0.72**
03/10/2011	351	102	21.4	1.12	0.66	893	47	**0.91**

A.4.3 Spatial moments of catchment rainfall

The spatial variability of these events is characterised by the statistical parameters δ_1 and δ_2 given in [Zoccatelli et al., 2011]. These "spatial moments of catchment rainfall" provide a description of the interactions between spatial rainfall organization and basin morphology.

In order to meaningfully define δ_1 and δ_2, we introduce η_i the flow distance from the catchment cell i to the outlet. The flow distance average $\overline{\eta(P)}$ from the rainfall distribution to the outlet is defined as :

$$\overline{\eta(P)} = \frac{1}{P}\sum_i p_i \cdot \eta_i \tag{A.1}$$

where p_i is the cumulative rainfall over the cell i and P the total cumulative rainfall over the catchment. Similarly the flow distance average $\overline{\eta(A)}$ from the catchment area distribution to the outlet is defined as follows :

$$\overline{\eta(A)} = \frac{1}{N}\sum_i \eta_i \tag{A.2}$$

where N is the number of catchment cells (cell areas are constant, equal to 1).

According to Zoccatelli et al. [2011] definition, the first index δ_1 is calculated as follows :

$$\delta_1 = \frac{\frac{1}{P}\sum_i p_i \cdot \eta_i}{\frac{1}{A}\sum_i \eta_i} = \frac{\overline{\eta(P)}}{\overline{\eta(A)}} \tag{A.3}$$

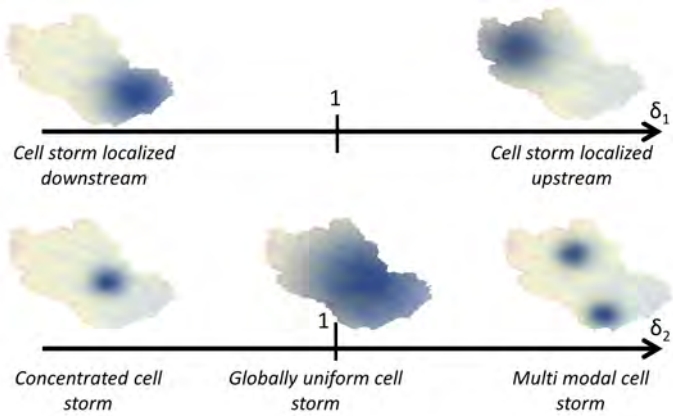

FIGURE A.3 – Characterisation of rainfall spatial variability using the δ_1 (top) and δ_2 (bottom) parameters

Equation (A.3) illustrates the physical meaning of the index δ_1. It represents the ratio between the flow distance average from rainfall accumulation distribution to the oulet $\overline{\eta(P)}$ and the flow distance average from catchment area distribution to the outlet $\overline{\eta(A)}$. It quantifies the rainfall location towards the outlet of the catchment. $\delta_1 < 1$ indicates for example, that rainfall is generally located close to the outlet (see figure A.3).

The second index - δ_2 - corresponds to the ratio between the second central moment of the same series : the flow distance distribution from rainfall accumulation to the outlet $\eta(P)$; and the flow distance distribution from catchment areas to the outlet $\eta(A)$.

This second index quantifies the variability of the hydrological distances to the outlet weighted by the spatiotemporal organization of rainfall in comparison to the variability of those which are characteristic of the catchment. $\delta_2 < 1$ indicates that the rainfall center of mass is collected in a smaller region than the catchment surface area ; the rainfall storm cell is spatially monomodal. On the contrary, $\delta_2 > 1$ indicates that the spatiotemporal distribution of rainfall is multimodal (see figure A.3).

$$\begin{aligned} var(\eta^a) &= \frac{1}{A}\sum_i \eta_i^2 - \left(\frac{1}{A}\sum_i \eta_i\right)^2 \\ var(\eta^p) &= \frac{1}{P}\sum_i p_i \cdot \eta_i^2 - \left(\frac{1}{P}\sum_i p_i \cdot \eta_i\right)^2 \\ \delta_2 &= \frac{var(\eta^p)}{var(\eta^a)} \end{aligned} \tag{A.4}$$

According to the index δ_1, it can be observed that the events in the Gardon region tend to occur downstream of the catchment (table A.3), in contrast to the Beaume and Ardèche regions where forcing is more significant at the heads of the catchment areas (tables A.2, A.4). The parameter δ_2, which characterises the concentration of rainfall on the catchment, indicates a generally high concentration (mean δ_2 value at 0.6, i.e. less than 1).

A.5 Assessment of the FFG method

A.5.1 The FFG method

The FFG method consists of calculating, for a given forecasting period, the threshold rainfall [L](taken to be uniform in time and space) which gives rise to a hydrological response exceeding a threshold flow. In its operational mode, the FFG method takes the form of a diagram : the threshold rainfalls are given for different forecasting intervals as well as for different initial wetness conditions (see figure A.4). The task of the forecaster is then to compare the weather forecasts with the threshold rainfall which corresponds to the given situation.

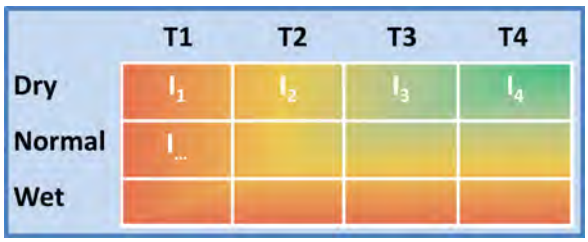

FIGURE A.4 – A possible example of the flash flood forecasting diagram via the FFG method. The threshold intensity is given for various forecast lead times (T_1, T_2, ...) and different initial wetness conditions (Dry, Normal, Wet).

FFG methods need firstly threshold flows calculation before runoff calculations. Carpenter et al. [1999] enumerates two ways to estimate a catchment threshold flow ; either using historical data and considering the 2 yr-return period or using the bankfull discharge as threshold flow. Reed et al. [2007] proposes a threshold frequency approach that relies on model-simulated return flows.

Similarly runoff calculation could derive from different procedures. The original one consists in computing surface runoff with the Sacramento Soil Moisture Accounting model (SAC-SMA ; [Anderson, 1973]). Threshold rainfalls derive from model calculation with a uniform rainfall forcing over the accumulation period. Soil moisture state is taken into account through SAC-SMA model parameters. Schmidt et al. [2007] developed a gridded FFG (GFFG) method to calculate threshold rainfalls at finer and more relevant scale toward flash flood processing (basins of approximately 1000 km^2 for SAC-SMA simulations). The Soil Conservation Service Curve Number (SCS CN, Mishra and Singh [2003]) model is adapted to calculate threshold rainfalls taking into account physical properties and soil moistures states at a 4 km x 4 km gridded scale. Norbiato et al. [2008] use a semi-distributed conceptual model [Moore, 1985] to assess FFG method in basins in Northeastern Italy and central France.

In this study, a 2 yr-return period flow is considered as threshold flow as it corresponds to the first level alert from the flood warning center in France (SCHAPI). The model used to calculate threshold rainfalls is the physically-based distributed MARINE (Roux et al. [2011], see section A.3). The choice is motivated by the fact that this model is currently used within the French flood forecasting system. Moreover, MARINE model implements a wide range of physiographic data distributed over all (or part) of the country : topographical (BD TOPO ®), pedological (BDSol-LR, INRA Robbez-Masson et al. [2002]) and geological data (BD Million-Géol, BRGM). Likewise, the Météo-France SIM model [Habets et al., 2008] provides the soil moisture in France at a resolution of 8 x 8 km each day. Like within the GFFG method, the physically-based, distributed model MARINE (see section A.3) makes use of all this information, calculating a threshold rainfall which includes the physiographic characteristics of the catchments, spatially distributed.

Threshold rainfall was used to be calculated over accumulation periods of 1, 3 and 6 hour. However, those accumulation periods are not relevant compared to the observed rainfall accumulation of the flash flood events of this study (tables A.2, A.3, A.4). In the present paper, accumulation period of the observed storms are considered to calculate threshold rainfall. Considering observed rainfall accumulation periods within the threshold rainfall calculation offers the possibility to compare the threshold rainfall values with the observed rainfall accumulations. FFG method is not directly applied but assessed testing the threshold rainfall estimation. The performances of the method are then evaluated by comparing this estimation with the observed threshold rainfall.

Hereafter threshold intensity of rainfall [$L.T^{-1}$] are considered instead of threshold rainfall [L], as it is supposed to be less dependent of the accumulation period or forecast lead time. The reference accumulation period (hereafter referred as T_{OBS}) is defined as the period between the onset of precipitation and the threshold flow being exceeded by the observed flow. Figure A.5 *a* illustrates the definition of T_{OBS}. Values of threshold flows of each catchment are given in table A.1.

Assuming this reference interval T_{OBS}, the mean precipitation intensity observed during this period (I_{OBS}) constitutes a reference threshold intensity for the forecast duration T_{OBS}. Finally, T_{OBS} is calculated as follows :

$$\forall t \in [t_0; T_{OBS}] \;\; Q_o(t < T_{OBS}) < Q_{threshold} \text{ and } Q_o(t = T_{OBS}) = Q_{threshold}$$

where $Q_o(t)$ is the observed flow $\left(m^3.s^{-1}\right)$ as a function of time t (s), $Q_{threshold}$ is the threshold flow $\left(m^3.s^{-1}\right)$, t_0 is the date of onset of precipitation event (s). whence

$$I_{OBS} = \frac{1}{T_{OBS} - t_0} \int_{t=t_0}^{t=T_{OBS}} \frac{1}{A} \int\int_A r\left(x, y, t\right) dx dy dt$$

where $r\left(x, y, t\right)$ is the observed rainfall intensity as a function of time and space $\left(m.s^{-1}\right)$.

For each event the threshold intensity (I_{FFG}) is calculated via the FFG method using a forcing function r_{uni} within the MARINE hydrological model which is uniform in time and space (see figure A.5 *b*), over the interval T_{OBS}.

$$I_{FFG} = \frac{1}{T_{OBS} - t_0} \int_{t=t_0}^{t=T_{OBS}} r_{uni} dt$$

The forcing function r_{uni} $\left(m.s^{-1}\right)$ is calculated such as to obtain :

$$\forall t \in [t_0; T_{OBS}] \; Q_{s\ uni}(t < T_{OBS}) < Q_{threshold} \text{ and } Q_{s\ uni}(t = T_{OBS}) = Q_{threshold}$$

where $Q_{s\ uni}(t)$ is the flow $\left(m^3.s^{-1}\right)$ simulated by MARINE as a function of time using the forcing function r_{uni}. A comparison between I_{FFG} and I_{OBS} will enable the FFG method to be assessed.

On the other hand, in order to study the effect of the model choice on the results obtained, we calculate a third threshold : I_{MARINE}. This is the threshold intensity obtained by hydrological simulation of the product between observed rainfall and a coefficient C_M such as to obtain a simulated flow which exceeds the threshold flow over the period T_{OBS} (see figure A.5 *c*).

$$I_{MARINE} = \frac{1}{T_{OBS} - t_0} \int_{t=t_0}^{t=T_{OBS}} \frac{1}{A} \int\int_A C_M \times r\left(, x, y, t\right) dx dy dt$$

The coefficient C_M $(-)$ is calculated such as to obtain :

$$\forall t \in [t_0; T_{OBS}] \; Q_s(t < T_{OBS}) < Q_{threshold} \text{ and } Q_s(t = T_{OBS}) = Q_{threshold}$$

Where $Q_s(t)$ is the flow $\left(m^3.s^{-1}\right)$ simulated by MARINE as a function of time using the forcing function $C_M \times r\left(x, y, t\right)$. A comparison of I_{MARINE} with I_{OBS} will enable investigation regarding the influence of the model on the calculated threshold intensity to be examined.

A.5.2 Results

Assessment of the MARINE model

The objective is to assess the ability of the MARINE model to estimate a threshold intensity approaching that observed for the different events. Figure A.6 compares the observed threshold intensity (I_{OBS}) with those obtained by hydrological simulation (I_{MARINE}). Apart from one event in the Gardon (18/09/1995) the results for the Ardèche and Gardon catchments are homogeneous. Putting this event to one side, the relative difference between I_{MARINE} and I_{OBS} for the Gardon catchment is 16% on average. The relative difference is higher for the Ardèche (42 %). Overall, for these two catchments areas, the MARINE model provides satisfactory estimates of the threshold intensity with a mean of relative difference of 26% between I_{OBS} and I_{MARINE}.

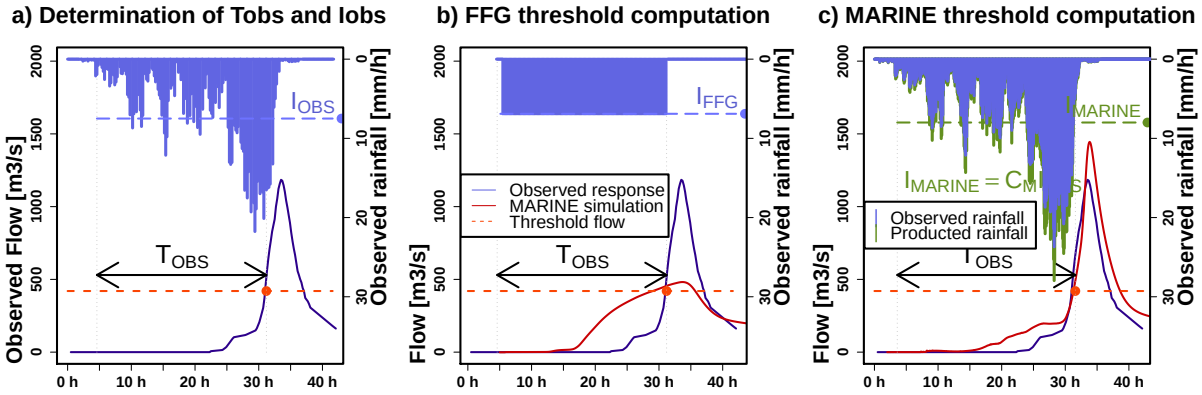

FIGURE A.5 – Threshold intensities calculation. *a*) Determination of the trigger interval T_{OBS} from observations and calculation of trigger intensity I_{OBS}), i.e. the mean intensity observed over T_{OBS}. *b*) Calculation of threshold intensity (I_{FFG}) defined by the FFG method : uniform rainfall intensity exceeding the alert threshold during the trigger interval T_{OBS}. *c*) Calculation of the threshold intensity (I_{MARINE}) ; via hydrological simulation using the MARINE model; multiplication of the observed precipitation by a factor C_M to obtain the exceedance of the alert threshold within a period T_{OBS}.

In the Beaume catchment area we note that there is a distinction between the events of high intensity and those of average intensity (< 5 mm/hr). The MARINE model gives satisfactory results when the flood events being considered are sufficiently long ($T_{OBS} > 2t_c$) when the intensity I_{OBS} is moderate ($I_{OBS} < 5$ mm.h^{-1}). By contrast, the sudden nature ($T_{OBS} < 2t_c$) and/or the intense nature ($I_{max} > 25$ mm.h^{-1}) of events seems to degrade the accuracy of the results since the model then overestimates the trigger threshold intensity in the order of 100%. The hydrographs (using the event of 03/11/2011 as an example in figure A.7) show a delay in the simulation of the rising limb of the flood for the 3 events concerned (03/11/2011, 16/11/2006 and 18/10/2006), that might explain the overestimation of the trigger threshold intensity. Indeed, to ensure that flow rate can reach $Q_{threshold}$ at $t = T_{OBS}$, the coefficient C_M is forced to take large values, and consequently it makes I_{MARINE} to overestimate I_{OBS}. Delays in rising limbs emphasize the uncertainty of the initial wetness condition that appears here to be critical for sudden and intense events.

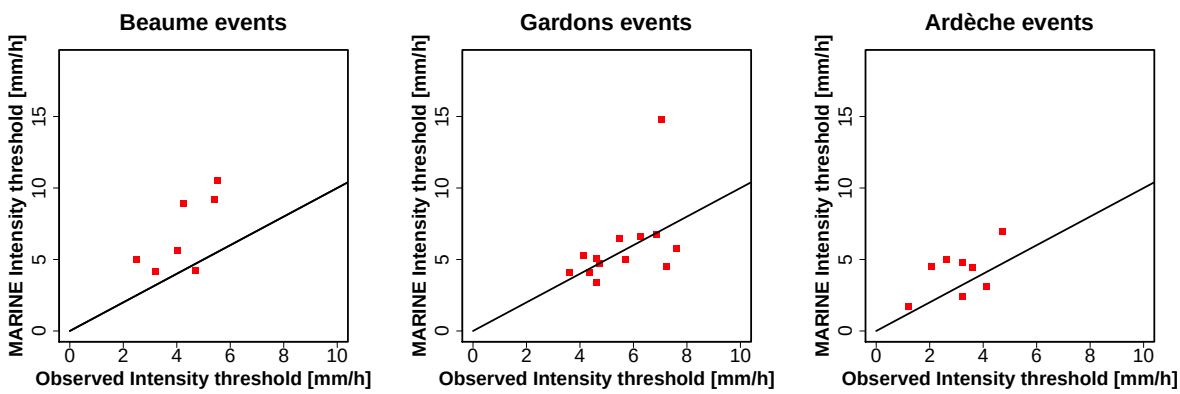

FIGURE A.6 – Comparison between threshold intensities I_{OBS} and I_{MARINE}

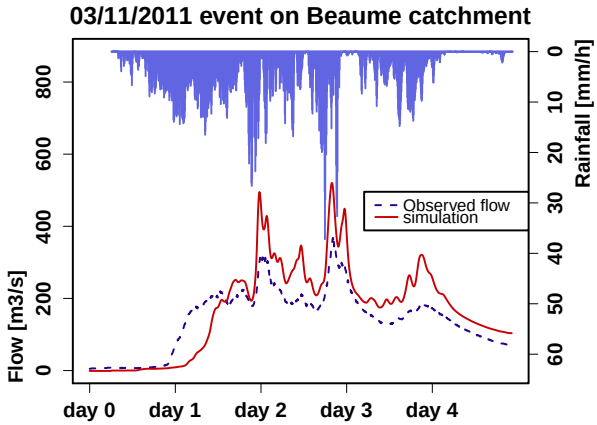

FIGURE A.7 – Comparison between simulated and observed flows for the event of 03/11/2011 in the Beaume catchment

Assessment of the FFG method

The comparison of the threshold intensities I_{FFG} and I_{OBS} (see figure A.8) shows the similarities between the Gardon and Beaume catchments. We observe that the FFG method gives better results in these two catchments for events of lower magnitude intensity. This shows that the accuracy of rainfall intensity simulation is of lesser importance for these particular cases.

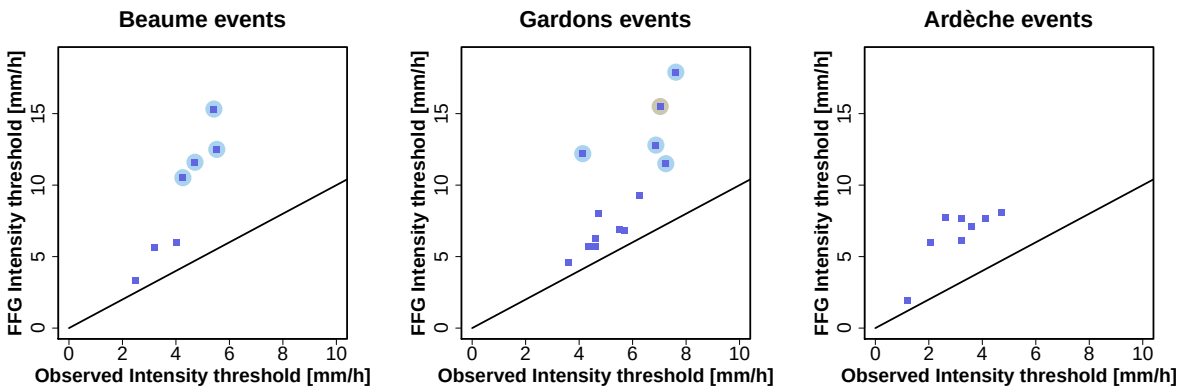

FIGURE A.8 – Comparison between threshold intensities I_{FFG} and I_{OBS}. The events for which the FFG method particularly overestimates the threshold intensity are highlighted by solid blue circles. In the Beaume catchment area, the threshold intensities of the events of 18/10/2006, 16/11/2006, 20/10/2008 and 03/11/2011 are overestimated by 126%, 183%, 146% and 147% respectively. In the Gardon catchment area, the threshold intensities of the events of 03/10/1995, 13/10/1995, 14/03/2002 and 22/10/2008 are overestimated by 135%, 69%, 195% and 86% respectively

In contrast, we see a deviation from the FFG method when the events are particularly intense. The deterioration in the quality of the results with event magnitude is especially troublesome for the forecasting of flash floods. Focusing on the spatialisation of these events, we observe on figure A.9-b) and A.9-c) for the Gardon catchment a good correlation between the localised nature and the relative difference between I_{OBS} and I_{FFG} taken as a performance criterion of the FFG method (Coefficient of determination R^2 equal to 0.47 and 0.20 between δ_1 index and the performance criterion and between δ_2 index and the performance criterion, respectively). Threshold intensity calculated by the FFG method seems to be overestimated when the event combines a downstream location ($\delta_1 < 1$) and a

concentration on a low proportion of the catchment ($\delta_2 < 0.9$). In the Beaume, however, no correlation is observed neither between δ_1 index and the performance criterion ($R^2 = 0.01$) nor between δ_2 index and the performance criterion ($R^2 = 0.04$). In this particular catchment, the deterioration in the results of the FFG method seems to be related to the limitations of the model that have already been mentioned in section A.5.2. Indeed the events for which the thresholds are overestimated on the Beaume catchment correspond to those showing a delay in the simulation of the rising limb.

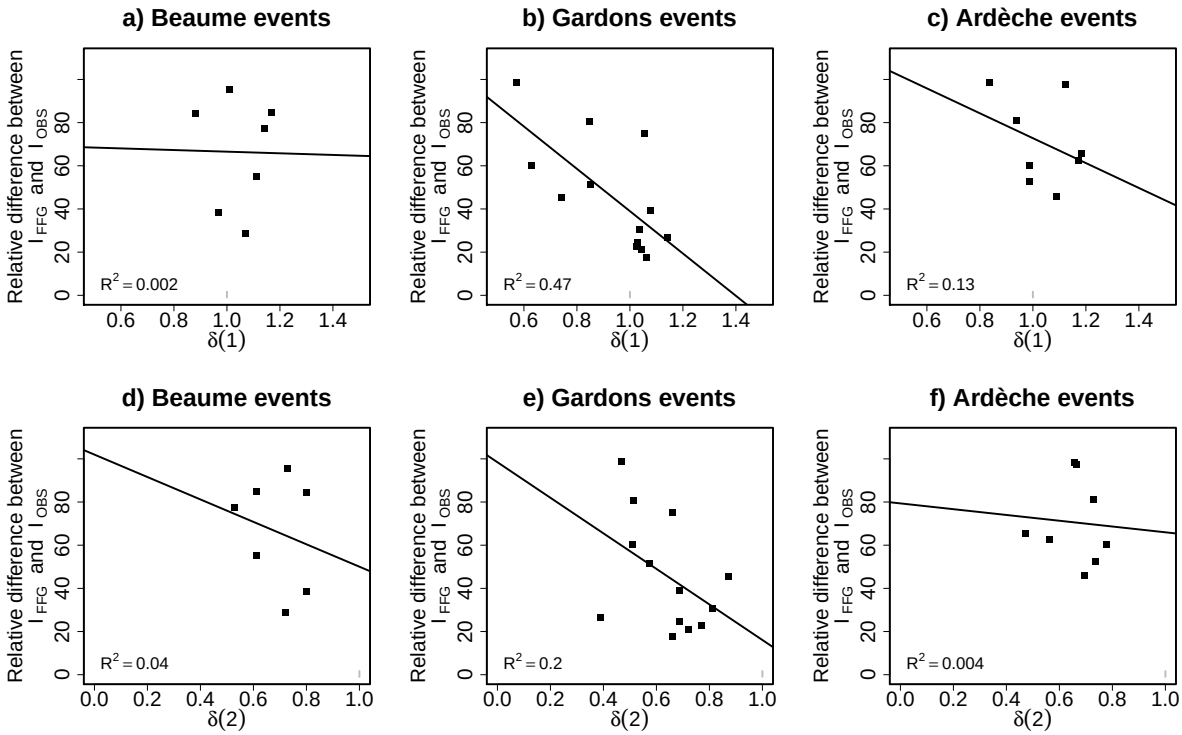

FIGURE A.9 – Relation between FFG method performances and (δ_1, δ_2) rainfall spatial characteristics of events by catchment. Coefficient of determination R^2 is given for each catchment to assess correlation between FFG performances and (δ_1, δ_2) variables.

The results are more homogeneous for the Ardèche catchment. However, the threshold intensity is overestimated. This result can be explained by an underestimate of the hydrological response by the forced distributed models with uniform rainfall [Arnaud et al., 1999; Tramblay et al., 2010] : the spatial and/or temporal information for the precipitation is not negligible. The direct hydrological model (I_{MARINE}) performs significantly better than the FFG method. The benefits of using a distributed model for a direct application of the FFG method with spatial uniform forcing seem therefore limited.

The construction of a new method for predicting flash floods was inspired by the results just highlighted. The meteorological events that give rise to flash floods are characterised by strongly localised rainfall events (tables A.2, A.3, A.4) which affect the hydrological response, and hence how it is modelled [Lobligeois, 2014]. In calculating the threshold intensity, we propose to introduce information on the spatialisation of the forecast rainfall events. The objective is to reduce the amount by which the threshold intensity is overestimated while retaining the operational character of the FFG method.

A.6 The Spatialized FFG method (SFFG)

A.6.1 Description of the SFFG method

The central idea of the SFFG method is to calculate threshold intensities that integrate rainfall spatial information. Contrary to within the FFG method and in order to be closer from the real processes, rainfall forcing is not assumed to be spatially uniform anymore. The SFFG method accounts for global spatial variability of forecasted storm through (δ_1, δ_2) characterization. Indeed, rainfall spatial distribution with specific (δ_1, δ_2) values are used to force the model and calculate threshold intensities. Focusing the study on the effect of spatial rainfall distribution, temporal dimension is ignored and only (δ_1, δ_2) of the total cumulative storm are considered.

The characterization of spatial rainfall distribution by the (δ_1, δ_2) pairs is motivated by the fact that it integrates relevant information regarding the impact on hydrological processes. Furthermore results on section A.5.2 show that (δ_1, δ_2) characteristics of flash flood events could influence the performances of the FFG method.

The new threshold rainfall rate $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ [L.T^{-1}] represents the spatial averaged threshold rainfall rate required to cause threshold flow for a storm with the particular (δ_1, δ_2) spatial characterization.

Rainfall spatial distributions with a wide range of spatial characterization is required in order to calculate threshold intensity $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ for a wide range of (δ_1, δ_2) pairs. Artificial storm cells with constrained spatial distribution are generated. Each distribution is defined as a sum of normal distributions where precipitation rates depend on the flow distance of the mesh (x, y) as follows :

$$\begin{aligned} P(\eta(x,y)) = P_M \cdot exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\eta(x,y)-\eta_c}{0.5\sigma}\right)^2\right) \\ + P_m\left[exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\eta(x,y)-\overline{\eta(x,y)}}{\sigma}\right)^2\right) + exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\eta(x,y)-(\eta_{max}(x,y)-\eta_c)}{\sigma}\right)^2\right)\right] \end{aligned}$$

where $P(\eta(x, y))$ is the precipitation rate over the mesh (x, y) located at a hydrological distance $\eta(x, y)$ from the outflow ; η_c is the hydrological distance at the outflow characteristic to the generated precipitation (η_c will vary from $0.5 \cdot \overline{\eta(x,y)}$ to $1.5 \cdot \overline{\eta(x,y)}$ to obtain a large value of upstream-downstream location) ; σ is a convenient spreading of normal distributions fixed to $\eta_{max}(x, y)/4$; and P_M and P_m are parameters that are chosen in order to follow the condition :

$$\frac{1}{A}\int\int_A P(\eta(x,y))dxdy = I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$$

This threshold rainfall rate $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ is calculated for a specific spatial characterization (δ_1, δ_2) following the expression :

$$I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2) = \frac{1}{T_{OBS} - t_0}\int_{t=t_0}^{t=T_{OBS}} \frac{1}{A}\int\int_A P_{\delta_1\delta_2}\left(\eta(x,y)\right) dxdydt$$

where $P_{\delta_1\delta_2}$ is an artificial rainfall distribution as described above with (δ_1 , δ_2) spatial characterization. The choice of η_c will control the rainfall center of mass and therefore δ_1 whereas P_M and p_m will

control the spatial spread of the rainfall distribution, defined by δ_2.

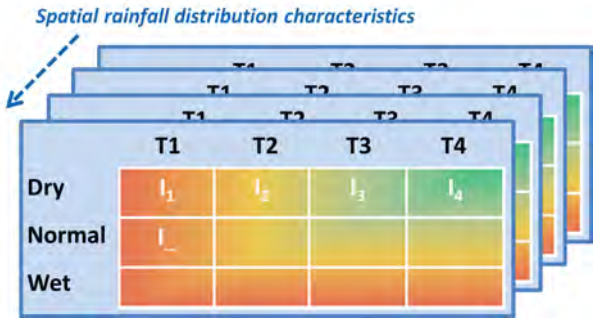

FIGURE A.10 – Example of a series of flash flood forecasting diagrams using the SFFG method. Each diagram corresponds to rainfall spatialisation defined by the (δ_1, δ_2) pair.

Forcing MARINE model with these artificial storm cells, a panel of $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ is calculated and allows to build several flash flood forecasting diagrams (see figure A.10), each being specific to a spatial characterization (δ_1, δ_2).

A.7 Application of the SFFG method

Figure A.11 shows the spatial characteristics (δ_1, δ_2) of the precipitation that have been generated for this study in each of the catchment areas. For each one, a set of 360 rainfall patterns has been used to force MARINE and calculate the associated 360 threshold rainfalls $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$. Moreover $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ values have been linearly interpolated to derive $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ for any (δ_1, δ_2) pairs.

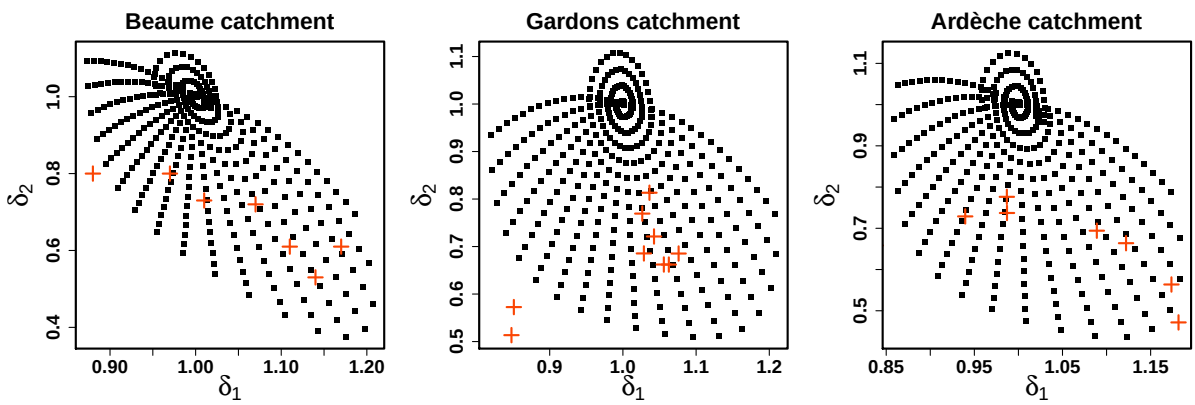

FIGURE A.11 – (δ_1, δ_2) pair of the synthetic events that have been processed on the Gardon, Ardèche and Beaume catchments (black) ; (δ_1, δ_2) pair of studied observed events (orange).

In the first step, the threshold intensities $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ are calculated for a fixed initial wetness and forecast lead time. The variation of I_{SFFG} as a function of (δ_1, δ_2) will allow evaluating the effect of the spatialisation and the pertinence of including these spatialisation characteristics. Second, the SFFG method is applied to the observed flash flood events.

A.7.1 Variation of the threshold intensity with the spatialisation of rainfall events

The threshold intensity $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ is calculated for all the artificial precipitations shown in figure A.11. The initial wetness conditions are set at 50%. The threshold intensities $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ are calculated for three forecast lead time of $t_c/2$, t_c and 3 t_c respectively, where t_c is the concentration time of the catchment, as calculated by Bransby's formula [Pilgrim and Cordery, 1992] : $t_c = \frac{21.3L}{A^{0.1}S^{0.2}}$, L is the channel length (m), A is the catchment area (m^2) and S is the linear profile slope (m/m). Figures A.12, A.13 and A.14 show the results. The choice of t_c is motivated in that it is representative of the lag time of the catchment. Referring to the first part of the study, the forecast lead time t_c has the same function as T_{obs} ; they both represent the rainfall accumulation period.

With regard to the different threshold intensity surfaces $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ obtained according to the catchment being studied and/or the forecast lead time, we observe a general variation in the threshold intensity with the spatial forcing characteristics. The downstream location as well as the concentrated nature of the rainfall events lead to a reduction in the threshold intensity. The upstream-downstream location (δ_1) appears to be the predominant information in calculating the threshold intensity, since the $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ graphs show globally vertical isolines. The shorter the forecast lead time, the more sensitive is the threshold rainfall rate to the upstream-downstream location. Indeed, if the rainfall is mostly located downstream, the flow will arrive quickly at the outlet of the catchment and the threshold rainfall rate causing threshold flow will therefore be lower. On the contrary, if the rainfall is mostly located upstream, the lag time for the flow to arrive at the outlet will be greater. In that case, the threshold rainfall rate causing threshold flow will be higher.

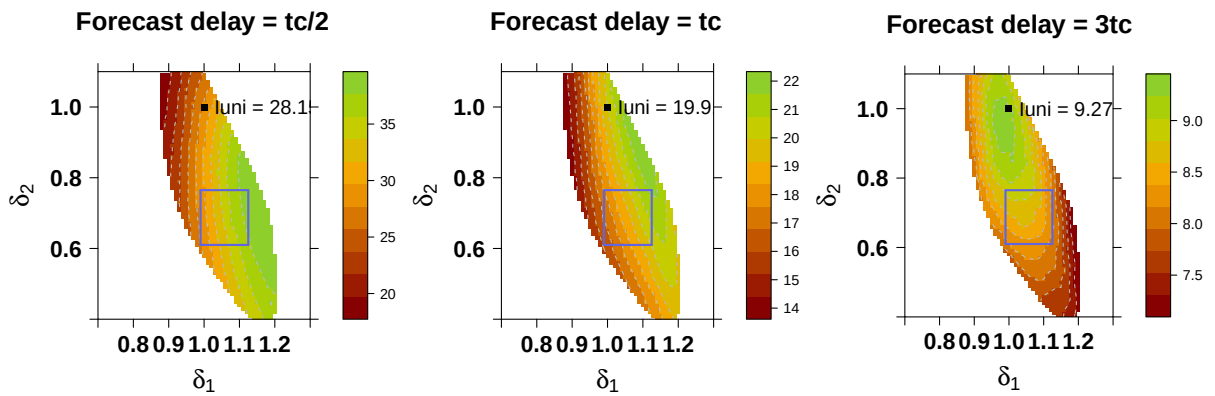

FIGURE A.12 – $I_{threshold}$ on the Beaume catchment. The $I_{threshold}$ surface is calculated from a set of 360 $I_{threshold}$ values that have been linearly interpolated. The blue rectangle delineates the zone characteristic of the spatial variability of the flash flood events studied. This zone is determined by the quartiles of the distributions of the (δ_1, δ_2) pairs for these events (see tables A.2, A.3, A.4).

From a quantitative point of view, the variations in threshold intensity observed over the $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ surfaces are significant regardless of the catchment area and forecast lead time. The threshold intensity scales vary from single to double. Focusing in particular on the spatial variabilities commonly encountered (inter-quartile zone represented by the blue rectangle in figures A.12, A.13 and A.14), the threshold intensity $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ varies from 35.2%, 19.3% and 15.2% for forecast lead times of $t_c/2$, t_c and 3 t_c respectively. The shorter the forecast lead time, the more the inclusion of spatial variability affects the value of the threshold intensity. This fits in with the analysis of the results when the FFG method is applied to the three catchment areas (see section A.5.2). Indeed, it has been mentioned that the results of the original FFG method were worse for the events particularly intense and with short accumulation period ; that is to say when the considered forecast lead times were small.

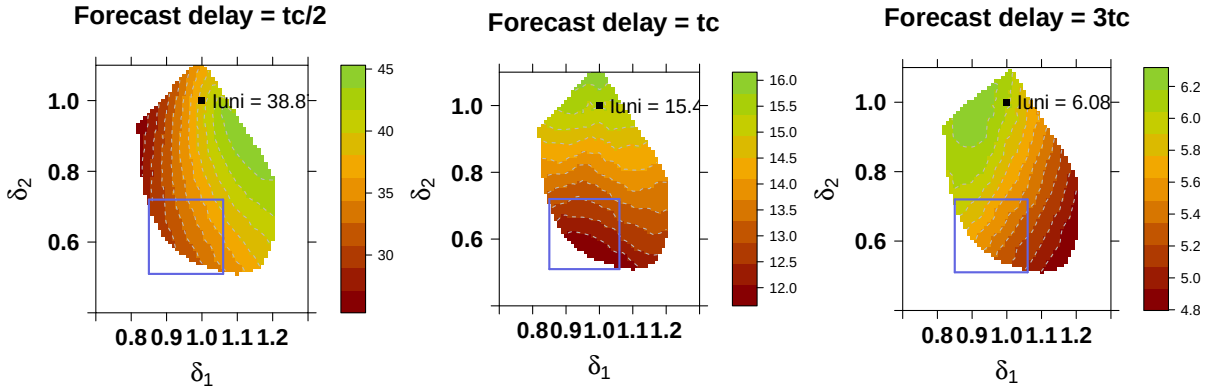

FIGURE A.13 – $I_{threshold}$ on the Gardon catchment

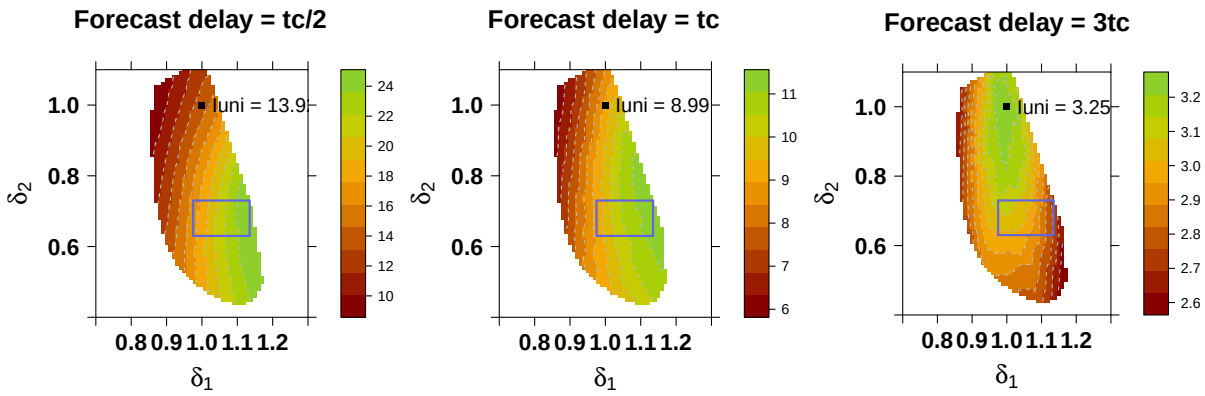

FIGURE A.14 – $I_{threshold}$ on the Ardèche catchment

For the Gardon catchment area, we note a particular behaviour of the threshold intensity $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$. Indeed, the observed variations differ from one forecast lead time to another. Under short lead time scenario (forecast lead time = $t_c/2$), we find the general behaviour described above with a threshold intensity decreasing with downstream location and rainfall concentration. The runoff response is mainly controlled by the downstream generated runoff since the travel time of runoff generated by the downstream catchment is close to the forecast lead time $t_c/2$. On the other hand, for longer periods (forecast lead time = $3t_c$) we observe smaller threshold intensities when precipitation is localized upstream. This unusual feature is explained by the particular spatial distribution of soil depths for this catchment. The upstream-generated runoff plays here a more significant role in influencing the runoff response at the outlet due to the similarity in magnitude of the travel time to the long forecast lead time. Moreover as the storage capacity of the ground upstream is minimal for this catchment (soil depth $\simeq 0.2$ m, see figure A.15), it results in rapid runoff after saturation. Thus, this rapid runoff after saturation because of the minimal upstream soil storage capacity makes threshold intensities to be decreasing with the upstream storm localization. The importance of the interaction between the spatial variability of the rainfall events and that of the characteristics of the catchment is thus highlighted.

Hence the first conclusion we can draw is that the spatial distribution of rainfall events has a significant effect on the calculation of threshold intensities. Flash flood forecasting is sensitive to upstream-downstream location and the travel time of water. Those results are in accordance with Zoccatelli et al. [2011] and Mei et al. [2014] studies that show the significant influence of δ_1 rainfall

distribution information on flash and moderate flood response timing respectively. The amount by which precipitation is spread over an area alters the hydrological response, though this response information is of second order in detecting a flood exceeding some alert threshold flow. This spreading (δ_2 index) will have a major effect on the amplitude of the flood, but will be almost negligible in terms of the timing of the hydrological response, therefore it does not significantly impact flood rising alert.

There is of course an interaction between the spatial distribution of rainfall events and the spatial distribution of the storage capacity of the soil in the catchment area. The interaction between these two distributions can lead to either an attenuation or amplification of the hydrological response. A particular soil water storage configuration, as in the Gardon catchment (Figure A.15), may lead to real contrasts between the hydrological responses of two rainfall forcing with identical average intensity, but differing by their spatial distribution. Indeed, on the Gardon catchment, the soil depths and saturated hydraulic conductivities are much higher on the downstream part of the catchment than on the upstream part (Figure A.15). Therefore, different spatial rainfall organization interacting with this heterogeneous soil distribution will result in very different threshold rainfall patterns : travel time of water usually controlled by the flow distance is here shortened on upstream catchment by rapid runoff generation processes after saturation. In this case, it results in an inhibition of the effects of the upstream-downstream rainfall center of mass localization (δ_1). It might be clearly observed on the example of the forecast lead time tc, where almost horizontal isopleths are drawn on the $I_{SFFG}(\delta_1, \delta_2)$ surface (center panel on figure A.13).

Assessment of FFG and SFFG methods for the 27 events

The SFFG method is now applied to the 27 events considered in the study. A threshold intensity is determined using the diagrams shown in figures A.12, A.13 and A.14. Just as in the assessment of the FFG method, the threshold intensity is calculated for the observed trigger period. On the basis of each diagram constructed for a forecast lead time T_{OBS}, the threshold intensity corresponding to the spatial characteristics (δ_1, δ_2) of the observed precipitation events is extracted to form the threshold intensity I_{SFFG}. Figure A.16 compares the threshold intensities obtained with the FFG and SFFG methods respectively.

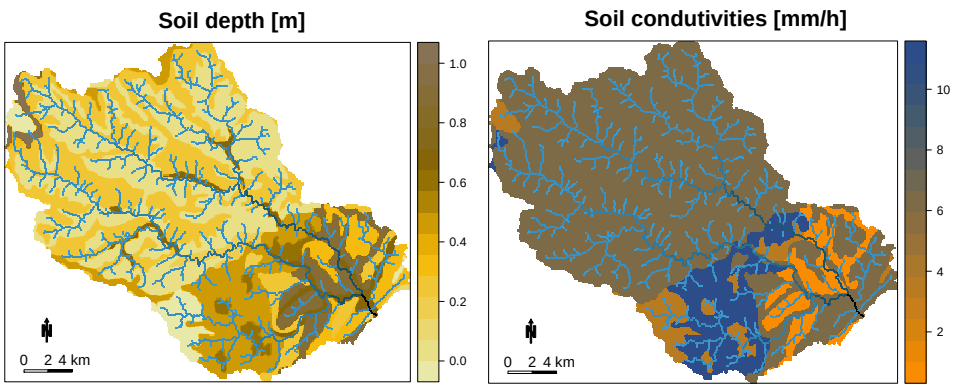

FIGURE A.15 – Soil depths (left) and saturated hydraulic conditivities (right) distributions of the Gardon catchment. Soil properties are provided by the BD-sols Ardèche database [Robbez-Masson et al., 2002]. They were established on the basis of soils surveys performed since 1990s for agronomic purposes. Soil depth and conditivities spatial representations show both contrasted properties along the upstream-downstream axis.

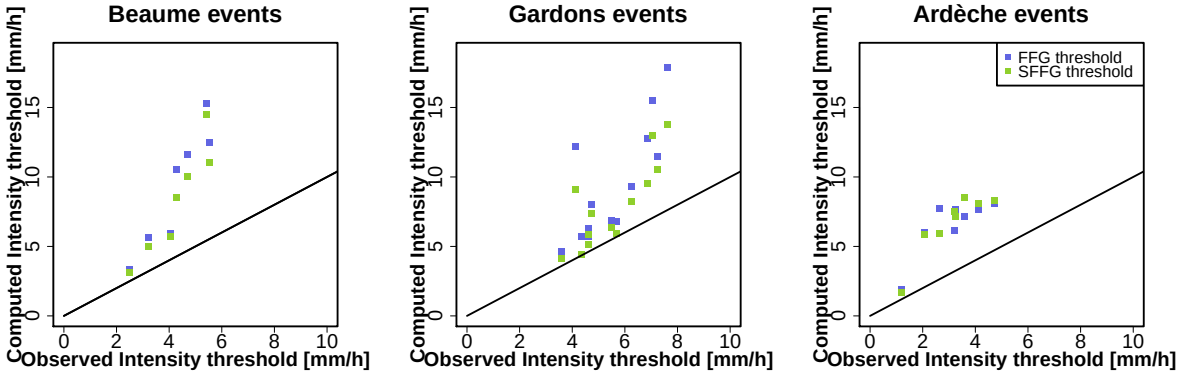

FIGURE A.16 – Assessment of the SFFG method by comparing I_{FFG}, I_{SFFG}, I_{OBS}

In the Beaume and Gardon catchments we observe a consistent reduction in the model threshold intensity when calculated by the new method. The reduction in the Gardon threshold intensity is all the more significant when the events are localised overall downstream of the catchment. Between the FFG and SFFG methods, the relative difference between the observed and calculated threshold intensities falls by 20% on average for these two catchments. However, it is observed that the threshold intensity is still overestimated for events of high intensity. For the Beaume, this can be explained in part by a poor soil wetness initialisation (see A.5.2).

On the other hand, for the Ardèche catchment no improvement in the forecasting between the two methods is observed. The model threshold intensity attributed to a uniform rainfall event is smaller than that in the inter-quartile zone (see figure A.14). In fact, the FFG method gives already generally good results on this catchment. Note that the Ardèche catchment is characterised by maximum intensity events which are smaller than those studied in the other catchments. It seems that rainfall spatial distribution information is more significant for flood events of strong intensity which explains the lack of improvement of the FFG method for flood events with smaller rainfall intensities.

We therefore observe a variable improvement in calculating threshold intensities using the SFFG method. Indeed, the effects due to the spatial distribution of rainfall differ from one catchment to another. That depends not only on the intensity of the event but also on the spatial heterogeneity of the physiographic characteristics of the catchment being studied.

A.8 Conclusions

Three catchment areas were investigated as a test case for the application of a new methodology in forecasting flash floods. Based on events observed over two decades, two operational forecasting methods, differentiated by the inclusion of spatial information for rainfall events, were applied.

The FFG method assessment to three catchment areas demonstrates the limitations of the method in that it significantly overestimates the threshold intensities leading to alerts being triggered. The forecasting results using this method are not uniform. For flash flood events associated with relatively low intensities, the use of the FFG method to predict whether the alert threshold flow will be exceeded is well established overall. On the other hand, for events of high intensity the FFG method significantly overestimates the intensity necessary to exceed the threshold flow. A new method for predicting flash floods incorporating information relating to the spatialisation of rainfall events has

been proposed. The MARINE distributed model is used to obtain threshold intensity diagrams as a function of the forecast lead time and initial wetness conditions, but also the extent to which rainfall events are spread out and located upstream or downstream in the catchment.

The proposed SFFG method provides encouraging improvements as compared with the FFG method. In addition, it offers the potential to analyse the sensitivity of the hydrological response to the spatial characteristics of the precipitation events as a function of the forecast lead time. The prediction of flash flooding is sensitive to upstream/downstream location, in particular when the forecast lead times are short. The extent to which rainfall events are spread out over the catchment appears in the study as secondary information in calculating a warning threshold intensity.

However, any improvement in calculating the threshold intensity using the SFFG method should not be taken for granted. The effect of the spatial variability of rainfall events is significant for events of large amplitude. We may also note the differences in improvement among catchments when using the SFFG method. Factors other than the spatial distribution of rainfall probably influence the results. The effect of the spatial variability of precipitation events is inherent in its interaction with other spatial distributions such as those of soil properties. The inclusion of factors characteristic of this interaction would seem to be appropriate in making a better assessment of the amplification or attenuation of the hydrological response.

Annexe B

Analyse de courbes de récession : approche ascendante

L'analyse des courbes de récession consiste à relier les caractéristiques des courbes de récession aux propriétés hydrogéologiques globales du bassin versant. Dans le chapitre 2, une méthode descendante d'analyse a été utilisée pour tenter une caractérisation des processus d'écoulement. L'idée consistait à extraire au mieux les récessions de courbes observés, et de révéler leur propriétés susceptible d'être significatives d'un comportement hydrologique distinct.

A l'inverse, des méthodes ascendantes permettent d'établir différentes modèles théoriques de récessions de crue, à partir d'hypothèses sur les propriétés hydrogéologiques du bassin versant. Suivant la méthode de résolution du problème mathématique que constitue la décharge d'un bassin versant, on trouve plusieurs modèles théoriques de récession de crue dans la littérature. Bien que non exploités dans l'étude, ces modèles couplés aux résultats du chapitre 2 pourraient aider à l'identification de propriétés géologique du substratum. Notamment au vue de la contribution constatée dans la génération des crues éclair des zones de roches altérés sur certains bassins versant à socle granitique, ces informations sur les horizons profonds pourraient guider un développement ultérieur du modèle.

On présente ainsi ici, les principales résolutions analytiques des équations de Dupuit-Forschheimer (Dupuit [1863], aussi attribuées à Boussinesq [Boussinesq, 1877]) décrivant le mouvement d'une nappe d'eau sur un plan incliné.

B.1 Etablissement des équations de Boussinesq (1904) ou Dupuit (1863) [1]

On considère un nappe d'eau non confinée, située sur un plan incliné. La nappe est limitée par le bas par un substratum imperméable. Une nappe libre est un milieu saturé sur un certaine hauteur surmontée de milieu poreux non saturé. Toute variation de charge, induit un mouvement de surface-libre qui en saturant ou désaturant le milieux poreux va stocker ou déstocker de l'eau. Pour établir les équations de Dupuit Forscheimer, il faut considérer un volume élémentaire qui comprend une partie de milieu poreux non saturé (figure B.1).

1. Le positionnement du problème est fortement inspiré du cours de Ghislain de Marsily [De Marsily, 1986; de Marsily, 2004]

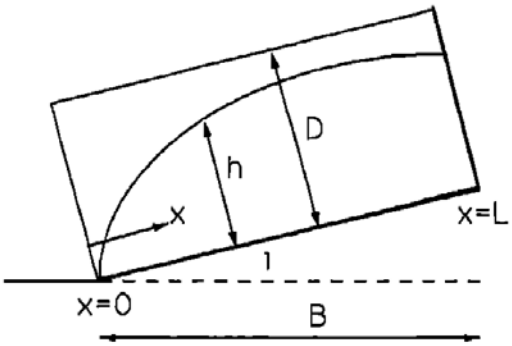

FIGURE B.1 – Schéma de modélisation de la nappe pour lequel on souhaite établir les équations de contrôle du mouvement

Les variables utilisées par la suite sont :

$$\begin{aligned}
\rho &: \text{densité de l'eau } [-] \\
\phi &: \text{porosité } [-] \\
h(x,t) &: \text{hauteur de la nappe } [m] \\
\mathrm{D} &: \text{hauteur maximale de la nappe (capacité maximale du réservoir sol) } [m] \\
\mathrm{L} &: \text{longueur de drainage } [m] \\
i &: \text{pente du BV } [-] \\
\mathrm{K} &: \text{conductivité hydraulique } \left[m.h^{-1}\right] \\
\mathrm{H} &: \text{charge hydraulique } [m] \\
h_0 &: \text{hauteur moyenne de la nappe d'eau à l'état initial } [m]
\end{aligned} \tag{B.1}$$

Hypothèses sur lesquelles se reposent les équations proposés :

— Hypothèse 1 : Incompressibilité de l'eau et du pore. $\rho = \mathrm{C}ste$ et $\phi = \mathrm{C}ste$

— Hypothèse 2 : Hypothèses de Dupuit. On suppose que dans cette nappe libre, toutes les vitesses sont parallèles entre elles sur une même verticale et suivent la direction du substrat imperméable. (Cette hypothèse est vérifiée quand on est suffisamment loin de l'exutoire).

— Hypothèse 3 : On suppose une conductivité hydraulique constante. $\mathrm{K} = \mathrm{C}ste$

— Hypothèse 4 : Le problème est considérer plan (x,z). Aucune variable ne dépend de y.

Loi de Darcy

$$\begin{aligned}
\vec{\mathrm{U}} &= -\mathrm{K}g\vec{r}ad\mathrm{H} \\
\mathrm{H} &= h(x,t)\cos(i) + \sin(i) \\
\vec{\mathrm{U}} &= -\mathrm{K}\left(\frac{dh}{dx}\cos(i) + \sin(i)\right)
\end{aligned}$$

Équation de continuité en milieu poreux (bilan de masse)

$$\begin{aligned}
\text{Variation de volume d'eau} &= \text{Flux entrant} - \text{Flux sortant} \\
\rho\phi\frac{dh}{dt}dxdy &= -\rho\frac{d\mathrm{U}}{dx} * h(x,t)dxdy \\
\phi\frac{dh(x,t)}{dt} &= -\frac{d\mathrm{U}}{dx} * h(x,t)
\end{aligned}$$

On obtient alors l'équation de Dupuit Forchheimer :

$$\frac{dh(x,t)}{dt} = \frac{\mathrm{K}}{\phi}\left[\cos(i)\frac{d}{dx}\left(h(x,t)\frac{dh(x,t)}{dx})\right) + \sin(i)\frac{dh(x,t)}{dx}\right] \tag{B.2}$$

Conditions initiales et limites du problème

Conditions initiales :	$h = \mathrm{H}_0$	$0 \leq x \leq \mathrm{L}$	$t = 0$
Limite 1 :	$h = 0$	$x = 0$	$t > 0$
Limite 2 = flux nul :	$\frac{dh}{dx}\cos(i) + \sin(i) = 0$	$x = \mathrm{L}$	$t > 0$

B.2 Résolution des équations de Dupuit-Forchheimer : les différentes méthodes

Les équations de Dupuit-Forchheimer ne sont pas linéaires. La résolution nécessite des simplifications et donc de supposer d'autres hypothèses. On trouve dans la bibliographie plusieurs méthode de résolution. En sont présentées par la suite quelques unes.

B.2.1 Beven [1982] : Hypothèse d'onde cinématique

Il s'agit de considérer que l'effet de la gravité est plus important que l'effet diffusif dans l'écoulement de la nappe dans le sol. En terme d'équation cela revient à écrire : $\cos(i)\frac{dh}{dx} << \sin(i)$. Le problème revient à un problème d'advection pure. Les conditions initiales sur la pente seront alors déterminantes de l'écoulement dans le temps.

On a ainsi :

$$\frac{dh(x,t)}{dt} = \frac{\mathrm{K}}{\phi}\sin(i)\frac{dh(x,t)}{dx} \tag{B.3}$$

La solution est :

$$h(x,t) = ho(x - \mathrm{C}t) \qquad \text{avec} \qquad \mathrm{C} = \frac{\mathrm{K}\sin(i)}{\phi} \tag{B.4}$$

Un nombre sans dimension apparaît dans la simplification faite :

$$\begin{aligned}
\alpha &= \frac{gravite}{diffusion} = \frac{\tan(i) * \mathrm{L}}{\overline{\mathrm{D}}} \\
\alpha_+ &= \frac{gravite}{diffusion} = \frac{\tan(i) * \mathrm{L}}{\overline{\mathrm{D}} * 2}
\end{aligned}$$

Cela permet de juger de l'importance de chacun des mécanismes. On retrouvera ce nombre dans les solutions analytiques par la suite. En terme d'ordre de grandeur, on trouve sur les bassins versant de notre étude des rapports d'altitude allant de 0.017 à 0.086, ce qui est assez élevé. La grandeur L est de l'ordre du km, tandis qu'on estime une profondeur de nappe $\overline{\mathrm{D}}$ ne dépassant pas 10 m. En utilisant ces ordres de grandeur, on trouve un rapport minimal de 0.85. Ainsi même pour nos BVs fortement pentus, les mécanismes de diffusivité ne sont pas forcément négligeable.

On va rechercher ainsi une solution sans l'hypothèse forte d'onde cinématique. (De plus, ici la solution ne nous aide pas, puisqu'elle n'est pas définie suivant les caractéristiques du bassin versant).

B.2.2 Zecharias and Brutsaert [1988] : Hypothèse de quasi stationnarité du problème

On suppose ici des conditions d'état quasi-stationnaire, c'est à dire que l'écoulement à l'exutoire est le même que si nous étions en régime permanent.

En régime permanent, on a le flux de sortie égal au taux de recharge de la nappe. On a donc le flux de sortie q_x à l'abscisse x égale au taux de précipitation P que l'on considère uniforme sur le bassin versant :

$$q_x = \mathrm{P} \cdot (\mathrm{L} - x) \tag{B.5}$$

Or d'après la loi de Darcy :

$$\begin{aligned} q_x &= \mathrm{K} h(x,t) \left(\frac{dh}{dx} \cos(i) + \sin(i) \right) \\ \mathrm{P} \cdot (\mathrm{L} - x) &= \mathrm{K} h(x,t) \left(\frac{dh}{dx} \cos(i) + \sin(i) \right) \end{aligned} \tag{B.6}$$

On linéarise le système en supposant h peu variable suivant x. D'où $h(x,t) = \overline{h(t)}$ On peut alors intégrer (B.6) de $x = 0$ à $x = \mathrm{L}$ où $h(x,t)$ vaut respectivement 0 et h_2 .

$$i \frac{\mathrm{L}^2}{2} = \mathrm{K} \overline{h(t)} \left(h_2 \cos(i) + \mathrm{L} \sin(i) \right) \tag{B.7}$$

$$\tag{B.8}$$

De plus on a :

$$\begin{aligned} q_{x=0} &= \mathrm{PL} && \text{d'après (B.5)} \\ \mathrm{S}(t) &= \phi \overline{h(t)} \mathrm{L} && \text{le stock d'eau dans la nappe} \\ \frac{d\mathrm{S}(t)}{dt} &= -q && \text{d'après la conservation de masse} \end{aligned}$$

En remplaçant P et $\overline{h(t)}$ dans , on obtient :

$$q = \frac{2\mathrm{K}}{\phi \mathrm{L}^2} \left(h_2 \cos(i) + \mathrm{L} \sin(i) \right) \mathrm{S}(t) \tag{B.9}$$

D'où :

$$\begin{aligned} -\frac{dq}{dt} &= a \cdot q^b \qquad \text{avec} \\ a &= \frac{2\mathrm{K}}{\phi \mathrm{L}^2} h_2 \cos(i) \left(1 + \frac{\tan(i) * \mathrm{L}}{h_2} \right) \\ b &= 1 \end{aligned} \tag{B.10}$$

h_2 correspond à la hauteur de la nappe en $x = \mathrm{L}$ peut être approximer par la hauteur de la nappe D. De plus, on écrit plus souvent les résultats en fonction de la longueur de drainage W et de l'aire drainée A = 2LW D'où

$$a = \frac{8\mathrm{KW}^2}{\phi \mathrm{A}^2}\mathrm{D}\cos(i)\left(1+\frac{\tan(i)*\mathrm{L}}{\mathrm{D}}\right)$$

Remarques sur les résultats de Zecharias and Brutsaert [1988] : Dans la publication, le coefficient a est calculé pour 19 bassins versants du plateau "alapachian" sur la montagne Allegheny. Une reflexion est faite sur la méthodologie de calcul. Également, l'auteur a calculé les corrélations entre a et les données physiographiques K, ϕ et L.

B.2.3 Sanford et al. [1993] : Hypothèse variation de h linéaire en x

Les hypothèses sont :

— *hypothèse 1* : on linéarise (B.2) : on néglige le premier terme devant le second en considérant les variations de h faible, dans l'équation qui suit.
$\frac{d}{dx}\left(h\frac{dh}{dx}\right) = \left(\frac{dh}{dx}\right)^2 + h\frac{d^2h}{dx^2}$

— *hypothèse 2* : le flux à travers le système est supposé linéaire en x .

Avec ces hypothèses, on intègre par trois fois suivant x l'équation (B.2). Les deux premières intégrations enlèves les termes d'intégrations ; la troisième intégration permet d'obtenir le volume cumulé en sortie pour tout instant t.

$$\phi\int_x^{\mathrm{L}}\frac{dh}{dt}dx = \mathrm{K}\left[h(x,t)\sin(i)+h(x,t)\frac{dh}{dx}\cos(i)\right]_{x=x}^{x=\mathrm{L}} \tag{B.11}$$

$$\phi\int_x^{\mathrm{L}}\frac{dh}{dt}dx = \mathrm{K}\left(h(x,t)\sin(i)+h(x,t)\frac{dh}{dx}\cos(i)\right) \tag{B.12}$$

En $x = \mathrm{L}$, la condition aux limites impose un flux nul soit $\left[h(x,t)\sin(i)+h(x,t)\frac{dh}{dx}\cos(i)\right]_{x=\mathrm{L}} = 0$ (d'où le passage de B.11 à B.12).

Le calcul du terme de gauche, où $h(x,t)$ est intégré suivant x nécessite une approximation donnée dans l'*hypothèse 1*. On suppose en effet $h(x,t) = \overline{h}(t)$. Ce qui aboutit à :

$$-\phi\mathrm{W}\int_x^{\mathrm{L}}\frac{dh}{dt}dx = -\phi\mathrm{W}\int_0^{\mathrm{L}}\frac{dh}{dt}dx+\phi\mathrm{W}\int_0^{x}\frac{dh}{dt}dx \tag{B.13}$$

$$-\phi\mathrm{W}\int_x^{\mathrm{L}}\frac{dh}{dt}dx = \frac{d\mathrm{V}}{dt}+\phi\mathrm{W}\int_0^{x}\frac{dh}{dt}dx \tag{B.14}$$

$$-\phi\mathrm{W}\int_x^{\mathrm{L}}\frac{dh}{dt}dx = \frac{d\mathrm{V}}{dt}+\phi\mathrm{W}x\frac{d\overline{h}(t)}{dt} \tag{B.15}$$

D'où :

$$\frac{d\mathrm{V}}{dt}+\phi\mathrm{W}x\frac{d\overline{h}(t)}{dt} = -\mathrm{KW}\left(h(x,t)\sin(i)+h(x,t)\frac{dh}{dx}\cos(i)\right) \tag{B.16}$$

Divisant par $h(x,t)$ l'équation (B.16) puis intégrant entre 0 et x :

$$\frac{-1}{\mathrm{KW}\cos(i)}\int_0^x \frac{1}{h(x,t)}\left(\frac{d\mathrm{V}}{dt}+\phi\mathrm{W}x\frac{d\overline{h}(t)}{dt}\right)dx = x\tan(i)-(h(0,t)-h(x,t)) \tag{B.17}$$

$$\frac{-1}{\mathrm{KW}\cos(i)}\int_0^x \frac{1}{h(x,t)}\left(\frac{d\mathrm{V}}{dt}+\phi\mathrm{W}x\frac{d\overline{h}(t)}{dt}\right)dx = x\tan(i)-(h(0,t)-h(x,t)) \tag{B.18}$$

$$\frac{-1}{\mathrm{KW}\cos(i)\overline{h}(t)}\left(\frac{d\mathrm{V}}{dt}x+\frac{\phi\mathrm{W}x^2}{2}\frac{d\overline{h}(t)}{dt}\right) = x\tan(i)-(h(0,t)-h(x,t)) \tag{B.19}$$

Puis intégrant (B.17) entre 0 et L on obtient pour le terme de gauche :

$$\phi\mathrm{W}\int_0^{\mathrm{L}} \frac{-1}{\mathrm{KW}\cos(i)\overline{h}(t)}\left(\frac{d\mathrm{V}}{dt}x+\frac{\phi\mathrm{W}x^2}{2}\frac{d\overline{h}(t)}{dt}\right)dx = \mathrm{V}^*-\mathrm{V} \tag{B.20}$$

$$\text{avec}\quad \begin{cases} \mathrm{V}^* = \frac{1}{2}\phi\mathrm{WL}^2\tan(i)+\phi\mathrm{WL}(h(0,0)-h(0,t)) \\ \mathrm{V} = \phi\mathrm{W}\int_0^{\mathrm{L}}(h(0,0)-h(x,t))dx \end{cases} \tag{B.21}$$

V correspond volume sortie de réservoir entre $t=0$ et $t=t$. V^* correspond au volume potentiel amont d'eau qui peut être drainé. V^* augmente au cours du temps . A l'instant initial

$$\mathrm{V}^* = \mathrm{V}_i * \frac{\mathrm{L}\tan(i)}{2\mathrm{D}} = \mathrm{V}_i * \alpha_+ \tag{B.22}$$

et l'instant final :

$$\mathrm{V}^* = \mathrm{V}_i\left(1+\frac{\mathrm{L}\tan(i)}{2\mathrm{D}}\right) = \mathrm{V}_i(1+\alpha_+) \tag{B.23}$$

On retrouve là encore le rapport $\alpha_+ = \frac{\mathrm{L}\tan(i)}{2\mathrm{D}}$.

Remarque : Par la suite, Sanford et al. [1993] montre que les résultats diffèrent peu si on considère directement $h(0,t)=0 \quad \forall \quad t$ et donc V^* peut être considérer comme constant :

$$\mathrm{V}^* = \mathrm{C}ste = \mathrm{V}_i(1+\alpha_+) \tag{B.24}$$

En intégrant le membre de gauche de (B.20) :

$$\frac{\phi\mathrm{L}^2}{2\mathrm{K}\cos(i)\overline{h}(t)}\left(\frac{d\mathrm{V}}{dt}+\frac{\phi\mathrm{WL}}{3}\frac{d\overline{h}(t)}{dt}\right) = \mathrm{V}^*-\mathrm{V} \tag{B.25}$$

C'est le principal résultat de Sanford et al. [1993]. Ensuite la résolution et l'obtention de la relation $\frac{dq}{dt} = aq^b$ dépend de ce que l'on suppose pour $\overline{h}(t)$. Sanford et al. [1993] propose 3 choix :

— $\overline{h}(t) = h(0,0) = \mathrm{C}ste$. Ce choix est une approximation forte puisque la hauteur de la nappe diminue en fonction du temps. Cette supposition est cependant couramment retenue pour résoudre les équations de Dupuit-Forchheimer. Elle aura pour effet de sur-évaluer la décrue puisque la charge hydraulique supposée alors constante sera supérieure à la réalité.

— On suppose une décroissance linéaire de $\overline{h}(t)$ en fonction du temps. En effet on a, à tout instant t, $\overline{h}(t) = \frac{\mathrm{V}_{restant}}{\phi\mathrm{WL}} = \frac{\mathrm{V}_i-\mathrm{V}(t)}{\phi\mathrm{WL}}$, soit $\overline{h}(t) = h(0,0)\left(1-\frac{\mathrm{V}(t)}{\mathrm{V}_i}\right)$

— Pour simplifier la résolution de l'équation, la décroissance linéaire est supposé répondre à un autre facteur de décroissance : $\overline{h}(t) = h(0,0)\left(1 - \frac{V(t)}{V_*}\right)$. La solution diverge du second choix quand t tend vers l'infini. En effet la décroissance est de $\overline{h}(t)$ est moins rapide et ne tend pas vers 0.

Pour le choix **1** et le choix **3** ; il est possible d'obtenir sans simplification de l'équation (B.25) une relation $-\frac{dq}{dt} = aq^b$. Pour le second choix il faudra considérer le cas t tend vers 0 et le cas t tend vers l'infini.

Dans tous les cas la méthode consiste à écrire $q = \frac{dV}{dt}$, et donc de dériver l'équation (B.25) pour obtenir la relation $\frac{dq}{dt} = aq^b$. Les coefficients a et b obtenus sont résumés dans le tableau B.1.

TABLEAU B.1 – Résultats de Sanford et al. [1993]

$\overline{h}(t)$	b	a	Commentaire
$h(0,0)$	1	$\frac{8Kh_0\cos(i)W^2}{\phi A^2}$	—
$h(0,0)\left(1-\frac{V(t)}{V_i}\right)$	1	$\frac{24Kh_0\cos(i)W^2}{\phi A^2} * \left(1+\frac{\alpha}{4}\right)$	t -> 0 (moi)
$h(0,0)\left(1-\frac{V(t)}{V_i}\right)$	1.5	$4\sqrt{3}\frac{\sqrt{K\cos(i)}W}{\phi A^{3/2}}\left(1+\frac{1}{4}\alpha\right)/\left(1+\frac{1}{2}\alpha\right)^{-1/2}$	t -> 0 [Rupp and Selker, 2006]
$h(0,0)\left(1-\frac{V(t)}{V_i}\right)$	1	$\frac{6Kh_0\cos(i)W^2}{\phi A^2} * \alpha$	t -> ∞
$h(0,0)\left(1-\frac{V(t)}{V_*}\right)$	1.5	$4\sqrt{3}\frac{\sqrt{K\cos(i)}W}{\phi A^{3/2}}\left(1+\frac{3}{4}\alpha\right)^{-1/2}$	—

B.2.4 Brutsaert [1994] : Linéarisation algébrique

Brutsaert [1994] choisit de résoudre en linéarisant l'équation de Dupuit-Forchheimer et de la résoudre pour h. Ainsi, on n'a pas besoin d'hypothèse sur la forme de variation de h ni supposer l'état quasi-stationnaire. L'idée est de servir plutôt des outils mathématiques, que d'effectuer des hypothèses sur la physique pour intégrer l'équation. L'approximation consiste en la linéarisation suivante :

$$\frac{d}{dx}\left(h\frac{dh}{dx}\right) = \left(\frac{dh}{dx}\right)^2 + h\frac{d^2h}{dx^2} \approx \overline{h}\frac{d^2h}{dx^2} \approx pD\frac{d^2h}{dx^2} \tag{B.26}$$

S'ensuit alors la transformation de l'équation de Boussinesq en équation d'advection - diffusion :

$$\frac{dh}{dt} = K\left(\frac{d^2h}{dx^2}\right)^2 + U\frac{dh}{dx} \tag{B.27}$$

$$\text{avec} \quad K = k\overline{h}\cos(i)/\phi \quad \text{avec} \quad U = k\sin(i)/\phi$$

En utilisant les transformés de Laplace, on obtient le résultat suivant :

$$Q = K\phi\overline{h}\frac{\left[2cd\cosh(bL) - (c^2+d^2)\sinh(dL) - 2cd\exp^{-cL}\right]}{y\left[d\cosh(dL) - c\sinh(dL)\right]} \tag{B.28}$$

$$\text{avec} \quad \begin{cases} y & : \text{ transformée de Laplace de t} \\ c & = \frac{-U}{2K} \\ d & = \sqrt{\left(\frac{U}{2K}\right)^2 + \frac{y}{K}} \end{cases}$$

A partir de ce résultat, si on regarde le début de la récession c'est à dire lorsque t est proche de 0, c'est à dire y tend vers l'infini. On peut obtenir la solution dans l'espace réel par transformé inverse :

$$q(t) = \sqrt{\frac{-kp\phi\cos(i)}{\pi t}}\mathrm{D}^{3/2} \tag{B.29}$$

d'où : $a = \frac{\pi}{8kp\phi\cos(i)\mathrm{D}^3\mathrm{L}^2}$ et $b = 3$

Si on considère la solution à un temps infini, c'est à dire lors de l'étiage par exemple. On doit regarder la solution pour y tend vers 0. Or ici, on a pas convergence de la solution pour y tend vers 0. Brutsaert [1994] l'explique par le fait que le problème considéré comme unidirectionnel ne l'est plus quand le temps tend vers l'infini.

Remarque : Rupp and Selker [2006] trouve une solution pour t tendant vers l'infini, en considérant seulement le premier terme de la solution exacte obtenu après transformée inverse de Laplace. Il trouve alors les coefficients $a = \frac{\pi^2 pk\mathrm{DL}^2\cos(i)}{\phi\mathrm{A}}\left(1+\left(\frac{\alpha}{\pi p}\right)^2\right)$ et $b = 1$

B.3 Résumé des solutions des équations de Boussinesq

Ainsi, on a vu qu'il est possible de résoudre les équations de Boussinesq en faisant des hypothèses plus ou moins fortes. Globalement, on peut regrouper les résultats en deux écoles. La première consiste à faire de grandes simplifications dès le départ. Les résultats obtenus alors, régissent directement une loi $\frac{dq}{dt} = aq^b$. A l'inverse, on peut résoudre l'équation de Dupuit en limitant les hypothèses de base. Cependant, les solutions alors trouvées sont plus complexes et nécessitent des simplifications suivant le domaine temporel considéré pour réussir à trouver une relation entre q et sa dérivée temporelle.

Le tableau suivant résume les différentes résolutions de l'équation de Boussinesq / Dupuit-Forchheimer. Pour donner sens à la dimension du coefficient a qui varie suivant la valeur de b, il sera exprimer en fonction des constantes de temps et de volume caractéristiques du problème.

$$\mathrm{V}_0 = \phi\mathrm{WL}h_0 \qquad \tau = \frac{\phi\mathrm{L}^2}{\mathrm{K}h_0} \qquad \alpha = \frac{\mathrm{L}}{h_0}\tan(i) \tag{B.30}$$

TABLEAU B.2 – Résultats de la résolution des équations de Boussinesq sous différentes hypothèses

Auteur	hypothèses	a	b
Zecharias and Brutsaert [1988]	état quasi-stationnaire	$\frac{2\cos(i)}{\tau} * (1+\alpha)$	1
Sanford et al. [1993]	Variation linéaire de h suivant x ; $h(t) = h_0$	$\frac{2\cos(i)}{\tau}$	1
Sanford et al. [1993]	Variation linéaire de h suivant x ; $h(t) = h_0\left(1 - \frac{V(t)}{(1+\alpha/2)V_0}\right)$	$2\sqrt{\frac{3\cos(i)}{\tau V_0(1+\frac{3}{4}\alpha)}}$	3/2
Sanford et al. [1993]	Variation linéaire de h suivant x ; $h(t) = h_0\left(1 - \frac{V(t)}{V_0}\right)$; $t << \frac{8\tau}{3\cos(i)\alpha}$	$2\sqrt{\frac{3\cos(i)}{\tau V_0(1+\frac{1}{2}\alpha)}}\left(1+\frac{\alpha}{4}\right)$	3/2
Brutsaert [1994]	Linéarisation ; $h(t) = p * h_0$; $t << \frac{4\tau}{\cos(i)\alpha^2}$	$\frac{\pi}{8}\frac{p\tau}{V_0^2\cos(i)}$	3

Quelques remarques sur les différents résultats :

— le fait que le bassin versant soit pentu semble modifier la constante de temps caractéristique du système. L'écoulement est en effet du à la différence de charge sur l'axe de l'écoulement. i) la pente induira une différence de potentielle constante : l'augmentation de la pente augmente la vitesse d'écoulement et fait ainsi diminuer le temps caractéristique de la vidange. ii) à l'inverse le gradient de la hauteur d'eau suivant x diminue avec l'angle de projection, d'où une augmentation de la constante de temps avec $\cos(i)$. On a donc des effets antagoniste de la pente sur le temps de réponse du bassin versant.

— Variation du coefficient b : il est difficile de relier la valeur de b aux hypothèse de départ. Il semble que les variations de b soient plus liées plutôt une plage temporelle sur laquelle on se fixe. Néanmoins, on peut remarquer que en cas de i) d'hypothèse d'état quasi-stationnaire $b = 1$; ii) considérer $h(x,t)$ constant l'équivaut également. Les différentes hypothèses utilisées ont parfois suggérées h_0 constant et donc une charge hydraulique surestimée au fur et mesure que le réservoir se décharge. Il semble que c'est cette hypothèse qui affecte le plus la valeur de b.

— En exprimant a en fonction des grandeurs caractéristiques du systèmes, on peut comparer les différentes identifications effectuées. On remarque :

  — la constante de temps $\tau/\cos(i)$ apparait dans tous les cas comme la constante caractéristique du système de nappe libre penchée.

  — la méthode de [Sanford et al., 1993] a fait apparaître dans la résolution du problème un volume caractéristique définit comme "volume d'eau potentiellement drainable supérieur au volume initiale". Il est égal au volume d'eau considéré à l'état initial + la volume compris dans le triangle de roche imperméable sous-jacent (voir figure 5 de Sanford et al. [1993]). On peut peut-être l'expliquer par le fait que, la présence d'une pente induit une charge d'eau plus élevée et donc un équivalent en volume d'eau plus élevé que ce que le système comprend initialement.

Audrey DOUINOT (2016)

Analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide sur l'arc méditerranéen

Résumé : L'objectif de la thèse est d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques lors des événements de crues éclair. Se basant sur un modèle existant (MARINE), l'étude se concentre sur les processus internes au sol. Une étape préliminaire permet, à partir de l'analyse des données, de confirmer l'activité du socle rocheux durant les crues éclair. Une analyse structurelle de MARINE est réalisée, afin de connaître la sensibilité des flux de subsurface aux choix structurels. Une nouvelle modélisation, plus robuste et intégrant explicitement une représentation des roches altérées, est mise en place. Supposant des chemins préférentiels à l'interface sol/roche, le modèle donne une bonne reproduction des bassins sédimentaires. Sur les bassins granitiques, il sous-estime les récessions et, en conséquence, les éventuels seconds pics de crue, montrant la nécessité de représenter des flux significatifs sur ces bassins, y compris dans la zone altérée.

Mots Clefs : modélisation hydrologique - crue éclair - analyse de sensibilité - calibration - flux latéraux - chemins préférentiels

---

Flash flood modelling for a better understanding of hydrological processes in the Mediterranean

Abstract : The purpose of this thesis is to improve the knowledge of hydrological processes during flash flood events using rainfall-runoff modelling. The project focuses on hydrological processes occurring into soil and subsoil horizons. A preliminary data analysis corroborates the activity of the weathered bedrock during flash floods. The hydrological response, simulated by the MARINE model, is then investigated to detect the sensitivity of subsurface flow processes to model assumptions. It leads to several modifications of the model structure in order to make it more robust. Moreover a two-layered soil column is implemented to explicitly integrate the activity of the weathered bedrock into the model. Assuming preferential path flows at the soil-bedrock interface, the model performs well on sedimentary watersheds, but underestimate recession curves and second flood peaks on granitic ones, showing the need to simulate as well significantcontribution from the weathered bedrock.

Keywords : hydrological modelling - flash flood - sensibility analysis - calibration - lateral flows - preferential path flows

---

Thèse préparée au sein de l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, Allée du Professeur Camille Soula, 31400 Toulouse