



HAL
open science

Prévision d'ensemble des crues rapides méditerranéennes

Simon Edouard

► **To cite this version:**

Simon Edouard. Prévision d'ensemble des crues rapides méditerranéennes. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2016. Français. NNT : 2016TOU30332 . tel-01761961

HAL Id: tel-01761961

<https://theses.hal.science/tel-01761961>

Submitted on 9 Apr 2018

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue le *09/12/2016* par :

Simon Edouard

Prévision d'ensemble des crues rapides méditerranéennes

JURY

SYLVAIN COQUILLAT

Président du Jury

ISABELLE BRAUD

Membre du Jury

CHRISTOPHE BOUVIER

Membre du Jury

ERIC MARTIN

Membre du Jury

OLIVIER PAYRASTRE

Membre du Jury

BRUNO JANET

Membre du Jury

VINCENT LETROUIT

Invité

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Hydrologie, Hydrochimie, Sol, Environnement

Unité de Recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques

Directeur(s) de Thèse :

Véronique DUCROCQ et Béatrice VINCENDON

Rapporteurs :

Isabelle BRAUD et Christophe BOUVIER

Remerciements

En trois ans, on fait un sacré chemin et de nombreuses personnes nous accompagnent nous aident, nous conseillent, nous soutiennent, et il est temps de les remercier.

Cette thèse est la concrétisation d'un travail mené, depuis maintenant plus de trois ans, en compagnie de mes deux encadrantes. Je tiens tout d'abord à remercier Béatrice qui s'est chargée du suivi de mon travail quotidien, toujours prête à m'apporter son aide et son conseil et ce jusqu'aux derniers jours de ma thèse malgré un emploi du temps très chargé. Je la remercie aussi de m'avoir encouragé à participer aux différentes conférences et école d'été que j'ai pu faire pendant ces trois ans, ainsi que pour sa bonne humeur, et ses gâteaux de la pause café ainsi que ses grandes qualités humaines.

Merci à Véronique, qui avec un emploi du temps surchargé en tant que directrice de GMME et aussi des nombreux doctorants à encadrer, à toujours trouver un peu de temps à consacrer à mon travail et surtout d'avoir fini par réussir à faire évoluer ma vision ingénieur à une vision scientifique.

Je tiens aussi à remercier l'ensemble des membres du jury d'avoir consacré du temps à l'évaluation de mon travail. Je tiens aussi à remercier la direction de la recherche de l'ENTPE de m'avoir permis de réaliser cette thèse à Météo France.

Merci à tous les membres de l'équipe MICADO et MESONH pour les échanges professionnels et surtout pour les pauses café, les gâteaux, chocolats et galettes en tout genre et conférences HyMeX. Un merci tout particulier aux différents co-bureau qui se sont succédé et m'ont supporté pendant ces trois ans :

- Romain avec son accent marseillais et ses spams de théâtre.
- Hélène avec qui on a partagé quelques plans galères qui resteront des très gros souvenirs.
- Guillem qui aura laissé sa trace malgré un passage express.
- Maxime pour les parties de rigolades, les soirées, ciné, annif et j'en passe...
- Mary avec ses bons conseils, son grand sourire, sa bonne humeur et surtout tout les bons moments qu'on a partagé.
- Alexane et sa constante bonne humeur et son rire très communicatif.

Un grand merci, pour tous ces bons moments sur Toulouse, à Yann pour tout les bons moments qu'on a passé à rigoler, citer du Kaamelot ou du OSS 117 faire des sorties en montagne, kayak, à Tiphaine pour nos moments biathlon , athlétisme, ski de fond, footing en tee shirt rose et soirée en tout genre, à Rémy pour son humour (drôle) et les bonnes soirées qu'on a pu passer ensemble et pour me faire découvrir la vie grenobloise.

Merci aussi à toutes les personnes que j'ai pu rencontrer à Météo France : : Julien, Hélène, Marie, Benco, Nico, Lysa, Pierre, Jeff, Imane, Maxime, Xavier, PEB, Marie, César, Léo, Sophia Quentin, Emilie, Carole, Nicolas, Fabien, Benoit. Merci aussi à mes collègues d'entraînement du SATUC, ces séances d'entraînements m'ont permis de m'évader et aussi d'apprendre à courir sérieusement sans se prendre au sérieux.

Un grand merci à mes amis de plus longues dates, Rémi pour toutes les bonnes sorties vélo suivis d'apéro. Laurene pour ton soutien. Les copains de l'école : Maud, Marion, Ludo, Manu, Swann, Coline, Malika, Perrine, pour le ski, le trail, l'Irlande...

Enfin, mes derniers remerciements iront à ma famille qui m'a toujours soutenu et encouragé pour mes études et pour le reste. Si j'ai pu réaliser tout ce chemin c'est grâce à elle, un grand merci !

Résumé

Les régions méditerranéennes sont particulièrement soumises au risque de crues rapides. Ces crues sont provoquées par des pluies intenses pouvant être stationnaires et qui affectent des bassins versants à la topographie marquée et aux temps de réponses courts. Ces crues peuvent être très violentes, dévastatrices voire meurtrières. Il est donc important de disposer de systèmes de prévision adaptés pour l'anticipation des pluies et des débits des cours d'eau méditerranéens.

Le système couplé ISBA-TOP a été particulièrement conçu pour simuler la réponse hydrologique de bassins versants à dynamique rapide. Il s'agit d'un couplage entre le modèle de surface ISBA et une version du modèle hydrologique TOPMODEL adaptée aux crues rapides.

Une première étape du travail de thèse a été d'évaluer l'apport d'une meilleure représentation des processus hydrologiques dans le sol pour la simulation des débits avec ISBA-TOP. Une version d'ISBA-TOP basée sur la version diffusive d'ISBA (ISBA-DF qui découpe verticalement les colonnes de sol en de multiples couches) a donc été comparée à la version originale d'ISBA-TOP qui utilisait l'approche ISBA-3L où 3 couches de sol sont représentées. Sur un échantillon d'une vingtaine de cas d'étude, on montre une légère amélioration des simulations de débits avec la nouvelle version d'ISBA-TOP. Cette nouvelle version permet de s'affranchir du calage de deux paramètres gérant la répartition verticale de l'eau dans les colonnes de sol qu'il était nécessaire de réaliser pour chacun des bassins étudiés. La simulation de petits bassins versants non jaugés, pour lesquels on ne dispose pas d'observations pour réaliser le calage des paramètres, peut donc être envisagée.

Il n'en reste pas moins que la modélisation hydrologique avec ISBA-TOP (comme avec tout autre modèle) reste entachée d'incertitude. La seconde partie de cette thèse vise à identifier ces incertitudes et à les quantifier. Dans le cas des crues rapides, les données de précipitation utilisées en entrée du modèle hydrologique constituent la source majeure d'incertitude mais elle n'est pas la seule. La connaissance des conditions initiales d'humidité des sols est également incertaine et le modèle hydrologique, lui-même, est entaché d'incertitude de par la " paramétrisation " des processus physiques et de par sa structure. Afin d'explorer ces deux sources d'incertitude et de les hiérarchiser, une étude de sensibilité du modèle ISBA-TOP à ses paramètres et à ses conditions initiales d'humidité des sols a été menée. Cette étude de sensibilité a d'abord été conduite pour un cas idéalisé, d'interprétation plus facile, avant de confirmer et d'approfondir les résultats sur des cas réels.

Les simulations de débit avec ISBA-TOP se sont avérées particulièrement sensibles à trois des paramètres hydrodynamiques : le contenu en eau à saturation, la conductivité hydraulique à saturation et le taux de décroissance de la transmissivité avec la profondeur. Cette sensibilité, toutefois, est très dépendante des conditions initiales d'humidité des sols.

Sur la base des résultats de l'étude de sensibilité, une méthode de perturbation des paramètres du modèle hydrologique a été conçue afin de tenir compte des erreurs de modélisation. Elle est complétée par une méthode de perturbations des conditions initiales en humidité des sols afin de constituer un système de simulation hydrologique d'ensemble. Evalué sur six cas réels, il a été montré que cet ensemble a un apport pour la simulation des débits par rapport à la version déterministe du modèle. Le nombre op-

timal de membre se situe autour 30 ou 50. Dans cette configuration, la performance de l'ensemble est proche de celle d'un ensemble de 100 membres mais nettement meilleure qu'avec seulement 10 membres.

Le dernier volet de cette thèse porte sur la conception d'une prévision d'ensemble hydrométéorologique complète. L'incertitude sur les prévisions de précipitation en entrée, est échantillonnée en utilisant des précipitations prévues par les membres de la prévision d'ensemble AROME (PEARO). Les performances de ce système de prévision d'ensemble sont meilleures que si les membres de la PEARO sont utilisés en entrée de la version déterministe d'ISBA-TOP. Ces deux systèmes de prévision d'ensemble des débits ont montré un biais bas sur l'échantillon d'étude (constitué de quatre évènements). Ce biais peut être expliqué en partie par un biais bas de la PEARO pour les quantités de pluies prévues sur les bassins versants. Une méthode de correction simple de ce biais sur les pluies prévues permet de corriger partiellement le biais sur les débits prévus.

Abstract

Intense precipitation events in the Mediterranean often lead to devastating flash floods. The affected watersheds are characterized by steep slopes and a short response time. Flash floods can be violent and destructive. Dedicated meteorological and hydrological systems are thus necessary to anticipate those flash floods. The ISBA -TOP coupled system was developed to simulate the hydrological reaction of fast responding rivers. It is a coupling between the ISBA surface scheme and a version of the TOPMODEL hydrological model dedicated to mediterranean flash floods simulation.

A first part of the thesis aims at assessing the benefit of a better representation of hydrological processes within the soil for discharge simulation with ISBA-TOP. Moreover, it would allow the use of ISBA-TOP for any watershed even ungauged. A version of ISBA-TOP based on ISBA-DF (the diffusive version of ISBA that discretizes soil columns in multiple layers) has been compared to the original ISBA-TOP that relies on ISBA-3L (with only 3 soil layers). On 18 study cases, better discharge simulations are obtained basically using the new ISBA-TOP version. So this improved representation of hydrological processes in the soil allows to improve discharge simulations and to be confident into the results obtained for small ungauged catchments.

The second part of this PhD work concerns the uncertainty that affects ISBA-TOP simulations. For flash floods, rainfall data used to drive an hydrological model are the major source of uncertainty. But initial soil moisture knowledge is also uncertain and the hydrological model himself is affected by uncertainty. The sensitivity of ISBA-TOP model to its parameters and initial soil moisture is investigated to document those two sources of uncertainty. First an academic case is used to verify some preliminary hypotheses and then real cases are studied to properly consider the different data heterogeneities. Discharge simulations with ISBA-TOP are sensitive to three hydro dynamical parameters : the saturated soil water content, the saturated hydraulic conductivity and the rate of decrease of the transmissivity with depth. This sensitivity is found very dependant on initial soil moisture conditions.

Perturbation methods varying the 3 parameters that have the highest impact on discharge simulations as well as initial soil moisture allow to design an ensemble prediction system. This ensemble has been assessed for 6 real cases. Using this ensemble-based approach for discharge simulation lead to better results than using the deterministic version. The skill of the ensemble with 30 to 50 members is close to the skill of this ensemble with 100 members whereas it outperforms an ensemble with 10 members.

The last part of the thesis is the conception of a complete hydrometeorological ensemble prediction system (HEPS). The hydrological ensemble defined in the second part of the thesis is used to take the uncertainty that affects the hydrological modelling and initial soil moisture into account. The uncertainty that affects precipitation fields is sampled using the AROME ensemble prediction system (AROME-EPS). The skill of this complete chain is better than an HEPS based on AROME-EPS and the deterministic version of ISBA-TOP. But both HEPS exhibit a low bias for discharge simulation on the study cases sample. This bias can come from a low bias that is found for the AROME-EPS rainfall forecasts. A simple bias correction applied on rainfall forecasts

improves the bias on discharge forecasts.

Table des matières

Table des matières	vii
Introduction Générale	1
I La prévision des crues rapides méditerranéennes	7
1 Les crues rapides méditerranéennes	9
1.1 Les différents types de crues	9
1.2 La genèse des crues méditerranéennes	9
1.3 Observation des crues rapides méditerranéennes	13
1.3.1 Observation des précipitations à l'origine des crues rapides . . .	13
1.3.2 Observation de l'état hydrologique du bassin versant	14
2 La modélisation des crues rapides	17
2.1 La modélisation hydrologique et ses incertitudes	17
2.1.1 Les modèles empiriques	17
2.1.2 Le calage des paramètres	18
2.1.3 Les modèles conceptuels ou à réservoirs	19
2.1.4 Les modèles à base physique	19
2.1.5 Les fonctions de pédotransfert pour déterminer les paramètres .	20
2.1.6 La modélisation des crues Méditerranéennes	21
2.2 La modélisation des phénomènes de surface et des échanges sol-végétation-atmosphère	21
2.3 Les couplages en hydrométéorologie	22
2.3.1 Couplage de modèle hydrologique et modèle de surface	23
2.3.2 Couplage entre modèle météorologique et modèle hydrologique .	23
3 La prévision des crues rapides	25
3.1 Les prévisions météorologiques	25
3.2 Les prévisions de débits et leurs incertitudes	27
3.3 Information probabiliste	29
3.4 La prévision des crues opérationnelle en France	31
4 La prévision d'ensemble des crues rapides au CNRM	33
4.1 Le modèle AROME	33
4.2 La méthode de perturbation des pluies prévues par le modèle AROME déterministe	34
4.3 LA PEARO, prévision d'ensemble à l'échelle convective	35

4.4	Les premières chaînes de prévisions hydrométéorologiques du CNRM	35
5	Conclusion et objectifs de la thèse	37
II Evolution de la représentation des sols dans ISBA-TOP		39
6	Le système couplé ISBA-TOP	43
6.1	Le schéma de surface ISBA	43
6.1.1	L'approche "force-restore" appliquée dans ISBA-3L	44
6.1.2	L'approche diffusive dans ISBA	44
6.1.3	Description du sol dans ISBA : les paramètres physiographiques	49
6.2	Couplage ISBA-TOP, la redistribution latérale de l'eau dans le sol	50
6.2.1	TOPMODEL	50
6.2.2	Couplage ISBA-TOP	52
7	Apport de l'utilisation d'ISBA-DF dans le couplage d'ISBA-TOP	55
7.1	Conditions d'utilisation d'ISBA-TOP	55
7.1.1	Données utilisées en entrée du modèle pour les simulations	55
7.1.2	Les bassins versants étudiés	56
7.2	Résumé de l'article publié dans le numéro spécial sur les crues rapides de "Journal of Hydrology"	60
7.3	"Modeling flash floods in southern France for road management purposes"	62
7.4	Conclusion	79
III Un ensemble hydrologique : étude et construction.		81
8	Description des crues étudiées	85
8.1	L'évènement de novembre 2011	85
8.2	L'évènement d'octobre 2013	86
8.3	L'automne 2014	86
9	Étude de sensibilité et conception d'un ensemble hydrologique avec le modèle ISBA-TOP	93
9.1	Résumé de l'article soumis à "Journal of Hydrology"	93
9.2	" Ensemble-based flash-flood modelling : Taking into account hydrodynamic parameters and initial soil moisture uncertainties "	95
10	Résultats complémentaires	121
10.1	Sensibilité d'ISBA-TOP sur un cas idéalisé	121
10.2	Sensibilité d'ISBA-TOP sur des cas réels	126
10.2.1	Paramètres W_{sat} et K_{sat}	126
10.2.2	Paramètre M	128
10.2.3	Autres paramètres	128
10.2.4	Humidités initiales	128
10.3	Conclusion des études de sensibilité	132

IV Une prévision d'ensemble hydrométéorologique des crues rapides	133
11 L'ensemble hydrométéorologique : construction et illustration	137
11.1 Description du système de prévision d'ensemble hydrométéorologique . . .	137
11.2 Exemple du cas de septembre 2014	142
12 Évaluation de la prévision d'ensemble hydrométéorologique	147
12.1 Évaluation des pluies de bassin prévues par la PEARO	147
12.2 Évaluation des débits horaires à l'exutoire des bassins avec ENS_{PEARO}	149
12.2.1 Évaluation des débits horaires à l'exutoire des bassins avec ENS_{120}	150
12.2.2 Sensibilité à la taille de l'ensemble ENS_{120}	151
12.3 Correction du biais de la PEARO	154
12.3.1 Méthode de correction	154
12.3.2 Apport sur l'exemple de septembre 2014	155
12.3.3 Évaluation des ensembles basés sur la PEARO corrigée	155
12.3.4 Conclusion	161
Conclusion	163
Bibliographie	167
ANNEXES	189
A SURFEX	189
B Compléments de test de sensibilité présentés dans le chapitre 2	193
B.1 Compléments de tests de sensibilité	193
C Compléments de test de sensibilité présentés dans le chapitre 3	195
C.1 Impact de l'intensité de la pluie, et morphologie de bassin	195
C.2 Hydrogrammes complémentaires des tests de sensibilité sur cas idéalisés	196
D Les scores pour analyser les ensembles	203
D.1 Les scores catégoriels	203
D.1.1 Courbe ROC	205
D.2 les scores probabilistes	205
D.2.1 Description des scores	205
D.2.2 Diagramme de Talagrand	208
E Variations par rapport à la version de référence	209
F Glossaire	211

Introduction

Selon le rapport spécial du GIEC sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique présenté en 2011, les catastrophes naturelles ont vu leur nombre et leur intensité augmenter depuis les années 1980. Les catastrophes naturelles peuvent être de plusieurs natures : les feux de forêts, les orages, les tempêtes, les vagues de chaleur ou vagues de froid, les sécheresses, les séismes, les inondations, les avalanches et les éruptions volcaniques. Elles causent, en moyenne annuelle, la mort de 30 000 personnes et ont affecté 4,1 millions de personnes sur ces 20 dernières années (Pascaline et al., 2015). L'Europe est le troisième continent le plus touché par des catastrophes naturelles derrière l'Asie et l'Amérique.

Les catastrophes naturelles en Europe causant le plus de dégâts matériels sont majoritairement d'origines météorologiques. La France métropolitaine est le second pays d'Europe le plus touché par les catastrophes naturelles juste derrière l'Allemagne¹. En France, les catastrophes naturelles sont hiérarchisées suivant des classes de gravité. Cette échelle compte 6 classes de 0 à 5, une classe de gravité 0 correspond à un événement naturel de faible impact et un événement de classe 5 correspond à des catastrophes majeures (plus de 1000 morts et/ou au moins 3 milliards d'euros de dégâts)². Si l'on considère les accidents très graves depuis 1950 en France métropolitaine, i.e. les événements de niveau 3 uniquement (10 à 99 morts et/ou entre 30 et 300 millions d'euros), on constate que les inondations représentent 62% de ces événements³. Le risque inondation est donc l'un des risques naturels les plus importants en France, la moitié des communes y sont exposées.

En région méditerranéenne, les crues sont rapides et dévastatrices. Elles ont lieu régulièrement comme en attestent les exemples suivants :

- la crue de Nîmes en 1988 qui a causé la mort de 11 personnes,
- la catastrophe de Vaison la Romaine en 1992 qui a provoqué la mort de 47 personnes et des millions d'euros de dégâts,
- les crues dans le Gard qui ont causé le décès de 24 personnes en 2002,
- les crues du Var en 2010 qui ont causé la mort de 27 personnes et des dégâts évalués à plus d'un milliard d'euros,
- l'automne 2014 où plusieurs événements fortement pluvieux ont entraîné plus de 20 morts,
- la catastrophe survenue sur la Côte d'Azur en octobre 2015 où 20 morts ont été déplorés.

Il n'y a pas de risque que lorsqu'un aléa, ici un aléa naturel, un épisode de pluie intense, a un impact sur une zone à enjeux (habitations, populations, équipements,...). On peut

1. <http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr>

2. <http://www.developpement-durable.gouv.fr/>

3. source MEDDE(DGPR), 2013. Traitements, SOeS

constater une augmentation des dégâts causés par les inondations sur ces 20 dernières années par rapport aux 30 années précédentes (figure 1). Le risque inondation est donc plus courant de nos jours. Il a augmenté avec la croissance de l’urbanisation dans les zones inondables. D’après Boissier (2013), les conséquences de l’urbanisation inadaptée des années 1970-2000 devraient se traduire malheureusement par une augmentation des bilans humains dans les décennies à venir.

Le pourtour méditerranéen est une zone de vie importante, il représente 12% de la population française, et une forte activité économique, notamment de tourisme.

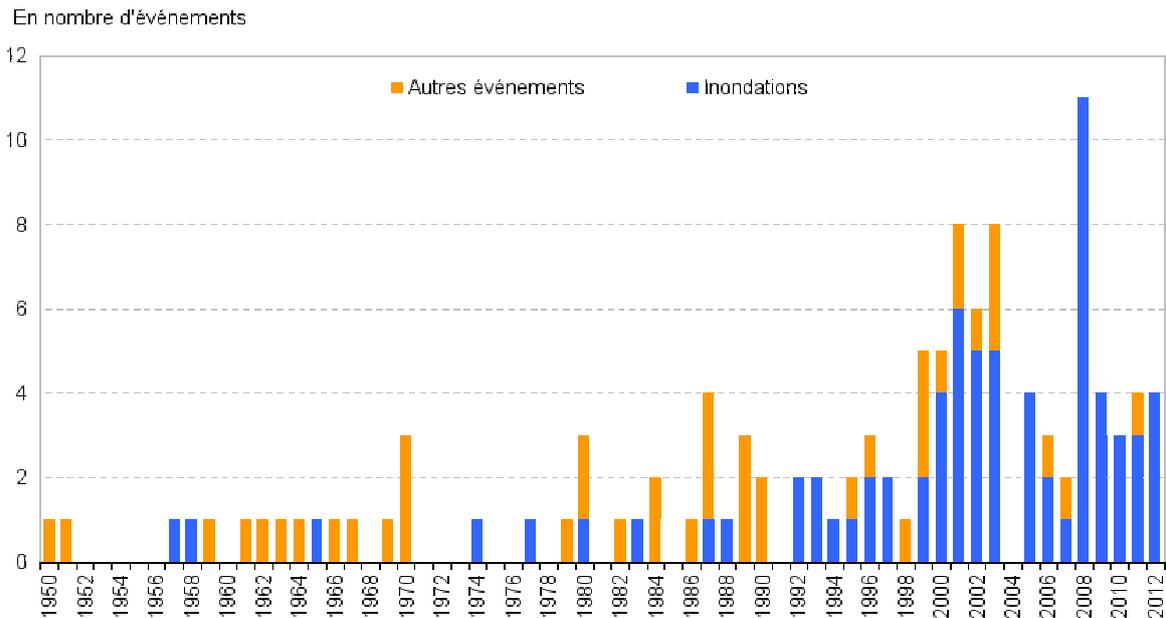


FIGURE 1 – Nombre d’inondations et d’autres événements naturels très graves en France entre 1950 et 2012. Les événements de gravité 3 ou plus (c’est à dire ayant fait plus de 10 morts ou plus de 30 millions d’euros de dommages matériels) sont recensés. Parmi les ”autres événements”, on trouve les mouvements de terrain, séismes, avalanches, tempêtes, feux de forêts, vagues de chaleur. . . Source : Ministère de l’Environnement, de l’Énergie et de la Mer.

Afin de réduire les impacts des inondations, les plans de prévention des risques inondation (PPRI) ont été instaurés par la loi n^o95 – 101 du 2 février 1995 relative au renforcement de la protection de l’environnement. Élaborés par les services déconcentrés sous la direction du préfet, ils visent à réduire les dommages humains et économiques engendrés par les catastrophes. Ils sont principalement axés sur la limitation de ces dommages dans les zones exposées et sur la diminution de la vulnérabilité. Mais pour que ces PPRI puissent être appliqués, une prévision de la crue avec une anticipation suffisante est nécessaire. Une bonne prévision des événements naturels potentiellement dangereux survenant dans cette région est donc importante afin de protéger les populations et les infrastructures.

Il existe différents types de crues en France dont les caractéristiques dépendent des bassins versants (superficies, occupation des sols, pentes) et des événements hy-

drométéorologiques antécédents. Ces différents types d'inondations sont :

- Les inondations de plaine qui font suite à un évènement pluvieux d'une durée assez longue mais peu intense. La rivière déborde lentement vers son lit majeur, et l'inondation peut durer de quelques jours à quelques semaines.
- Les inondations par remontée de nappe. Ces évènements ont lieu lorsque les nappes phréatiques sont déjà hautes et que s'ajoute à cela une pluviométrie importante.
- Les inondations marines. Ce sont des inondations temporaires de la zone côtière par la mer. Elles ont lieu dans des conditions météorologiques extrêmes, pouvant impliquer dépression atmosphérique, vent violent, forte houle. A ces phénomènes, peut être associée une surélévation du niveau moyen de la mer aggravant l'impact de ces inondations.
- Les inondations par ruissellement, ou écoulement de surface. Ce sont des crues qui sont provoquées par des pluies violentes, localisées, et qui ont des durées très courtes et peuvent être destructrices.

Un autre risque d'inondation, non cité dans la liste ci-dessus, car non lié directement à un aléa naturel, est l'inondation par rupture de digue. Mais ce cas relève de la catastrophe technologique.

Le réseau VIGICRUES (SCHAPI, SPC, Unités d'hydrométrie des DREAL, cellules de veille hydrologique en Corse et dans les départements-régions d'outre-mer) a pour mission la prévision de ces différents types d'inondation, et en particulier la production et la diffusion de la vigilance crues.

On classe souvent les crues rapides méditerranéennes parmi celles de type "crues par ruissellement". On entend par ruissellement un écoulement de surface rapide lié à l'impossibilité pour l'eau de pluie de s'infiltrer ou à un dépassement de la capacité de rétention en eau du sol. Elles surviennent souvent suite à des orages violents. Ces orages ont lieu particulièrement à l'automne et sont favorisés, entre autres, par l'orographie (Ricard et al., 2012). Souvent quasi-stationnaires pendant plusieurs heures au dessus d'une même région, ils apportent des cumuls de précipitation importants en peu de temps. Il n'est pas rare d'enregistrer 100 *mm* en seulement quelques heures. Dans les cas les plus extrêmes, comme sur Cannes en octobre 2015, ces 100 *mm* peuvent être atteints en une heure seulement. Les cumuls sur l'évènement peuvent également atteindre des valeurs exceptionnelles comme près de 700 *mm* sur le Gard en 2002 par exemple.

Ces fortes pluies s'abattent sur des bassins versants de petites tailles, inférieures à 2000 *Km*² pour la moitié des bassins versants méditerranéens. L'amont des bassins se trouve en moyenne montagne, les pentes y sont très prononcées. Le temps de réponse entre le pic de pluie et le pic de crue est de l'ordre de quelques heures. Lorsque des orages affectent ces bassins, les rivières peuvent voir ainsi leur niveau s'élever de plusieurs mètres en quelques heures. L'écoulement de l'eau dans la rivière devient torrentiel, le cours d'eau se transforme en une vague destructrice. Ces crues peuvent s'accompagner de coulées de boues et de glissements de terrains tout aussi destructeurs. La rapidité et la violence de ces crues ne permet pas toujours de donner l'alerte suffisamment tôt pour protéger les populations et les biens. Plus de 2 700 victimes ont été dénombrées en Europe, pour l'ensemble des crues à cinétique rapide de la période 1950-2006 (Barredo, 2007). Le nombre de décès par an a été de 1550 en moyenne dans le monde entre 1975 et 2005 selon Jonkman (2005).

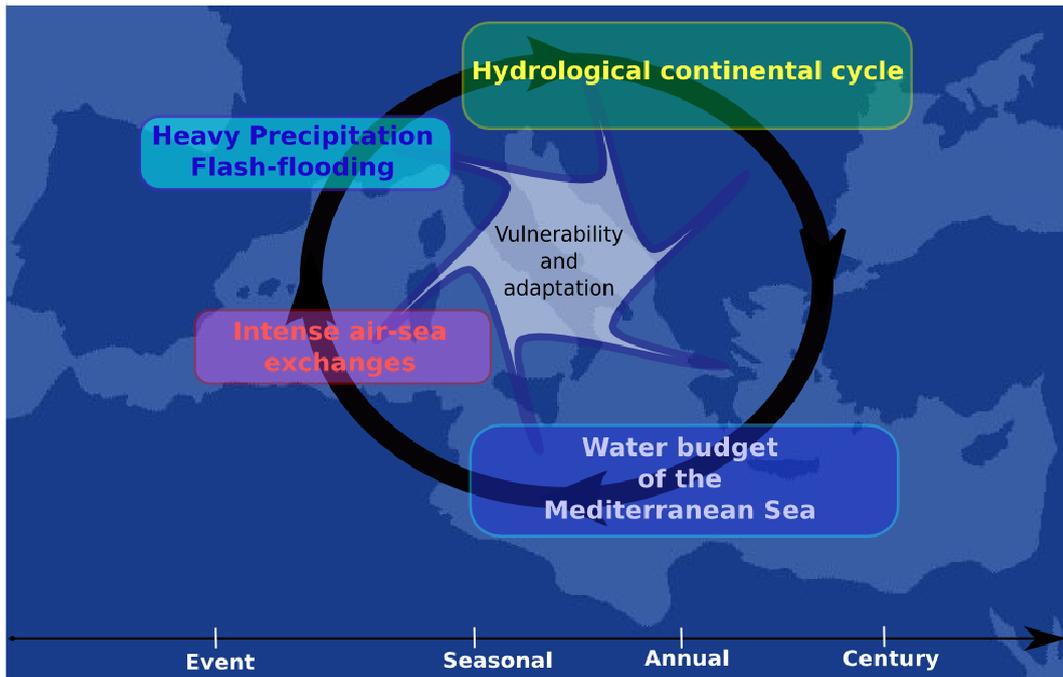


FIGURE 2 – Les 5 thématiques du programme HyMeX .

Ces phénomènes sont étudiés par le programme HyMeX (Hydrological Cycle in Mediterranean Experiment : <https://www.hymex.org>) qui a pour objectif général d'améliorer la compréhension et la modélisation du cycle de l'eau en Méditerranée, de sa variabilité (de l'échelle de l'événement météorologique aux échelles saisonnières et interannuelles), et de ses caractéristiques sur une décennie, dans un contexte de changement global. Ce programme est axé autour de 5 thématiques scientifiques principales (figure 2) :

- les bilans en eau de la mer Méditerranée,
- les échanges air-mer intenses,
- les fortes précipitations et les crues éclair,
- le cycle hydrologique continental,
- la vulnérabilité et l'adaptation des populations et territoires face aux événements extrêmes méditerranéens.

Ce travail de thèse s'inscrit pleinement dans ce programme. Un des sites pilotes du programme sur la thématique des fortes précipitations et crues éclair est une région du sud de la France : les Cévennes. Les bassins versants y connaissent des événements récurrents, particulièrement intenses, qui nécessitent des systèmes de prévisions adaptés. Dans cette thèse, nous allons nous intéresser à 4 rivières situées dans les Cévennes, qui sont le Gardon, la Cèze, le Vidourle et l'Ardèche situées dans le sud de la France (figure 3). Ces bassins versants ont été affectés par de nombreux événements de pluie intense qui ont donné lieu à des crues rapides.

Prévoir les crues sur ces bassins n'est pas chose facile. Il est nécessaire de disposer d'outils adaptés à leur modélisation (en termes d'échelle spatio-temporelle et de processus modélisés). La prévision des crues passe par une bonne prévision des précipitations les provoquant. Le temps de réponse étant très court, il faut pouvoir anticiper les précipitations suffisamment en avance et avec une bonne précision. Les modèles météorologiques sont de plus en plus précis, les tailles de mailles sont de



FIGURE 3 – Localisation de la zone d'étude : les Cévennes (source : cevennes-tourisme.fr).

plus en plus en fines. Malgré ces progrès, la localisation des cellules orageuses et l'intensité des précipitations restent incertaines. Une prévision météorologique peut être considérée comme bonne à l'échelle d'un département, en particulier en terme de quantité de pluie prévue mais être encore trop imprécise en terme de localisation par rapport aux bassins versants de la région. En effet, une erreur de localisation des plus fortes pluies de quelques kilomètres peut provoquer une erreur sur le bassin versant affecté par ces pluies fortes (Nuissier et al., 2008; Vincendon et al., 2011). Les conséquences humaines et matérielles peuvent alors s'avérer très différentes. Les échelles en jeu en terme de prévision météorologique et de réponse hydrologique des bassins versants méditerranéens ne sont donc pas les mêmes, ce qui constitue un défi majeur pour la prévision des crues rapides.

La réponse d'un bassin versant à de fortes pluies dépend de plusieurs critères : sa taille, son inclinaison, ses caractéristiques en terme de type de sol mais aussi l'humidité de son sol avant l'évènement pluvieux. Il est impossible d'avoir une connaissance parfaite des éléments constituant un bassin versant (texture de sol, couverture végétale, pentes,...) même si ces paramètres physiographiques sont constants dans le temps aux échelles qui nous intéressent. L'humidité initiale des sols d'un bassin versant, elle, est fortement variable dans l'espace et le temps et est, par conséquent, encore plus difficile à décrire avec précision. Plus le sol d'un bassin versant est proche de la saturation, plus la réponse de ce bassin à un épisode de pluie est forte. Les mesures d'humidité des sols sont ponctuelles et ne permettent pas d'avoir une information complète sur l'ensemble du bassin versant. Ceci constitue une autre difficulté pour la prévision des crues.

Enfin, les processus hydrologiques en jeu sur un bassin versant sont complexes. Les écoulements de l'eau ne suivent pas toujours la pente topographique, et il existe des chemins préférentiels de l'eau qui ne sont pas nécessairement ceux attendus. Il peut y avoir des phénomènes locaux qui détournent l'eau, la font accélérer vers l'exutoire voire "disparaître". C'est le cas par exemple des réseaux karstiques. De plus, les réponses hydrologiques sont liées à des phénomènes à seuil, difficiles à simuler. Les processus en

jeu sur un bassin versants sont donc difficiles à modéliser ce qui constitue une source d'incertitude pour la prévision des crues rapides, qui s'ajoute à celles précédemment évoquées.

Malgré les progrès en modélisation, avec, notamment, des capacités de calculs toujours plus importantes, ces incertitudes persistent et sont difficiles à quantifier. Des méthodes sont développées pour prendre en compte ces incertitudes dans la prévision hydrométéorologique. Elles consistent à réaliser plusieurs scénarios équiprobables en perturbant un modèle déterministe. Des méthodes de ce type existent depuis longtemps en météorologie, où des prévisions d'ensemble ont d'abord vu le jour à grande échelle puis à des résolutions de plus en plus fines. Elles sont encore peu utilisées pour la prévision hydrologique et en particulier pour la prévision des crues rapides.

L'objectif de cette thèse est d'identifier et prendre en compte les principales sources d'incertitudes affectant la prévision des crues rapides en Méditerranée en concevant une méthode de prévision d'ensemble hydrologique qui rend compte : i) des erreurs dans la prévision de précipitation en entrée du modèle hydrologique, ii) des erreurs dans les conditions initiales d'humidité des sols et iii) des erreurs dans la modélisation hydrologique. La chaîne hydrométéorologique retenue pour cette thèse est basée sur le modèle AROME de Météo France et le modèle hydrologique ISBA-TOP. Le plan de ce manuscrit de thèse est le suivant. La première partie présente un état de l'art sur la prévision des crues rapides méditerranéennes. La seconde partie décrit le modèle hydrologique et les améliorations apportées. La troisième partie identifie les sources d'incertitude inhérentes à la modélisation hydrologique et aux conditions initiales d'humidité des sols et propose une méthode pour les prendre en compte dans la simulation hydrologique. Enfin, la quatrième partie porte sur la conception de la chaîne complète de prévision d'ensemble des crues méditerranéennes basée sur l'utilisation d'une prévision d'ensemble météorologique à haute résolution en entrée du modèle hydrologique probabiliste. Puis viendront les conclusions et perspectives de ce travail de thèse.

Première partie

La prévision des crues rapides méditerranéennes

Chapitre 1

Les crues rapides méditerranéennes

1.1 Les différents types de crues

On distingue généralement les crues lentes et les crues rapides. Les crues lentes affectent de grands bassins fluviaux et durent de quelques jours à plusieurs semaines. Les crues qui ont eu lieu en juin 2016 sur la Loire et la Seine en sont un bon exemple. Ces crues sont globalement prévisibles, car le niveau d'eau monte très progressivement. Les crues rapides désignent des phénomènes soudains, de très courte durée, avec des débits beaucoup plus forts que les débits de base. Une comparaison des réponses des bassins en fonction de leur taille et des phénomènes météorologiques qui produisent les crues pour les bassins méditerranéens (figure 1.1) a conduit à distinguer trois catégories de crues (Creutin et al., 2013) :

- Les crues instantanées provoquées par des orages isolés, avec des cumuls de précipitation de quelques dizaines de mm à plus de 100 mm en une ou deux heures sur des bassins versants de petites superficies (jusqu'à 100 km^2), conduisant à des temps de réponse d'environ 1 heure.
- Les crues rapides provoquées par des systèmes convectifs de méso-échelle, déli-vrant jusqu'à plusieurs centaines de mm en quelques heures sur des bassins d'une superficie pouvant atteindre les 2000 km^2 . Les temps de réponse de ces bassins versants sont compris entre une et dix heures.
- Les crues lentes provoquées par des précipitations associées à une perturbation frontale qui peuvent durer jusqu'à plusieurs jours, avec des intensités de pluies variables. Ces précipitations affectent de grands bassins versants (plusieurs milliers de kilomètres carrés), comme le Rhône, avec des temps de réponse de plusieurs heures à plusieurs jours.

Les conséquences liées à ces crues dépendent de leur type. Pour les crues rapides et instantanées, le temps de réponse entre les pluies fortes et le pic de crue est déterminant. Il est donc primordial d'anticiper la crue afin d'alerter les populations et d'activer les moyens de mise en sécurité des personnes et des biens.

1.2 La genèse des crues méditerranéennes

Les crues rapides qui affectent le pourtour méditerranéen sont générées par des précipitations intenses, pouvant être stationnaires. Les précipitations intenses sont récurrentes dans les Cévennes. Elles peuvent déclencher un ensemble de processus pouvant conduire

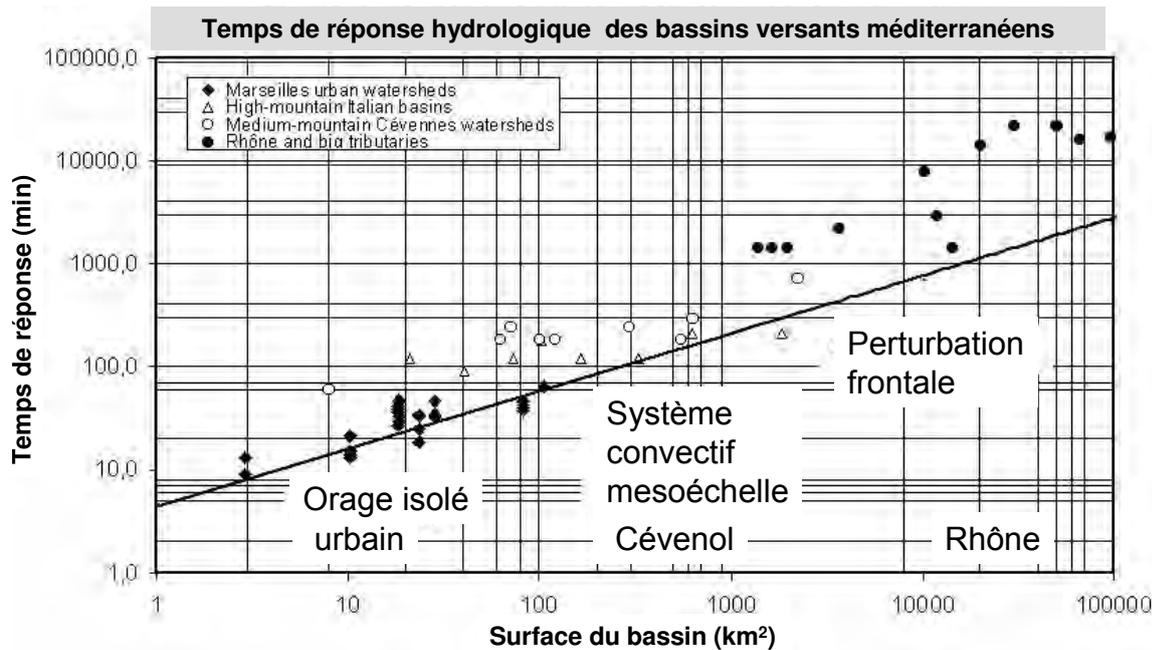


FIGURE 1.1 – Temps de réponse hydrologique des bassins versants méditerranéens (plan scientifique international HYMEX (Ducrocq et al., 2010). D’après Creutin et al. (2013).

à des crues ou des glissements de terrains. Les différents processus impliqués dans la formation des crues sont présentés figure 1.2.

Les précipitations intenses sont favorisées par des flux atmosphériques provenant de la mer Méditerranée. Les masses d’air ainsi déplacées sont chaudes et chargées en humidité. Le relief du pourtour méditerranéen peut provoquer de la convergence et le soulèvement des flux d’humidité (Ducrocq et al., 2016). Ce contexte atmosphérique et orographique favorise le déclenchement d’orages et la formation de systèmes convectifs de méso-échelle (Ducrocq et al., 2014). Les précipitations méditerranéennes présentent une forte variabilité dans l’espace et dans le temps. De très fortes intensités de pluies peuvent être observées et ce de manière très localisée comme ce fut le cas lors de la catastrophe de Cannes en octobre 2015.

- Une partie de ces pluies ne contribue pas, ou pas directement au débit de la rivière :
- soit parce qu’elle n’atteint jamais le sol, étant captée directement par la végétation. Cette eau captée peut retourner au sol par égouttement.
 - soit, parce qu’elle est ré-émise dans l’atmosphère par phénomène d’évapotranspiration qui regroupe l’évaporation de l’eau présente sur le sol et la transpiration des plantes. L’évapotranspiration a un rôle très important pour l’assèchement des sols, et donc peut modifier fortement la dynamique des crues, en particulier au début de l’automne (Artigue et al., 2012).
 - soit, parce qu’elle est stockée sur des sols imperméables et coupés du réseau hydrographique du bassin versant.

L’eau qui atteint le sol, s’il n’est pas saturé, tend à s’y infiltrer sous l’effet conjoint de la gravité et du gradient du potentiel matriciel. Cette eau provoque une impulsion vers le bas de l’eau déjà présente dans le sol par effet piston. L’eau infiltrée peut soit participer au rechargement partiel du sol en eau par rétention hydraulique (c’est-à-dire que l’eau remplit les pores qui sont remplis d’air), soit percoler plus en profondeur. Un

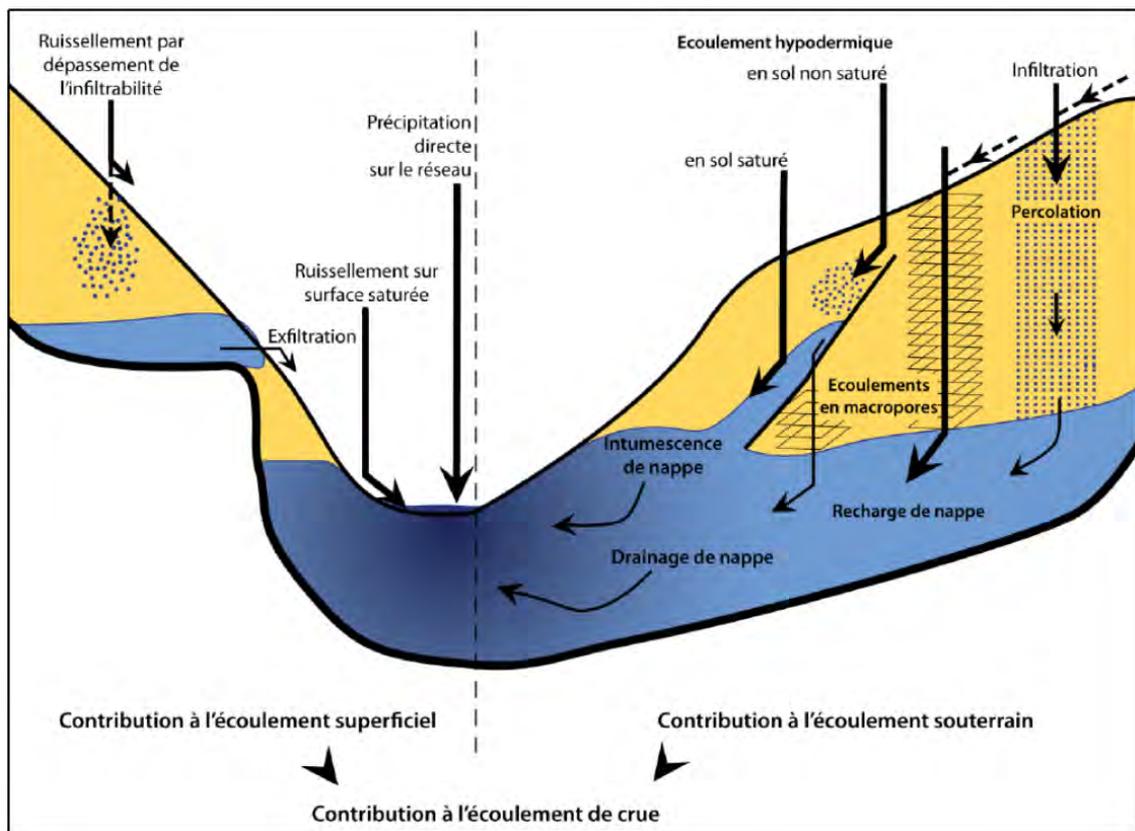


FIGURE 1.2 – Les principaux processus de surface et souterrains à l'origine de la genèse des crues (Maréchal (2011), d'après Ambroise (1999)).

changement de perméabilité, de porosité, de taille de grains peut ralentir voire stopper l'eau qui percole et provoquer des nappes d'eau perchées, ou favoriser un écoulement latéral dit hypodermique (Hewlett and Hibbert, 1967; Whipkey, 1965). Les mouvements d'eau latéraux et souterrains qui ont lieu en tête de bassin versant sont souvent lents et contribuent faiblement à la genèse de la crue, sauf si la pente de ces couches est la même que celle du bassin versant (Ayrat et al., 2005). Ils permettent de maintenir un débit en rivière même en période sèche (Hewlett and Hibbert, 1967). En revanche, l'eau percolant près de la rivière peut rapidement atteindre la nappe, la recharger. Cela provoque une élévation rapide du niveau piézométrique de la nappe, et renforce considérablement l'apport de la nappe au débit de la rivière. Ce phénomène est appelé intumescence de la nappe (Sklash and Farvolden, 1979).

De l'eau est déjà présente dans le sol au début d'un évènement de pluies intenses. Cette humidité du sol dépend des évènements passés sur le bassin versant. A la sortie d'une longue période sans pluie, typiquement à la fin de l'été, l'humidité du sol est très faible. Au contraire, à la fin de l'automne, et au début de l'hiver, les sols ont souvent déjà connus des évènements pluvieux qui ont contribué à leur rechargement en eau. L'impact de l'humidité des sols est très important, car elle influence la vitesse de réponse du bassin versant ainsi que la hauteur du pic de crue particulièrement pour les petits bassins versants (Braud et al., 2010; Tramblay et al., 2010).

Dans le cas de sol composés de macropores (racines en décomposition, galeries d'animaux, fissures, réseaux karstiques), la rétention d'eau par capillarité n'est pas possible, et les transferts peuvent être très rapides si ces réseaux sont reliés au réseau hydrographique (Germann et al., 1990). Ces écoulements peuvent jouer un double rôle lors de crues : celui de réservoir d'eau (et donc limiter la crue) ou celui de transfert rapide de l'eau et donc amplifier la crue (Line Kong, 2011). Les écoulements superficiels sont aussi dits écoulements rapides. On distingue ruissellement et exfiltration.

Il existe deux types de ruissellements : le ruissellement par dépassement de capacité d'infiltration, dit hortonien (Horton, 1933) et le ruissellement sur surface saturée ou ruissellement de Dunne (Dunne and Black, 1970). Le ruissellement hortonien intervient sur des sols avec de faibles capacités d'infiltration des eaux, ou subissant des précipitations de forte intensité. L'autre type est le ruissellement par saturation de la colonne de sol (Cappus, 1960; Dunne and Black, 1970). Une fois que la totalité de la colonne de sol est saturée en eau, l'eau excédentaire ruisselle. Ces deux formes de ruissellement peuvent coexister ou pas en fonction des zones des bassins versant et de la saison. Ce ruissellement peut aussi avoir lieu sur un sol présentant une nappe perchée sans que la colonne de sol soit complètement saturée.

L'exfiltration se produit lorsque le sol n'a plus la capacité de transmettre le flux de nappe, et une partie de la nappe s'écoule à la surface du sol. Cette eau libre coule vers l'aval sous les effets des gradients de potentiels gravitaires. L'écoulement tend à augmenter avec la pente mais il peut être freiné par les effets de rugosité. Ce ruissellement a tendance à devenir de plus en plus important, formant une lame d'eau de plus en plus haute, puis formant des rigoles et des talwegs avant de rejoindre le lit du cours d'eau. Évidemment, si le ruissellement est freiné, par une rupture de pente ou un autre phénomène, l'eau ruissellée peut s'infiltrer plus en aval en fonction des conditions locales.

Les bassins versants méditerranéens sont caractérisés par des zones de moyennes montagnes et de gorges. Les vallées sont très encaissées et présentent de fortes pentes favorisant la montée très rapide des eaux. Les pluies intenses saturent rapidement en

eau le sol en tête de bassin versant. Les écoulements s’y produisent à cause des fortes pentes entraînant une saturation en eau des parcelles situées plus en aval. Se produit aussi le phénomène d’intumescence proche du cours d’eau.

Les bassins versants peuvent être composés de calcaire, ce qui a un rôle dans la dynamique de la crue. Des réseaux karstiques peuvent se créer dans le calcaire, formant des chemins d’écoulement plus rapide de l’eau en sous sol. Au contraire, le calcaire peut retenir l’eau en sous sol dans des cavités sans exutoire.

Ainsi, différents processus conduisent à la genèse des crues rapides. Ces phénomènes sont connus et en partie observables mais ils n’est pas toujours facile de quantifier leur apport dans le volume final de la crue. Les techniques pour l’observation de ces processus sont très variées.

1.3 Observation des crues rapides méditerranéennes

L’observation des phénomènes de crues rapides en Méditerranée repose sur les réseaux opérationnels de mesure de la pluie et de jaugeage des cours d’eau.

1.3.1 Observation des précipitations à l’origine des crues rapides

La forte variabilité des précipitations méditerranéennes les rend difficiles à observer avec précision. Historiquement, les mesures de cumul de pluie proviennent de relevés des pluviomètres. Ce type de mesures peut être affecté d’erreurs comme celles associées aux effets du vent (Chang and Flannery, 2001). Elles sont ponctuelles, ce qui est problématique pour les précipitations méditerranéennes très variables dans l’espace. Afin d’obtenir une estimation de la lame d’eau sur les bassins versants, ces observations ponctuelles sont interpolées à l’aide de différentes méthodes, comme le krigeage ou les techniques de différences finies (Delhomme, 1978; Creutin et al., 1980; Lebel and Laborde, 2006; Matos et al., 2014). Ces méthodes, si elles permettent de fournir une estimation de la lame d’eau moyenne sur le bassin versant, ont des difficultés à représenter les forts gradients de précipitation à l’intérieur du bassin.

Le déploiement, à la fin des années 80, de radars météorologiques a apporté des informations sur la répartition spatiale des pluies au sein du bassin. La mesure radar présente aussi des incertitudes (Villarini and Krajewski, 2010) dues, entre autres, à des effets d’atténuation (fortes pluies) ou d’amplification (bandes brillantes), ou à des échos fixes et des masques partiels (obstacles, relief) (Joss and Pittini, 1991; Doviak and Zrnich, 1993; Collier et al., 2001; Steiner et al., 1999; Meischner, 2005). Aujourd’hui, des méthodes de “fusion” des données radar et des mesures issues de pluviomètres existent (Krajewski, 1987; Rabiei and Haberlandt, 2015). Des réanalyses des données radars, pluviomètres ont été produites dans le cadre de l’ANR Floodscale afin de mieux estimer les lames d’eau sur les bassins versants (Delrieu et al., 2014; Boudevillain et al., 2016). Ces “produits” de pluies observées utilisés en entrée de modèles hydrologiques permettent de simuler les débits mais pas de les prévoir au delà du temps de concentration du bassin versant.

Les données radars peuvent aussi être extrapolées pour obtenir une prévision de pluie à courte échéance (une à deux heures) (Du Vachat et al., 1995; Golding, 1998; Pierce et al., 2000; Grecu and Krajewski, 2000). Mais pour prévoir les pluies à des

échéances plus lointaines, il faut modéliser les phénomènes météorologiques dans leur complexité (Melone et al., 2005; Claudet and Bouvier, 2005) et faire appel aux systèmes de prévision numérique du temps.

1.3.2 Observation de l'état hydrologique du bassin versant

De nombreuses observations sont nécessaires sur un bassin versant pour connaître son fonctionnement hydrologique global.

Observation des cours d'eau

En dehors des campagnes de mesures spécifiques, seules des observations de débits en rivière sont disponibles. Elles proviennent en général de mesures des hauteurs d'eau en certains points surveillés du réseau de rivières. Il existe différentes techniques de mesure de hauteurs d'eau, les échelles avec observation humaine (dangereux en période de crue), les capteurs à pression, de nouvelles techniques d'observations sans contact par des caméras, des capteurs laser ou d'analyse d'ondes acoustiques. Les hauteurs d'eau mesurées sont entachées d'erreurs pour différentes raisons : les objets transportés par la rivière peuvent détériorer les appareils de mesures, ou créer des seuils en amont ou en aval de la mesure pendant une courte période. Chaque instrument a ses incertitudes associées. La gamme de mesure des capteurs de hauteur peut être dépassée ; la hauteur d'eau ne peut alors pas être mesurée. Le débit est déduit de la hauteur d'eau via une courbe de tarage. Les courbes associent à une hauteur d'eau mesurée le débit associé, qualifié de "mesuré" par abus de langage. Ces mesures sont faites hors période de crue et les courbes sont ensuite extrapolées pour déduire les débits en crue. Le lit de la rivière change au cours des événements de crue (et même hors période de crue), il faut donc réaliser les mesures de débit régulièrement pour mettre à jour la courbe de tarage (Hirsch and Costa, 2004). Le terme "courbe de tarage" utilisé est, en fait, une approximation car le débit en fonction de la hauteur est différent suivant que l'on est en crue ou en décrue (Hauet, 2009). Peu de mesures sont réalisées en période de crue pour plusieurs raisons, dont tout d'abord la dangerosité des objets flottants cités précédemment, le manque de moyens humains, ainsi que la forte variabilité du débit en période de crue (Creutin et al., 2003). Le potentiel de la télédétection a été exploré pour l'observation des débits des cours d'eau, les satellites offrant la possibilité de mesurer la hauteur d'eau pour des rivières à l'aide de l'altimétrie ou encore de l'interférométrie (Alsdorf et al., 2007; Biancamaria et al., 2010; Bjerklie et al., 2005). Cependant, ces nouveaux moyens d'observations ne permettent que des observations pour des rivières larges ou à des fréquences temporelles peu élevées et ne sont donc pas adaptés à l'observation des crues rapides méditerranéennes. Des méthodes ont été développées au cours de l'ANR FloosScale. De nouvelles techniques comme le LPSIV (Large-Scale Particle Image Velocimetry) (Le Coz et al., 2010, 2014) qui mesurent le débit par vidéo à partir de la vitesse des objets flottants (Le Coz et al., 2010, 2014). Des vidéos réalisées par des amateurs et mise à disposition sur les réseaux sociaux ont été exploitées pour la mesure de débit en rivière (Le Boursicaud et al., 2016).

Les erreurs sur les observations de niveaux d'eau et de débits en période de crues peuvent atteindre jusque 30% (Lang et al., 2006). Cela constitue une des sources d'incertitudes dans les méthodes de calage des modèles hydrologiques à partir de ces observations. C'est aussi à considérer dans l'interprétation des évaluations des modèles hydrologiques utilisant ces observations.

Observation des sols

Peu de données en temps réel de contenu en eau du sol sont disponibles, mises à part celles de quelques stations piézométriques. L'observation de l'humidité des sols par satellite s'est développée au cours de ces dernières années (ASCAT, SWOT, SMAP,...), mais la résolution spatiale ou temporelle de ces données est encore insuffisante pour répondre au besoin de caractérisation des conditions initiales en humidité des sols pour la modélisation des crues rapides (Tramblay et al., 2010). Ces méthodes ont une faible profondeur de mesure de l'humidité des sol, ainsi qu'une forte incertitude à fine échelle, rendant leur utilisation difficile dans la modélisation des crues rapides. L'arrivée des satellites Sentinel pourrait permettre de disposer de contenu en eau du sol à plus haute résolution spatio-temporelle dans l'avenir. L'observation plus conventionnelle par des capteurs implantés dans le sol se développe également comme avec le réseau SMOSMANIA qui dispose de stations sur le territoire français permettant l'observation des sols in-situ (Calvet et al., 2007; Albergel et al., 2008).

Observation a posteriori : retours d'expériences

Une grande partie des observations ont lieu une fois que la crue est finie. C'est en particulier le cas de l'analyse des laisses de crues et autres marques permettant d'évaluer le niveau de l'eau au plus fort de la crue. Ces données permettent notamment de cartographier les zones à risques en fonction des débits prévus. L'estimation des dégâts afin d'indemniser les personnes peut aussi être un moyen d'évaluer l'étendue de la crue et des zones inondées. En plus de l'estimation de débits maximaux pour des petits cours d'eau non équipés pour la mesure de débit, des mesures de sections d'écoulement sont réalisées, les changements de morphologie des rivières sont aussi analysés.

Ces retours d'expérience peuvent être réalisés pour des besoins administratifs et légaux (Huet et al., 2003; Rouzeau et al., 2010), pour caractériser l'évènement d'un point de vue hydrométéorologique, en particulier en cas d'évènements extrêmes (Gaume et al., 2004; Delrieu et al., 2005; Payrastre, 2012). Mais les collaborations multi-disciplinaires entre sociologues, géographes, hydrologues,... apparaissent de plus en plus et ont montré leur intérêt (Ruin et al., 2014).

Un autre type d'étude est réalisé aussi suite aux crues rapides : les études comportementales (Ruin et al., 2014). Ces études lient les réponses comportementales des individus à la réponse hydrologique des bassins versants. Elles consistent à réaliser des entrevues avec les personnes ayant vécu les crues rapides. Ces études permettent de recueillir des informations supplémentaires sur des niveaux d'eau observés ou des phénomènes non détectés par des appareils de mesures traditionnels. Ces campagnes d'entrevues peuvent ensuite donner lieu à la création de modèle comportemental pour prévoir les réactions des populations face à un évènement majeur (Terti et al., 2015).

Observation intensive : la campagne de mesure HYMEX

Un des objectifs du programme de recherche HyMeX est de progresser dans la connaissance et la compréhension des processus impliqués dans les évènements de crues rapides et in fine de progresser dans leur modélisation et prévision. Des périodes d'observations spécifiques sont organisées dans le cadre d'HYMEX. La SOP 1 (Special Observation Period) s'est déroulée du 5 septembre au 6 novembre 2012 et concernait les épisodes fortement précipitants et les crues rapides consécutives. De nombreux instru-

ments ont été déployés sur 18 bassins versants français, 11 en Italie et 6 en Espagne. Quatre bassins versants, représentant les paysages méditerranéens caractéristiques, ont été équipés avec des instruments supplémentaires de mesure de l'humidité des sols, du ruissellement de surface et de débits. Des appareils de mesure de la vitesse de l'eau ont aussi équipé des tronçons des rivières. A cela s'est ajouté un déploiement de système d'observation radars et par disdromètres permettant une importante collecte de données de pluies.

Au cours de l'EOP (Enhanced Observation Period) qui a duré 4 ans (Drobinski et al., 2014), des campagnes de mesures spécifiques sur les bassins du Gard et de l'Ardèche se sont déroulées dans le cadre du projet ANR FloodScale (ANR Blanc - SIMI 5-6 - Environnement, Terre et Espace, 2012-2015 ; <http://floodscale.irstea.fr/>). Des mesures ont ainsi été réalisées au cours des automnes de 2012 à 2015 sur les bassins du Gard et de l'Ardèche (Braud et al., 2014). Ces bassins sont le lieu d'un réseau existant depuis 2002 de l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHM-CV). Pendant les campagnes FloodScale, ils ont été équipés avec des instruments capables de mesurer l'humidité des sols, l'infiltration et la résistivité des sols et les flux de subsurface. Le réseau d'observation des débits en rivière a été renforcé par des instruments de mesures de débit sans contact (radars, caméras) (Braud et al., 2014). Les campagnes de mesures répétées dans le cadre de FloodScale ont permis de recueillir de nombreuses données hydrologiques (pluie, hauteur d'eau, débit humidité des sols) pendant 4 ans à différentes échelles (du petit bassin versant inférieur à 100 km^2 jusqu'à des bassins de 2000 km^2). Il a aussi permis de mettre en place des méthodes innovantes de mesures de débit sans contact, de mesure d'infiltration et de profondeur des sols. L'exploitation des observations récoltées est encore en cours, des progrès sont attendus en termes de compréhension et modélisation des crues rapides.

L'observation des crues rapides progresse donc mais reste encore difficile de part la violence du phénomène et peut être améliorée et complétée.

Chapitre 2

La modélisation des crues rapides

Comme nous venons de le voir, la formation des crues dépend d'un ensemble de processus se déroulant dans l'atmosphère, à l'interface sol-atmosphère, sur le sol et en sous-sol. Cette partie présente les différentes modélisations des phénomènes intervenant dans la genèse des crues et leur couplage.

2.1 La modélisation hydrologique et ses incertitudes

Il existe *"presque autant de modèles hydrologiques que d'hydrologues"* selon Ambroise (1999). En effet, les modèles hydrologiques peuvent être conçus pour des besoins différents. L'objectif visé en concevant le modèle peut être une modélisation à grande échelle pour un grand bassin versant, ou au contraire la simulation du comportement de petits bassins. Le modèle peut être conçu pour étudier des phénomènes se passant sur plusieurs années, tels que les impacts du changement climatique sur les cours d'eau, ou pour des événements courts comme les crues rapides. Les échelles spatio-temporelles pour ces différents objectifs ne sont pas les mêmes, et vont orienter le modélisateur vers certaines hypothèses et simplifications. En ingénierie, on va se tourner vers un modèle fournissant l'information nécessaire à la résolution d'un besoin spécifique (prévision de la montée des eaux, propagation d'un polluant), sans s'attacher aux mécanismes conduisant à ce résultat. En revanche, dans le domaine de la recherche, les modèles peuvent servir à comprendre les mécanismes des processus hydrologiques. Les différentes utilisations et besoins expliquent donc la diversité des modèles hydrologiques existants. Pour ce qui est de la modélisation des débits des rivières méditerranéennes, il existe trois grands types de modèles qui sont présentés maintenant.

2.1.1 Les modèles empiriques

Les modèles empiriques ne simulent pas explicitement les processus physiques. Les calculs de débits sont faits à l'aide d'analyses statistiques sur les bassins où ne sont considérés que la pluie en entrée et le débit en sortie. Ils sont très largement employés car ils sont simples d'utilisation et donnent de bons résultats pour les bassins versants sur lesquels de nombreuses observations sont disponibles. Ces modèles ne sont pas transposables d'un bassin à un autre. On trouve parmi les modèles empiriques des modèles non linéaires à *"réseaux de neurones artificiels"* (Artificial Neural Networks) (Hsu et al., 1995; Dawson and Wilby, 1998; Coulibaly et al., 2000) ou encore des méthodes statistiques (par exemple : Koutrouvelis and Canavos (2000)).

Comme le notent Coustau et al. (2012), les modèles empiriques nécessitent un grand nombre de données pour le calage des paramètres, ce qui est une limite importante pour les événements rares que sont les crues rapides. Des modèles à réseau de neurones adaptés à ce type d'événements ont toutefois été développés et sont utilisés pour la prévision des crues (Artigue et al., 2012). Pour ce type de modèles, l'incertitude de modélisation est donc liée aux données utilisées pour leur calage (faible disponibilité, incertitude sur la mesure) et à la procédure de calage elle-même.

2.1.2 Le calage des paramètres

Pour déterminer les paramètres utilisés dans les modèles hydrologiques, il faut procéder au calage du modèle. Le calage consiste à déterminer le meilleur jeu de paramètres sur un nombre de situations données, puis de valider ces résultats sur d'autres cas. Pour cela, il faut optimiser les paramètres libres du modèle en réduisant au minimum les écarts entre le débit modélisé et observé, selon une métrique qui peut être :

- l'erreur quadratique moyenne,
- la différence des moindres carrés,
- le coefficient de corrélation,

et des fonctions plus spécialisées au domaine des crues :

- le critère d'efficacité de Nash et Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970),
- le critère de C2MP, introduit par Mathevet (2005) afin de donner au critère de persistance (Kitanidis and Bras, 1980) une borne négative à -1, pour le modèle GRP,
- le critère de Kling-Gupta (Gupta et al., 2009).

Il existe plusieurs méthodes pour sélectionner les événements utilisés pour le calage du modèle :

- la méthode "simple split-sample test" consiste à diviser la période de mesures disponible en deux parties pas forcément égales. La première partie sert à caler le modèle et la seconde à tester le modèle calé.
- la méthode appelée "differential split-sample test" qui consiste aussi à diviser la période de mesures disponibles en deux, mais cette fois-ci en fonction d'un critère comme l'intensité de précipitation, de façon à tester la capacité du modèle à reproduire les observations dans un contexte climatique différent de celui sur lequel il a été calé. On peut par exemple caler le modèle pour une saison avec un déficit de pluie et le valider sur une saison où les pluies ont été excédentaires.
- la méthode "proxy-catchment" consiste à caler le modèle sur un bassin versant et à le valider sur un autre pour la même période de mesure.
- la méthode "differential proxy-catchment" est encore plus exigeante puisqu'elle teste le modèle dans un bassin et des conditions différentes de celles avec lesquelles le modèle a été calé.

La méthode la plus couramment utilisée est la méthode "simple split" car c'est la plus simple et souvent elle est suffisante pour les bassins qui ne sont pas appelés à changer. Pour ces différentes méthodes, la variable considérée est le débit. Mais il est conseillé d'utiliser d'autres variables, si elles sont accessibles, telle que l'humidité des sols, pour valider les processus intermédiaires (Beven, 1996; Refsgaard, 1997).

L'identification d'un jeu de paramètres jugé optimal durant le calage d'un modèle n'est pourtant pas une garantie à ce qu'il permette une reproduction fidèle des processus hydrologiques dans toutes les situations (Andréassian et al., 2012). Par ailleurs, les

paramètres sont calés pour un bassin versant à un exutoire. En général, le modèle doit de nouveau être calé pour étudier le débit à un autre exutoire (pour un bassin versant plus petit ou plus grand).

2.1.3 Les modèles conceptuels ou à réservoirs

Un modèle conceptuel est généralement constitué de deux modules : un premier dont les équations répartissent l'eau dans différents réservoirs et un second qui calcule l'eau écoulée à l'exutoire. La conception, les équations et le nombre de réservoirs dépend du modèle. Les équations qui régissent ces transferts n'ont pas forcément de sens physique, tout comme les paramètres utilisés qui doivent donc être calés. De nombreux modèles de ce type ont été conçus tout d'abord avec beaucoup de paramètres à caler : le modèle de Stanford (Crawford and Linsley, 1963), avec plus de 30 paramètres, le modèle SSARR (Schermerhorn and Kuehl, 1968) avec plus de 25 paramètres. Ensuite des modèles moins complexes, avec moins de paramètres à caler, ont été proposés (Michel, 1983). On peut aussi citer les modèles dits "Génie Rural" ou GR (Edijatno and Michel, 1989; Makhoulouf, 1994; Perrin, 2000) ou des méthodes basées sur des fonctions de transfert telles que l'hydrogramme unitaire (Jakeman and Whitehead (1996)) .

2.1.4 Les modèles à base physique

Ils utilisent explicitement les lois régissant la mécanique des fluides pour évaluer l'évolution des différentes grandeurs physiques (température du sol, quantité d'eau). Ces modèles sont beaucoup utilisés en recherche afin de modéliser les différents processus décrits précédemment et mieux comprendre le fonctionnement des bassins versants. Ils ne servent pas uniquement à fournir un débit à l'exutoire d'un bassin en fonction de la pluie tombée sur ce bassin. Ils servent également à résoudre tous les mécanismes se produisant sur le bassin versant. Par ailleurs, ils ont généralement besoin de plus de données d'entrée telle que l'humidité initiale du bassin versant, afin de modéliser les processus au plus proche de la réalité. Leurs temps de calcul sont généralement plus longs que les deux types précédents de modélisation. Ces modèles sont bien appropriés pour les bassins avec peu de mesures, ou pour valider des théories (Fatichi et al., 2016). Une de leur limite réside toutefois dans le fait que pour les évaluer de façon complète, il serait nécessaire de disposer d'un grand nombre d'observations des différentes variables simulées. Ces observations ne sont en général pas disponibles.

Ces modèles sont moins dépendants du calage des paramètres que les modèles conceptuels ou empiriques (Hubbard and Rubin, 2000; Gupta and Nearing, 2014; Bahremand, 2016). Il existe cependant des incertitudes dans la façon de modéliser les processus. Dans les équations représentant les processus physiques, les descripteurs physiques du sol ne sont pas bien connus. Certes, ils peuvent être mesurés de manière ponctuelle, mais leur variabilité spatiale et temporelle est méconnue (Marchandise, 2007; Coustau et al., 2012). Même s'ils peuvent être contraints directement par des quantités mesurables ou des relations physiques, ils sont souvent considérés comme des paramètres à caler. En effet, la discrétisation du bassin en mailles suppose que ces mailles soient uniformes en terme de propriétés hydriques. Même s'il était possible de décrire un bassin avec des mailles contenant uniquement des milieux homogènes, donc des mailles très fines (Beven, 1989; Bergström and Graham, 1998), il est matériellement impossible de

disposer d'observations en nombre suffisant pour fixer les valeurs des paramètres sur chaque maille.

L'utilisation de fonctions de pédotransfert (voir section 2.1.5) permet de déterminer les paramètres de modèles physiques sans avoir à les caler mais elles requièrent des données de texture de sols accessibles, fiables et à une bonne résolution spatiale. Elle permet de simuler les débits de différents cours d'eau, par exemple sur des cours d'eau non jaugés. Bien sûr, l'utilisateur d'un modèle physique peut aussi choisir de caler les paramètres, comme c'est réalisé en prévision opérationnelle des crues en France. Dans les deux configurations, les modèles à base physique sont soumis à l'incertitude des paramètres hydriques qu'ils utilisent pour calculer les transferts d'eau.

2.1.5 Les fonctions de pédotransfert pour déterminer les paramètres

Un autre moyen pour déterminer les paramètres hydriques utilisés dans les différents types de modèles (en particulier ceux à base physique) est l'utilisation des équations de pédotransferts, qui lient la texture du sol à la valeur du paramètre. Dans les sciences du sol, les fonctions de pédotransfert sont des outils fondés sur des relations statistiques qui permettent d'estimer des propriétés ou de prédire des comportements du sol, difficiles à mesurer directement et en de nombreux points (détermination lourde ou coûteuse), à partir d'autres caractéristiques du sol aisément observables sur le terrain ou déterminées en routine sur des échantillons de sols. En conséquence, ces données faciles à mesurer sont plus disponibles et nombreuses dans les bases de données existantes que les propriétés difficiles à mesurer. Bouma and Van Lanen (1987) ont introduit pour la première fois le terme "transfer function" qui correspond à une expression mathématique reliant des caractéristiques du sol à une propriété ou à un comportement. A l'origine, ces fonctions ont été développées pour prédire des propriétés hydriques, principalement la conductivité hydraulique à cause de son importance dans l'infiltration de l'eau dans le sol. Mais des fonctions de pédotransfert ont aussi été établies pour estimer des propriétés physiques, mécaniques, chimiques et biologiques (Larson and Pierce, 1994).

- Il existe deux méthodes différentes pour déterminer les fonctions de pédotransferts :
- établir une régression sur les teneurs en argile, sable, matière organique ainsi que sur la densité du sol. Elles ont été développées sur de grands échantillons de sols aux Etats Unis : Clapp and Hornberger (1978) sur 1446 échantillons de sols de 23 états différents, Cosby et al. (1984) sur 1448 échantillons de sols, Saxton et al. (1986) sur 1300 échantillons et Saxton and Rawls (2006) sur plus de 6000 échantillons. D'autres travaux ont été réalisés dans d'autres pays : Vereecken et al. (1990) 127 sols en Belgique, Adhikary et al. (2008) sur 564 sols en Inde et Wösten et al. (1999) utilisant la base de donnée européenne HYPRES (HYdraulic PROPERTIES of European Soils).
 - établir une relation physico-empirique entre la courbe granulométrique (distribution de la taille des particules du sol) et la conductivité hydraulique (Bloemen, 1980; Campbell, 1985).

Ces fonctions sont incertaines car déterminées expérimentalement et car les proportions de sable et d'argile des différentes mailles ne sont pas connues exactement et ne sont pas uniformes dans toute la maille. De plus, ces approches peuvent être limitées car les propriétés hydrodynamiques du sol ne dépendent pas seulement de sa composition (en sable, argile et matière organique principalement) mais aussi de son

arrangement et de ses irrégularités. C'est pour cela que des fonctions de pédotransfert ont été déterminées en prenant en compte à la fois la composition du sol, la courbe granulométrique et la masse volumique (Lassabatere et al., 2006). Pour ces approches, il faut que la connaissance de la courbe granulométrique soit aussi détaillée que possible car la sédimentométrie est souvent utilisée pour déterminer les taux d'argile, de limon et de sable (Tietje and Hennings, 1996).

Selon Bigorre (2000), l'utilisation des fonctions pédotransfert présenterait un biais si jamais elles sont utilisées pour un sol se trouvant dans une autre région que celle dans laquelle elles ont été déterminées. C'est pour cela qu'ont été développées de grandes bases de données telles que UNSODA (Schaap and Leij, 1998) ou HYPRES (Wösten et al., 1999), regroupant des mesures sur des sols provenant de nombreuses régions géographiques différentes. Le programme informatique ROSETTA (Schaap et al., 2001) développé autour de la base de données UNSODA et librement disponible, propose plusieurs fonctions, construites à partir de régressions sur les données expérimentales, pour l'estimation de l'ensemble des paramètres hydrodynamiques d'intérêt. Ce programme compte 5 niveaux hiérarchique de fonctions pédotransferts, le premier correspond à une table de référence de paramètres hydrauliques moyens pour chaque classe texturale, les autres niveaux prédisent les paramètres avec un degré d'exactitude croissant en fonction du nombre de données d'entrées. Il est ainsi possible d'utiliser ce type de programme sur des bassins où il n'y a pas de mesures des paramètres hydriques.

2.1.6 La modélisation des crues Méditerranéennes

La modélisation hydrologique a permis de mettre en évidence les facteurs déterminants dans la genèse des crues Méditerranéennes. Par exemple, le rôle des réseaux karstiques a pu être mis en évidence grâce à des modélisations en réseaux de neurones (Siou et al., 2011). Les travaux basés sur des modèles globaux conceptuels (GR ou SCS-CN) ont souligné l'importance de l'humidité initiale des sols (Gaume et al., 2009; Trambly et al., 2010) mais aussi celle de la topographie (Norbiato et al., 2009). Les modèles distribués (MARINE, CVN, ISBA-TOP) ont, eux, montré que les débits en rivières dépendent de la répartition spatiale des pluies (Vincendon et al., 2010; Trambly et al., 2011) mais également de la géologie (Vannier et al., 2016) ou de la rugosité du lit de la rivière (Braud et al., 2010). Ces modèles offrent donc la possibilité de mettre en avant les processus générateurs et donc de mieux comprendre le fonctionnement des bassins versants.

2.2 La modélisation des phénomènes de surface et des échanges sol-végétation-atmosphère

Les modèles de surface, dits LSM (Land Surface Model), représentent les flux d'eau et d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Ils ont été créés afin de donner les conditions aux limites des modèles climatiques et de modéliser les échanges entre le sol et l'atmosphère (Decharme et al., 2006). Les échanges entre la surface continentale et l'atmosphère modifient les propriétés physiques et chimiques de la couche limite de l'atmosphère (Sellers et al., 1997; Pielke et al., 1998). Ces modèles ont beaucoup évolué, une première génération a été développée dans les années 1960-1970, les surfaces y étaient représentées grossièrement et uniformément. Les échanges d'eau et d'énergie étaient

calculés par la méthode "bucket" développée par Manabe (1969). Le sol était considéré d'épaisseur de 15 cm sur tout le domaine et l'évaporation et le ruissellement étaient calculés en fonction de la teneur en eau de cette couche. Ce système a l'inconvénient de surestimer l'évaporation et sous-estimer le ruissellement. Deardorff (1977) développe ensuite la méthode dite de "force restore" pour améliorer la simulation d'humidité et de température de surface.

Une seconde génération de LSM a ensuite été initiée dans les années 1980. Elle prend en compte les effets de la végétation dans le calcul des flux d'énergie, l'interface sol-végétation est considérée comme un système à part entière. Cette seconde génération de modèles est désignée par l'acronyme anglais SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer). Ces modèles sont utilisés pour décrire les bilans d'énergie et d'eau pour les surfaces continentales (processus d'évaporation de la surface, répartition de l'eau en évaporation, drainage, ruissellement, évolution du contenu en eau des sols, par exemple). Il en existe de nombreux, le modèle développé au CNRM est le modèle ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere Noilhan and Planton (1989)). On peut aussi citer BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, Dickinson et al. (1986)), SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer) (Braud et al., 1995) ou bien encore SECHIBA (schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre Biosphère et l'Atmosphère, Ducoudré et al. (1993))

Enfin, les modèles de la dernière génération permettent de simuler le couplage entre les cycles d'énergie, de l'eau et du carbone. Ils sont capables de prendre en compte l'impact de la concentration en dioxyde de carbone atmosphérique sur la végétation (Farquhar et al., 1980) ou encore le changement de phase de l'eau (Boone et al., 2000) et le transport de l'eau dans le sol. Parmi ces modèles, on peut citer ISBA-A-gs (Calvet et al., 1998), MOSES (Met Office Surface Exchanges Scheme, (Cox et al., 1999)), ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems, (Krinner et al., 2005)) et SiB2 (Sellers et al., 1997).

Ces différents modèles servent à calculer l'évolution des différentes composantes du bilan en eau et énergie dans le sol. Bien sûr, leurs équations comportent des paramètres entachés d'incertitude.

2.3 Les couplages en hydrométéorologie

En hydrométéorologie, il existe des couplages dits simples et d'autres dits dynamiques. Pour un couplage simple, les sorties d'un modèle sont utilisées en entrée d'un autre modèle, mais il n'y a pas d'échanges entre les deux pendant la simulation. Un intérêt de ce couplage est de pouvoir initialiser un modèle, même en l'absence des données mesurées nécessaires pour le faire. On parle dans ce cas de forçage plutôt que de couplage. A l'inverse dans un couplage dynamique, les modèles échangent des données entre eux durant la simulation. Ce type de couplage permet de mieux représenter les interactions entre modèles.

Dans le domaine de la modélisation des crues rapides, le couplage entre modèle météorologique et hydrologique peut se faire avec ou sans schéma de surface intermédiaire. La chaîne hydrométéorologique peut aller jusqu'à la représentation des hauteurs d'eau sur le tronçon de rivière ou des zones inondées, les couplages mis en jeu se font alors plutôt entre modèle hydrologique et modèle hydraulique (Knebl et al., 2005; Moramarco et al., 2005; Whiteaker et al., 2006; Lian et al., 2007; Lerat et al., 2012).

2.3.1 Couplage de modèle hydrologique et modèle de surface

Dans le couplage entre un schéma de surface et un modèle hydrologique, les interactions hydrologiques et énergétiques sol/atmosphère sont gérées par le schéma de surface.

Il existe des plateformes de modélisation qui utilisent un modèle de surface et un modèle hydrologique. Si on considère par exemple le modèle hydrologique TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), il a été couplé à différents schémas de surface (TOPLATS Famiglietti and Wood (1994a), TOPUP Franks et al. (1997), TOPMODEL-VIC Sivapalan et al. (1997) et d'autres Stieglitz et al. (2005); Koster et al. (2000), ISBA-TOPMODEL pour les crues lentes (Habets and Saulnier, 2001; Decharme and Douville, 2006).

Les problématiques de couplages sont liées aux différences de variables entre les modèles couplés (par exemple, conversion du contenu en eau en général utilisé dans les schémas de surface en déficit par rapport à la saturation, préféré dans les modèles hydrologiques) et aux différences de "grilles". Les schémas de surface ont des grilles régulières héritées des modèles météorologiques, tandis que les modèles hydrologiques peuvent avoir des grilles qui s'adaptent à la topographie.

2.3.2 Couplage entre modèle météorologique et modèle hydrologique

Selon Davis (2001), il est nécessaire d'avoir une forme de synergie entre les modèles météorologiques et les modèles hydrologiques pour bien prévoir les crues. Le problème majeur réside dans les différences d'échelle spatio-temporelle (Sivapalan et al., 1987; Wood et al., 1988; Quinn et al., 1991; Yu et al., 2006). Selon le type de crue et la taille des bassins versants auxquels on s'intéresse, il est nécessaire de choisir des modèles capables de représenter la variabilité de la pluie aux échelles adéquates.

En particulier, dans le cas des crues rapides, il est nécessaire d'utiliser des modèles météorologiques capables de représenter la très forte variabilité spatio-temporelle des champs de pluie. Les premiers essais de couplage ont donc pu être réalisés avec l'apparition de modèles à haute résolution et résolvant la convection (Benoit et al., 2003; Chancibault et al., 2006a; Vincendon et al., 2009; Mure-Ravaud et al., 2016), telles que le modèle AROME de Météo-France.

Conclusion

Ce chapitre a traité des différents types de modélisation hydrologiques. Le couplage d'un modèle météorologique, d'un schéma de surface et d'un modèle hydrologique permet d'obtenir une chaîne hydrométéorologique de prévision de crue. Des incertitudes affectent chaque maillon de cette chaîne. L'incertitude peut être définie comme le manque de connaissance exacte d'une donnée, et ce, quelle que soit la source de cette carence (Refsgaard et al., 2007). En modélisation hydrométéorologique, nous en avons relevé trois principales qui sont : les incertitudes sur les champs de pluie, les incertitudes sur les conditions initiales de sol et enfin les incertitudes sur le modèle hydrologique lui-même. Malgré le développement des modèles qui sont de plus en plus précis et des calculateurs de plus en plus puissants, ces incertitudes persistent, et elles s'amplifient le long de la chaîne de prévision (Pappenberger et al., 2005; Zappa et al., 2010; Tao and Barros, 2013). La quantification de ces incertitudes est une étape fondamentale

pour une meilleure compréhension des résultats des simulations et pour réaliser des prévisions plus fiables (Paniconi and Putti, 2015).

Chapitre 3

La prévision des crues rapides

Pour anticiper le plus possible les événements de forte pluie et donc les crues associées, la prévision des crues rapides, notamment au delà du temps de réponse des bassins versants, nécessite l'utilisation de modèles météorologiques. Les hauteurs d'eau et débits mesurés sont entachés d'incertitude mais l'utilisation de modèles pour les simuler ajoute un niveau d'incertitude supplémentaire. Cette incertitude sera toujours présente, il est donc important de la prendre en compte dans les prévisions, et ce, à tous les maillons de la chaîne de prévision.

3.1 Les prévisions météorologiques

Les modèles météorologiques calculent l'évolution temporelle de différentes variables atmosphériques, par exemple : la pression, les composantes horizontales du vent, la température, l'humidité spécifique de la vapeur d'eau. Ce sont les variables pronostiques. Pour calculer l'évolution temporelle des variables pronostiques, le modèle résout des équations de la dynamique des fluides et de la thermodynamique (Navier-Stokes, loi des gaz parfaits).

Il existe différents types de modèles de prévision météorologique fonctionnant de manière opérationnelle. Les modèles globaux couvrent l'ensemble du globe et servent à donner des tendances à long terme sur de larges mailles. Ils sont largement utilisés pour estimer les évolutions du climat mondial (pour le GIEC) mais aussi pour la prévision opérationnelle du temps. A Météo France, le modèle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) a été développé et est un élément essentiel pour la prévision opérationnelle du temps. Ce modèle est centré sur la France, sa maille est étirée avec une résolution de 7.5 km sur la métropole allant jusqu'à 37 km aux antipodes. Parmi les autres modèles globaux, on peut citer : IFS (Integrated Forecasting system) du CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme), le GFS (Global Forecast System) du NCEP (National Center of Environmental Prediction) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

D'autres modèles sont à aire limitée, tel que le modèle ALADIN (Bubnova et al., 1993). Ils sont utilisés en prévision opérationnelle pour des échelles plus petites. Les conditions aux limites sont données par les modèles globaux. Ces modèles sont dits hydrostatiques, cela signifie que le modèle considère que l'accélération verticale est faible comparée à d'autres termes. Cette hypothèse est valide quand le rapport entre l'échelle des mouvements verticaux et l'échelle des mouvements horizontaux est beaucoup plus faible que l'unité, ce qui n'est pas le cas des nuages convectifs.

Il existe enfin des modèles non-hydrostatiques avec des mailles beaucoup plus fines et une physique différente. L'utilisation de ces modèles a été rendue possible par l'augmentation des puissances de calculs des supercalculateurs au cours de ces dernières décennies. A Météo France, le modèle de recherche Més0-NH co-développé par le LA (Laboratoire d'Aérodynamique) et le CNRM a été un précurseur du modèle opérationnel AROME (Seity et al., 2010). AROME est un modèle à aire limitée et à résolution kilométrique qui permet de mieux représenter les phénomènes convectifs observés sur le pourtour méditerranéen. Ses prévisions de pluies sont donc réalistes sur ces régions, les rendant utilisables pour la prévision des crues rapides.

Malgré les meilleures résolutions et capacités de calcul, l'incertitude persiste. En effet, un écart de quelques kilomètres sur la localisation de la pluie prévue peut faire que le bassin versant impacté n'est pas le bon. Par conséquent, une crue majeure peut être prévue sur un bassin versant voisin de celui où l'évènement majeur va se produire effectivement. Afin de tenir compte des incertitudes en modélisation atmosphérique, des prévisions météorologiques à court et moyen terme sont de plus en plus fréquemment proposées sous forme d'ensembles par les centres de prévisions. Ces prévisions d'ensemble ont d'abord été conçues pour des modèles globaux de faible résolution.

Les prévisions d'ensemble météorologiques peuvent être construits de différentes manières :

- en perturbant les conditions initiales par la méthode de vecteur singulier (Palmer, 1995; Bourke et al., 2004) ou un filtre de Kalman (Bishop, 2001; Bowler et al., 2008; Wei et al., 2006) ou encore des méthodes basées sur des fonctions orthogonales empiriques (Zhang and Krishnamurti, 1999).
- en perturbant aussi les paramètres en plus des conditions initiales (Houtekamer and Lefaivre, 1997; Buizza et al., 1999; Shutts, 2005).
- en utilisant plusieurs modèles déterministes provenant de différents centres (Jasper et al., 2002).
- en utilisant des prévisions décalées dans le temps : une ou plusieurs prévisions antérieures sont combinées avec une prévision plus récente (Dietrich et al., 2008).
- en combinant plusieurs ensembles, ce sont les grands ensembles (Richardson, 2005; Park et al., 2008; Bougeault et al., 2010).

Actuellement de plus en plus de systèmes de prévision d'ensemble pour des modèles non-hydrostatique de résolution kilométrique ont été développés. Ces systèmes de prévision ensemble fournissent plusieurs scénarios équiprobables d'évolution des différents paramètres atmosphériques en prenant en compte quatre sources d'incertitudes principales : celles sur les conditions initiales (Stensrud et al., 2000; Wei et al., 2006; Peralta et al., 2012), les erreurs de surface (Barthlott and Kalthoff, 2011; Tennant and Beare, 2014), les erreurs du modèle (Buizza et al., 1999; Bouttier et al., 2012) et les erreurs des conditions aux limites (Gebhardt et al., 2011). De grands ensembles sont aussi constitués à ces échelles (Beck et al., 2016).

D'autres méthodes de post-traitement des prévisions des modèles déterministes sont des alternatives, moins coûteuses en temps de calcul, à ces systèmes de prévision d'ensemble (Vincendon et al., 2011).

Ces ensembles météorologiques peuvent être utilisés en entrée des modèles hydrologiques afin de réaliser une prévision probabiliste des crues rapides. Cette méthode permet de prendre en compte l'une des sources d'incertitude de la chaîne de prévision hydrométéorologique des crues rapides.

3.2 Les prévisions de débits et leurs incertitudes

Ainsi les météorologues ont compris très tôt l'intérêt de documenter l'incertitude de la prévision météorologique par l'utilisation d'ensembles. En hydrologie, les études sur le sujet ont commencé plus tardivement. En modélisation des phénomènes environnementaux, Matott et al. (2009) ont classé 65 méthodes d'analyse des incertitudes. Dans le cadre de l'hydrométéorologie, le nombre de méthodes est plus restreint. Par exemple Montanari (2011) distingue les méthodes qui estiment l'incertitude totale de celles qui considèrent séparément l'incertitude sur les données, les paramètres et la structure. Quelques unes de ces méthodes sont présentées dans cette partie.

Certaines méthodes ne cherchent pas à identifier les sources d'incertitudes, mais se concentrent sur l'étude statistique des erreurs résiduelles, c'est ce que l'on appelle l'approche post-traitement. L'incertitude totale se manifeste par des écarts entre les valeurs simulées et les valeurs observées. Cette approche utilise des simulations déterministes obtenues avec un modèle hydrologique calé. La structure de la série temporelle des erreurs n'est normalement pas aléatoire, et donc ce signal peut être utilisé pour quantifier l'incertitude prédictive. Il en existe un grand nombre, notamment la méthode UNEEC (Uncertainty Estimation based on local Errors and Clustering, Solomatine and Shrestha (2009)), qui utilise l'apprentissage automatique pour quantifier les erreurs. De nombreuses études utilisent une approche Bayésienne du traitement des incertitudes prédictives pour la prévision des crues (Krzysztofowicz, 1999; Maranzano and Krzysztofowicz, 2004; Reggiani et al., 2009; Bogner and Pappenberger, 2011; Biondi and De Luca, 2012). Cette approche représente, de manière intégrée, les erreurs qui proviennent de plusieurs sources d'incertitude mais elle ne permet pas de séparer, et d'identifier, la contribution des différentes sources d'incertitude. Il faut de nombreuses données pour quantifier l'incertitude avec cette méthode.

D'autres méthodes, consistent à analyser les incertitudes liées au calage du modèle. La méthode GLUE (Generalised Likelihood Uncertainty Estimation) a été introduite par Beven and Binley (1992) comme une méthode générale de calage et d'analyse des incertitudes. Elle est l'une des plus utilisées, probablement à cause de sa simplicité (Freer et al., 1996; Cameron et al., 1999; Aronica et al., 2002; Blazkova and Beven, 2002; Montanari, 2005; Heidari et al., 2006; Mantovan and Todini, 2000; McMichael et al., 2006; Choi and Beven, 2007; Blasone et al., 2008; Xiong and O'Connor, 2008; Mirzaei et al., 2015). Elle repose sur la théorie que plusieurs jeux de paramètres peuvent représenter le système de manière correcte. En conséquence, les auteurs ne recherchent pas un jeu de paramètre mais acceptent la multiplicité des ces jeux.

Dans le cadre très général proposé par la méthode GLUE, la performance des différents jeux de paramètres est évaluée selon un ou plusieurs critères choisis pour refléter le degré de crédibilité accordé à chacun des jeux de paramètres (Smith et al., 2008). Une valeur seuil est choisie pour distinguer les jeux de paramètres acceptables de ceux non acceptables au regard du critère d'efficacité choisi. Les débits simulés à partir des différents jeux de paramètres retenus sont utilisés pour calculer les intervalles prédictifs. En général, une pondération est effectuée, les jeux de paramètres donnant généralement de meilleurs résultats ont un poids plus lourd.

La littérature abonde d'applications de la méthode GLUE en hydrologie et dans de nombreuses autres sciences de l'environnement. Mais le choix de la fonction objectif

et le choix de la valeur seuil influencent la sélection des jeux de paramètres considérés comme acceptables et donc les intervalles prédictifs obtenus. C'est pour cela que cette méthode est de plus en plus controversée (Christensen, 2004; Mantovan and Todini, 2000; Vogel et al., 2008; Vrugt et al., 2009; Mirzaei et al., 2014).

L'approche Bayésienne, plus formelle, peut aussi être utilisée pour le calage de modèles traditionnels (Kuczera and Parent, 1998).

L'approche, ou inférence, Bayésienne consiste à considérer que toutes les inconnues d'un problème sont décrites par des densités de probabilité, et non des valeurs fixées. Ces densités sont amenées à changer en fonction des observations, elles sont calculées à l'aide de la formule de Bayes. L'estimation des paramètres est conditionnelle aux observations et aux hypothèses faites sur le mécanisme générateur des données. La densité prédictive des débits s'obtient par propagation des différentes sources d'incertitude considérées. L'approche courante est de quantifier l'incertitude sur les paramètres d'un modèle conceptuel à l'aide de méthodes de simulation de type Monte Carlo (Bates and Campbell, 2001; Vrugt et al., 2003; Engeland et al., 2005; Yang et al., 2007; Laloy and Vrugt, 2012). Chaque paramètre est décrit par une densité et non par une valeur fixe. Cette densité a été déterminée par un échantillonnage aléatoire de la valeur du paramètre.

Ces différentes méthodes sont utilisées lors du calage du modèle ou pour quantifier l'incertitude du modèle lors de prévisions de crues.

Les prévisions d'ensemble hydrologiques

La prévision d'ensemble est déjà développée, et utilisée dans la prévision opérationnelle, depuis bien longtemps en météorologie (Toth and Kalnay, 1993), mais ce n'est qu'au début du vingt et unième siècle qu'elle se développe en hydrologie (de Roo et al., 2003). Néanmoins de plus en plus de chercheurs s'y intéressent, notamment à travers des projets internationaux : EFAS (European Flood Alert System) (Thielen et al., 2007, 2009; Bartholmes et al., 2009), HEPEX (Hydrological Ensemble Prediction EXperiment) (Schaake et al., 2007; Thielen et al., 2008; Zappa et al., 2008), COST731 ACTION (Rossa et al., 2011) ou encore MAP-DPHASE (Mesoscale Alpine Programme, Demonstration of Probabilistic Hydrological and Atmospheric Simulation of flood Events) (Rotach et al., 2009).

L'incertitude principale dans la prévision hydrométéorologique de crues est la pluie (Cloke and Pappenberger, 2009; Xuan et al., 2009). Logiquement les champs de pluie issus des ensembles météorologiques sont utilisés en entrée des modèles hydrologiques afin de réaliser une prévision d'ensemble hydrométéorologique (Thirel et al., 2008; Mascaro et al., 2010; Randrianasolo et al., 2010; Zalachori et al., 2012). Tout d'abord, cela a été réalisé pour la prévision à longue échéance de crues lentes (Day, 1985), puis à moyenne échéance (Rousset-Regimbeau, 2007; Zappa et al., 2008; Addor et al., 2011), à courte échéance (Thirel et al., 2008) et enfin pour la prévision des crues rapides (Younis et al., 2008; Marsigli et al., 2008; Alfieri and Thielen, 2010; Vincendon et al., 2011; Marty et al., 2013)

Les modèles météorologiques à échelles plus fines produisent des ensembles hydrologiques qui prévoient mieux les crues que ceux conçus avec des modèles météorologiques à échelles plus larges (Thirel et al., 2008). Ces différentes méthodes ne prennent en compte que l'incertitude météorologique.

Pour prendre en compte l'incertitude hydrologique, des études ont aussi été réalisées en combinant plusieurs modèles hydrologiques. Tout comme la prévision d'ensemble météorologique, cette prévision s'appuie sur la reconnaissance de l'imperfection des modèles hydrologiques. Cette méthode vise à l'amélioration des résultats en prenant en compte l'incertitude liée à l'imperfection des modèles (Georgakakos et al., 2004; Velazquez et al., 2010). Dans ces méthodes, un poids est attribué au modèle en fonction de ses résultats passés sur le bassin versant. Ces poids peuvent être fixes ou variables au cours de la simulation (Marshall et al., 2007; Hsu et al., 2009; Diks and Vrugt, 2010). Il existe encore peu de simulations qui perturbent les conditions initiales de sol pour prendre en compte cette source d'incertitude (Ntekelos et al., 2006; Philipp et al., 2008).

Ainsi la plupart des études faisant de la prévision hydrométéorologique se concentrent principalement sur une des sources d'incertitude et non sur les trois principales.

Réduire l'incertitude par assimilation de données

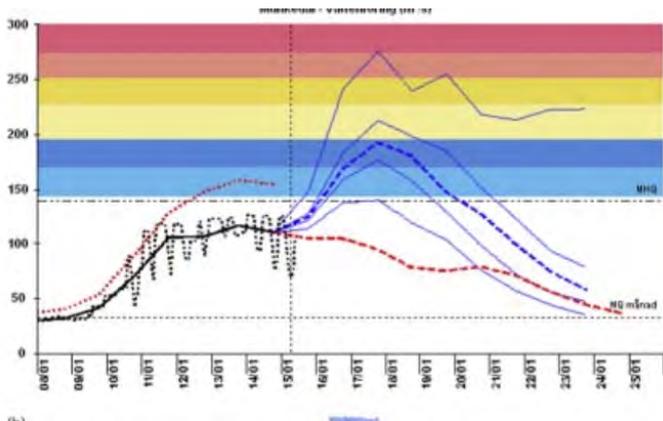
Des méthodes de descente de gradient sous contrainte utilisent l'adjoint des modèles hydrologiques (Seo et al., 2003; Castaings et al., 2009) pour estimer les paramètres des modèles (White et al., 2003) ou pour évaluer la sensibilité des sorties aux différents facteurs d'incertitude (Zappa et al., 2010). Il s'agit de techniques variationnelles d'assimilation de données qui sont appliquées par exemple à grande échelle (Pedinotti et al., 2014) ou pour de modèles événementiels (Coustau et al., 2013).

3.3 Information probabiliste

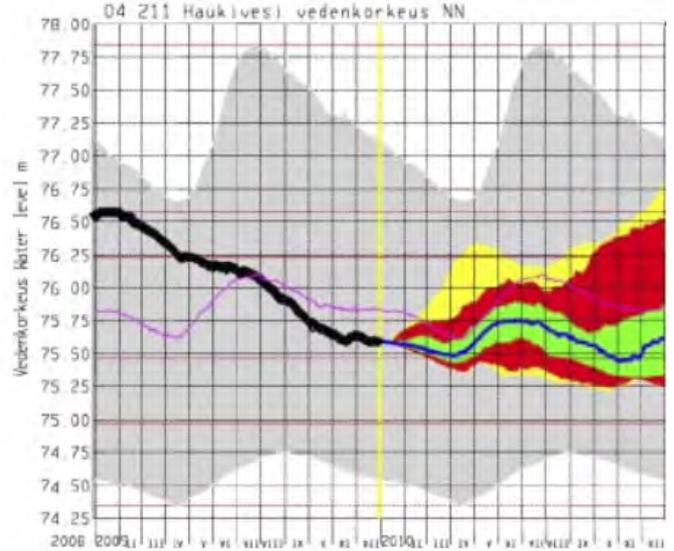
La prise en compte de l'incertitude par les scientifiques correspond à une prise de conscience du fait que, malgré des outils de plus en plus puissants, l'incertitude sera toujours présente. Une grande difficulté est de représenter l'incertitude qui accompagne les prévisions afin de la communiquer à des utilisateurs. La communauté scientifique reconnaît qu'il est important de former les décideurs sur la confiance associée aux données fournies par les prévisionnistes (Hlzcova et al., 2006). Certains groupes de travail se sont penchés sur la question par exemple dans EFAS ou MAP-DPhase. Demeritt et al. (2007) estiment que des efforts de recherche doivent être réalisés sur cette question, par des groupes composés d'hydrologues, mais aussi de membre de la communauté des sciences sociales. Par exemple, le programme HyMeX réunit des hydrologues et des chercheurs en sciences sociales, pour travailler sur les impacts des crues rapides sur les populations locales ainsi que le comportement de ces derniers (Llasat et al., 2013). Le programme HEPEX tente de rassembler ces différentes communautés de scientifiques mais aussi des prévisionnistes opérationnels afin de faire des prévisions d'ensemble qui puissent être utilisées avec confiance. Bruen et al. (2010) propose plusieurs représentations pour communiquer les incertitudes dans le cadre du projet COST731 (voir figure 3.1).

Une des représentations les plus courantes est la représentation dite en "spaghettis" (voir figure 3.1.a). Malgré sa popularité dans le milieu scientifique, elles ne font pas l'unanimité chez les utilisateurs à cause de la trop grande quantité d'information contenue (Demeritt et al., 2010). Une autre représentation est la représentation des quantiles, plutôt que de représenter tous les membres, seules les enveloppes contenant un certain pourcentage de simulations sont représentées (figure 3.1.b). Dans le même

a) Représentation spaghetti



b) Représentation des centiles :



c) Tableau récapitulatif

Anynome Region Ensemble member	Forecast at 21/09/2009				
	21/09	22/09	23/09	24/09	25/09
1					
2					
3					
4					
5					
6					
7					
8					
9					
10					
11					
12					
13					
14					
15					
16					
Discharge \geq warning level 1	0	0	1	6	13
Discharge \geq warning level 2	0	0	1	3	8
Discharge \geq warning level 3	0	0	0	1	3
Discharge \geq warning level 4	0	0	0	0	2

FIGURE 3.1 – Exemples de représentation des ensembles de prévisions hydrologiques : a) représentation en spaghetti, chaque ligne représente un membre de l'ensemble, b) représentation en quantiles, les enveloppes de couleur contiennent un pourcentage donné de membres, c) tableau dans lequel sont indiqués les nombres de membres qui ont dépassé des niveau d'alertes prédéfinis. (source : Bruen et al. (2010)).

esprit, la représentation en "boîtes à moustaches" peut être utilisée. La boîte représente un certain pourcentage de simulations et les moustaches les extrema. Sur ces trois types de représentations, des niveaux d'alertes, intéressant les utilisateurs, sont souvent représentés (figure 3.1). Le dépassement de ces niveaux d'alertes peut être représenté sous forme de tableau (voir figure 3.1.c) : le tableau indique le nombre de membres (ou le pourcentage) qui se situent dans un intervalle cible ou au dessus d'un seuil.

Ces différents systèmes d'informations sont de plus en plus utilisés par les centres opérationnels de prévision des crues et des inondations. Actuellement, plusieurs services opérationnels en France (SCHAPI et Services de Prévision des Crues, EDF) et ailleurs (Cloke and Pappenberger, 2009) ont développé ou envisagent de constituer un système de prévision hydrologique basé sur les prévisions d'ensemble. Pour les services opérationnels, le fait que la prévision des débits (en crue ou en période normale) à partir de la prévision météorologique d'ensemble soit présentée sous forme probabiliste ou multi-scénarios, et non pas de manière déterministe (scénario futur unique), est un avantage considérable, notamment pour la prise de décision en contexte incertain (Ramos et al., 2010). En prenant en compte l'incertitude de la prévision météorologique, les prévisions d'ensemble peuvent couvrir des échéances de prévision plus lointaines et augmenter ainsi le temps de préparation (Cloke and Pappenberger, 2008). De plus, la mise à disposition d'une information probabiliste permet aux décisionnaires de prendre leur décision en toute connaissance de cause (Weerts et al., 2010).

3.4 La prévision des crues opérationnelle en France

La prévision opérationnelle des crues en France est assurée par le réseau Vigicrues, constitué par le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations), une vingtaine de SPC (Services de Prévisions des Crues), une trentaine d'unités métropolitaines d'hydrométrie et des cellules de veille hydrologique outre-mer. Ce réseau assure la surveillance de 20 000 *km* de cours d'eau, prévoient les crues sur ces cours d'eau et informent les autorités (sécurité civile, mairies, ...) et le grand public. La Vigilance Crue produite aux niveaux national et local est accessible via le site <https://www.vigicrues.gouv.fr/>, sous forme de cartes et bulletins à la fois au niveau national et local.

120 000 *km* de cours d'eau sont encore hors de la surveillance réglementaire de l'Etat. Pour le cas des rivières à réaction rapide (typiquement entre 1h30 et 6h), à partir de 2017, les gestionnaires de crise communaux et départementaux pourront bénéficier d'un service d'avertissement gratuit. Il s'agit de Vigicrues Flash qui les avertira en cas de risque imminent de crue de petits cours d'eau à réaction rapide et non surveillés dans le cadre de la Vigilance Crues. Ces alertes seront produites grâce à la méthode AIGA, Adaptation d'informations géographiques pour l'alerte en crue (Brevet Irstea – Météo-France, Javelle et al. (2014)). AIGA utilise les lames d'eau opérationnelles de Météo-France qui sont fournies en entrée d'un modèle GRP (Génie Rural pour la Prévision). Les pics de débits ainsi estimés en temps réel le long du réseau hydrographique sont comparés à des estimations de fréquences de crues régionalisées (méthode SHYREG, Arnaud et al. (2008)) pour produire des alertes suivant la durée de retour estimée pour l'évènement en cours.

Chapitre 4

La prévision d'ensemble des crues rapides au CNRM

Lors de mon arrivée au CNRM, des études avaient déjà été réalisées dans le but de documenter l'incertitude pour la prévision des crues rapides. Les travaux de cette thèse visent à compléter le système de prévision d'ensemble des crues initié par Audard-Vincendon (2010). Ce dernier ne prenait pas en compte toutes les sources d'incertitudes mais il sert de point de départ au système conçu et décrit dans le présent manuscrit. Ce système est basé sur une chaîne hydrométéorologique réalisée à partir du modèle de prévision météorologique à fine échelle AROME et du modèle hydrologique ISBA-TOP (décrit chapitre 6.1).

4.1 Le modèle AROME

Le modèle AROME est le modèle de prévision numérique du temps à maille fine de Météo-France dont la description complète est faite par Seity et al. (2010). Il est opérationnel depuis décembre 2008. Il fournit 5 prévisions par jour avec des échéances pouvant atteindre 42 heures. Il est dédié à la prévision à courte échéance (entre 3 et 48 heures) des phénomènes dangereux tels que les fortes pluies méditerranéennes, les orages violents, le brouillard ou les îlots de chaleur urbains. Sa résolution horizontale, initialement de 2.5 km, est passée à 1.3 km depuis avril 2015, tandis que le nombre de niveaux verticaux est passé de 60 à 90, dans sa configuration opérationnelle sur le domaine "France". Grâce à cette fine résolution, il résout la convection profonde de manière explicite, ce qui lui permet d'améliorer la description des phénomènes convectifs à fort impact, comme les épisodes méditerranéens du sud-est de la France. Les paramétrisations physiques du modèle sont en majeure partie héritées du modèle de recherche Més0-NH alors que la partie dynamique est une adaptation pour la fine échelle du noyau dynamique d'ALADIN (Bubnova et al., 1993). L'initialisation d'AROME est faite à partir des données conventionnelles (par exemple, radiosondages ou mesures de surface des stations d'observation) ainsi que des données d'observations plus récentes (issues de radars météorologiques par exemple).

Les prévisions de précipitations par AROME

AROME est donc particulièrement adapté à la prévision des pluies intenses à l'origine des crues rapides grâce à sa capacité à représenter les systèmes convectifs. Il peut

représenter des champs de pluies très réalistes, avec des maxima très hauts tels que ceux observés dans les régions méditerranéennes. Malgré cette précision, l'incertitude demeure. En effet, les erreurs de prévision de pluies proviennent de plusieurs sources. Les conditions météorologiques de grande échelle sont incertaines (position des centres d'actions, flux atmosphériques de chaleur et d'humidité, cyclonique en altitude, zones de convergences de vents,...) comme l'ont montré entre autres Nuissier et al. (2008); Ducrocq et al. (2008); Nuissier et al. (2010) pour les précipitations méditerranéennes. A échelle plus fine, les effets orographiques (soulèvement, contournement) ou encore la création de plages froides stationnaires sous orage sont cruciaux dans le déclenchement et la position des systèmes fortement pluvieux (Ducrocq et al., 2008; Bresson et al., 2009). Le modèle AROME est certes capable de simuler de tels processus mais il est affecté par les incertitudes provenant de ses conditions météorologiques à grande échelle, de ses conditions initiales et de ses propres erreurs de modélisation.

Une climatologie des erreurs de prévision de pluie par le modèle AROME déterministe est décrite dans Vincendon et al. (2010) et Vincendon et al. (2011). Les champs de pluie horaire prévus par le modèle AROME ont été comparés aux champs de pluie issus des lames d'eau radar horaires. Dans chaque champ, des objets précipitants (convectifs ou pas) ont été isolés. La localisation et l'intensité des objets prévus et observés ont été comparées. Une conclusion importante a été que les décalages spatiaux entre objets précipitants observés et prévus sont inférieurs à 50 *km* dans 70 % des cas. Le calcul des coefficients SAL (Wernli et al., 2008) a montré qu'on n'observait pas de biais systématique dans les quantités de pluies prévues par AROME.

4.2 La méthode de perturbation des pluies prévues par le modèle AROME déterministe

Pour prendre en compte les incertitudes de la prévision déterministe des pluies par AROME, une méthode pour obtenir différents scénarii réalistes de précipitation a été développée par Vincendon et al. (2011). Elle consiste à perturber le champ de précipitation prévu par la version déterministe d'AROME sur la base de la climatologie des erreurs de prévision de pluie par le modèle AROME déterministe de Vincendon et al. (2011) (cf. section précédente). Cette climatologie des erreurs orientée objet a abouti à l'obtention de fonctions densité de probabilité (PDF) de trois type d'erreur :

- l'erreur de localisation des objets précipitants,
- l'erreur d'intensité des pluies à l'intérieur des objets précipitants non convectifs,
- l'erreur d'intensité des pluies à l'intérieur des objets précipitants et convectifs.

Pour perturber le champ de précipitations prévu, les étapes suivantes sont donc réalisées :

- les objets précipitants sont déplacés selon la PDF d'erreur de localisation,
- l'intensité pluvieuse des objets précipitants est multipliée par un facteur multiplicatif pris dans la PDF des erreurs d'intensité des pluies à l'intérieur des objets précipitants,
- l'intensité pluvieuse des objets précipitants et convectifs est multipliée par un facteur multiplicatif pris dans la PDF des erreurs d'intensité des pluies à l'intérieur des objets précipitants et convectifs.

Ces facteurs multiplicatifs sont appliqués tout au long de la simulation pour garder une cohérence dans les champs de pluie. On obtient donc plusieurs scénarii de

précipitations cohérents avec la prévision déterministe mais dont la localisation, l'amplitude et la structure des objets pluvieux sont modifiées. Cette méthode n'est pas un ensemble météorologique à proprement parler, c'est un outil dédié à la prévision d'ensemble des débits.

4.3 LA PEARO, prévision d'ensemble à l'échelle convective

Les premières prévisions d'ensemble, au CNRM, ont été faites à grandes échelles avec le modèle ARPEGE (PEARP, Prévision d'Ensemble ARPege), puis différentes méthodes de génération d'ensembles à échelle convective ont été développées par Vié et al. (2011).

La PEARO est une version probabiliste d'AROME pré-opérationnelle (Vié et al., 2011; Bouttier et al., 2012), elle a 12 membres et réalise des prévisions jusqu'à une échéance de 36 heures. La PEARO utilise comme conditions aux limites 12 membres parmi les 35 membres de la PEARP. Les membres utilisés pour définir les conditions aux limites sont sélectionnés par clustering (Nuissier et al., 2012) : les membres de la PEARP sont classés en classes et le membre le plus proche du barycentre de chaque classe est sélectionné comme membre de conditions aux limites de la PEARO. Les erreurs du modèle atmosphérique sont prises en compte par la méthode de perturbation stochastiques des valeurs physiques (Bouttier et al., 2012). Cette méthode consiste à utiliser un facteur aléatoire pour multiplier les paramétrisations physiques du modèle AROME. Les conditions de surfaces sont perturbées aussi : des coefficients aléatoires compris entre 0 et 1 sont appliqués à chacun des pixels du modèle de surface, mais ces valeurs sont lissées de manière à avoir une perturbation "cohérente". Enfin, une perturbation est appliquée aux conditions initiales de vents, de température et de pression. Ce système de prévision d'ensemble est passé en phase de tests pré-opérationnels en septembre 2016 .

4.4 Les premières chaînes de prévisions hydrométéorologiques du CNRM

La PEARO et la méthode de perturbation des pluies prévues par AROME déterministe ont été utilisées pour fournir des champs de pluies prévus en entrée du modèle hydrologique ISBA-TOP (Bouilloud et al., 2010; Vincendon et al., 2010), développé au CNRM pour la prévision des crues rapides, formant ainsi une chaîne de prévision hydrométéorologique. ISBA-TOP résulte du couplage entre le modèle de surface ISBA et le modèle hydrologique TOPMODEL. Une partie des travaux de cette thèse se concentrent sur l'incertitude inhérente à ce modèle, il sera présenté en détail dans le chapitre suivant.

Vincendon et al. (2011) et Audard-Vincendon (2010) ont montré que l'utilisation de scénarii de pluies issus de la PEARO ou de la méthode de perturbation des pluies permettait de réaliser des prévisions d'ensemble de débit encadrant les débits mesurés mieux qu'en utilisant les prévisions d'AROME déterministe en entrée d'ISBA-TOP. De plus, les ensembles de débits réalisés avec la méthode de perturbation des pluies (à 50 membres) et ISBA-TOP ont une performance très proche de ceux utilisant la PEARO

pour forcer ISBA-TOP avec une dispersion légèrement supérieure. L'avantage de cette méthode est donc son faible coût numérique permettant de faire de grands ensembles.

Ainsi ces premiers travaux ont permis d'évaluer l'apport d'un ensemble de précipitations en entrée d'un modèle hydrologique pour la prévisions des crues. Cette chaîne de prévision hydrométéorologique a été utilisée en temps réel durant la SOP1 d'HYMEX pour prévoir les débits sur 3 cours d'eaux du département du Var et 4 cours d'eau cévenols. Elle a été comparée sur des cas d'IOP HYMEX avec d'autres chaînes de prévision d'ensemble hydrométéorologiques. Vié et al. (2011) utilisent ISBA-TOP forcé avec plusieurs versions de la PEARO pour les évaluer et les comparer. Dans Nuissier et al. (2016), la chaîne PEARO/ISBA-TOP est comparée avec un ensemble où ISBA-TOP utilise en entrée les pluies prévues par une prévision d'ensemble basée sur le modèle COSMO-H2. L'IOP8 d'HYMEX sur le bassin versant du Guadalentin près de Murcia a été utilisée pour comparer la chaîne AROME + méthode de perturbation des pluies + ISBA-TOP et une chaîne basée sur l'EPS du CEPMMT+ le modèle WRF + le modèle hydrologique HEC-HMS.

Ces premiers travaux, montrent l'intérêt d'utiliser des systèmes ensemblistes de prévision météorologique, et notamment des pluies, en entrée du modèle ISBA-TOP pour la prévision des crues rapides. Ils montrent aussi la possibilité de générer différents scénarii de champs de précipitations permettant d'obtenir d'aussi bons résultats pour la prévision des débits que des prévisions d'ensembles météorologiques. Mais les incertitudes hydrologiques dans ces différents travaux ne sont pas prises en compte.

Chapitre 5

Conclusion et objectifs de la thèse

Comme nous venons de voir, la prévision des crues rapides nécessite l'utilisation de plusieurs modèles : modèle de prévision numérique du temps, modèle de surface et modèle hydrologique. Mais l'incertitude dans cette chaîne de prévision est présente du premier maillon jusqu'au dernier et s'amplifie. L'objectif de cette thèse est de concevoir une prévision d'ensemble des crues rapides méditerranéennes en prenant en compte les sources majeures d'incertitudes de la chaîne de prévision hydrométéorologique. Ce travail a été réalisé en trois grandes étapes.

Dans la première étape, on tente d'abord de réduire l'incertitude de modélisation hydrologique. La question est de savoir si une meilleure représentation des sols permet une meilleure simulation des débits. Cette question a été traitée avec le modèle ISBA-TOP qui a vu sa physique de transfert d'eau et d'énergie évoluer (Deuxième partie du manuscrit). Les écoulements de l'eau dans le sol, en particulier, sont représentés de manière plus réaliste, en divisant les colonnes de sol en de nombreuses couches et en adoptant un principe de diffusion entre ces couches. Cette nouvelle version est comparée à l'ancienne et son utilisation pour des études d'impact est abordée. Malgré l'évolution de ce modèle, les incertitudes de la modélisation hydrologique demeurent.

La question suivante est donc de savoir quelle est la sensibilité de la modélisation des crues rapides aux conditions initiales et aux erreurs de modélisation. La sensibilité du modèle ISBA-TOP à ses paramètres et à ses conditions initiales a donc été étudiée. Une fois connue cette sensibilité, il s'agit de chercher à concevoir une méthode de perturbation qui prenne en compte ces deux sources d'incertitude. La seconde étape (Troisième partie du manuscrit) porte donc sur la construction d'un ensemble hydrologique basée sur la perturbation des paramètres physiques et des humidités des sols initiales dans le modèle ISBA-TOP.

Enfin, pour évaluer l'apport de cette méthode de perturbation dans la prévision des crues rapides, il est possible de combiner un ensemble météorologique à cette méthode de perturbation. La dernière étape de ce travail décrit donc la conception de l'ensemble hydrométéorologique complet (Quatrième partie du manuscrit). Il s'agit d'utiliser la prévision d'ensemble météorologique PEARO et l'ensemble hydrologique construit dans la partie précédente.

Viendront ensuite les conclusions et perspectives de ces travaux de thèse.

Deuxième partie

Evolution de la représentation des sols dans ISBA-TOP

Problématique

Le système couplé ISBA-TOP est développé au CNRM depuis 2006 pour la simulation des crues rapides méditerranéennes. Le schéma de surface ISBA y modélise les flux verticaux d'eau à l'interface atmosphère surfaces naturelles et dans le sol. Il est couplé avec une version du modèle hydrologique TOPMODEL afin de représenter les flux d'eau latéraux dans le sol et de mieux expliciter les zones de ruissellement. Ce système ainsi que son évaluation pour la simulation de crues rapides méditerranéennes sont décrits d'abord par Bouilloud et al. (2010) et Vincendon et al. (2010). La version d'ISBA utilisée initialement a trois couche de sol, c'est ISBA-3L (Mahfouf and Noilhan, 1996). L'approche TOPMODEL utilisée est basée sur une version de TOPMODEL dédiée aux crues rapides méditerranéennes décrite par Pellarin et al. (2002).

De nombreux modèles de transfert des températures et d'eau dans le sol ont été développés et incorporés dans des schémas SVAT d'après les travaux de Philip and De Vries (1957) ou De Vries (1958). Ces modèles tentent de reproduire au mieux la physique du sol tout en ayant des temps de calculs permettant de les utiliser avec un modèle atmosphérique. Ils sont donc de différents niveaux de complexité. C'est dans cet esprit qu'une version multicouche des mécanismes de diffusion a été développée dans ISBA et nommée ISBA-DF pour ISBA explicit vertical DiFfusion model. Ce modèle représente mieux le profil vertical d'humidité et de température du sol par rapport à la version 3L notamment en prenant en compte un profil explicite du système racinaire.

Un des objectif de cette thèse est d'évaluer l'utilisation d'une autre version d'ISBA, ISBA-DF dans le système couplé pour mieux représenter les écoulements de l'eau dans le sol.

Dans cette partie, le système couplé ISBA-TOP est d'abord présenté, en particulier sa version basée sur ISBA-DF. Le chapitre suivant concerne son évaluation par comparaison avec l'ancienne version. Cette évaluation constitue une contribution à l'article "Modeling flash floods in southern France for road management purposes", publié dans Journal Of Hydrology.

Chapitre 6

Le système couplé ISBA-TOP

6.1 Le schéma de surface ISBA

ISBA est un des quatre modèles d'échange surface-atmosphère qui composent le modèle SURFEX (Le Moigne et al., 2009). Ces quatre modèles d'échange diffèrent selon de la nature des surfaces concernées (voir annexe A). ISBA concerne les surfaces naturelles. Il est utilisé, entre autres, pour donner les conditions aux limites de différents modèles météorologiques et climatiques :

- ARPEGE (Courtier and Geleyn, 1988)
- ALADIN (Bubnova et al., 1993)
- Méso-NH (Lafore et al., 1998)
- AROME (Seity et al., 2010)
- MESH (Pietroniro et al., 2007)
- HIRLAM (<http://hirlam.org>)

Les interactions entre la surface du sol et l'atmosphère sont très importantes pour la prévision numérique du temps, et ce quelle que soit l'échelle de la modélisation : méso échelle pour les événements tels que les orages et échelle globale pour les modèles de climats.

ISBA gère les bilans en eau et en énergie sur des colonnes de sols (mais il ne représente pas les échanges entre ces colonnes). Ce modèle est en perpétuelle évolution. Au départ, ISBA disposait de deux couches de sol, une couche superficielle pour les interactions sol atmosphère et une seconde couche pour les échanges au niveau des racines. La première couche est très fine et la deuxième couche dépend de la végétation qui recouvre la maille et de la composition du sol. Une troisième couche a ensuite été ajoutée afin de prendre en compte les composantes hydrologiques, telle que le ruissellement et l'évapotranspiration (Boone et al., 1999). Cette version d'ISBA à 3 couches est nommée ISBA-3L (pour 3 Layers). L'évolution des variables du modèle (la température de surface et du sol, la teneur en eau des différentes couches ainsi que l'état physique sous laquelle se trouve cette eau) est basée sur le principe de "force-restore" (Dear-dorff, 1977). Ce principe considère que ces grandeurs physiques sont perturbées par un forçage et reviennent vers un état d'équilibre, elles sont "forcées" puis "restaurées" à leur état initial. Dans la version ISBA-DF, l'approche "force-restore" est remplacée par une approche diffusive.

6.1.1 L'approche "force-restore" appliquée dans ISBA-3L

Les trois couches de sol d'ISBA-3L sont représentées figure 6.1. Les équations d'ISBA-3L pour décrire l'évolution temporelle de l'humidité du sol sur les 3 couches de sol s'écrivent :

$$\frac{\partial w_s}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_s} (P_g - E_g - F_{gw}) - D_1 \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{veg} - F_{2w}) - K_2 - D_2 \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} (K_2 + D_2) - K_3 \quad (6.3)$$

avec

w_s , w_2 et w_3 contenus en eau volumique (en $m^3.m^{-3}$) respectifs de la couche superficielle, de la couche racinaire (couche 2) et de la couche profonde (couche 3),
 d_s , d_2 et d_3 profondeurs (en m) respectives des couches superficielle, racinaire et profonde,

C_1 coefficient force-restore sans dimension,

ρ_w densité de l'eau liquide (en $kg.m^{-3}$),

P_g taux de précipitation atteignant le sol (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

E_g évaporation du sol nu (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

E_{veg} taux de transpiration des plantes (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

D_1 et D_2 termes de diffusion verticale (en s^{-1}) de l'humidité dans la première et deuxième couche respectivement,

K_2 et K_3 termes de drainage gravitationnelle (en s^{-1}) dans la deuxième et troisième couche respectivement,

F_{gw} et F_{2w} flux de changement de phase de l'eau (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) dans la première et deuxième couche respectivement.

Les paramètres hydrodynamiques proviennent de la fonction de pédotransfert de Clapp and Hornberger (1978) (cf. 6.1.3). Les coefficients force-restore sont également liés aux propriétés de texture des sols. Ces relations sont détaillées par Noilhan and Laccarrère (1995).

La conductivité hydraulique à saturation dans ISBA-3L peut être modifiée pour décroître exponentiellement avec la profondeur dans le sol (Chen and Kumar, 2001; Decharme et al., 2006; Quintana-Seguí et al., 2008)) :

$$K_{sat}(z) = K_{sat,c} e^{-f(z-d_c)} \quad (6.4)$$

où z (m) est la profondeur dans le sol, f (m^{-1}) est le facteur de décroissance exponentielle, d_c (m) est la profondeur compactée du sol, c'est à dire la profondeur où les mouvements verticaux de l'eau sont rendus difficiles par le caractère compact du sol et $K_{sat,c}$ la conductivité hydraulique à saturation à cette profondeur qui est pris égal à la valeur fournies par une fonction de pédotransfert (voir 6.1.3). f et d_c sont deux paramètres à caler.

6.1.2 L'approche diffusive dans ISBA

L'hétérogénéité verticale du sol est représentée comme une série de tranches homogènes de sol. Le sol est donc discrétisé en N couches avec Δz_j (m) l'épaisseur de la couche j , $\tilde{\Delta z}_j$ (m) est la distance entre le milieu de la couche j et celui de la couche

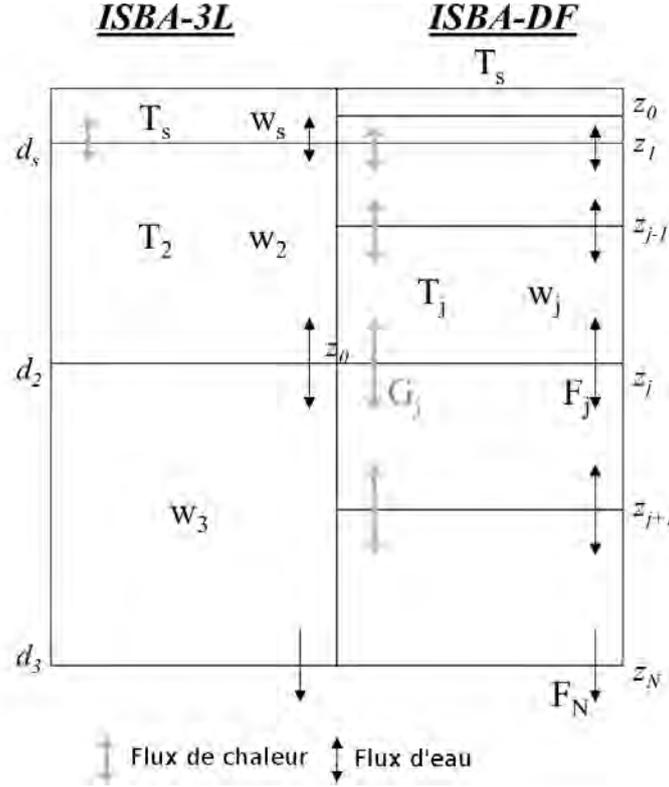


FIGURE 6.1 – Discrétisations du sol dans ISBA-3L et ISBA-DF, source : Vincendon et al. (2016).

$j + 1$. La figure 6.1 illustre les différentes discrétisation verticale du sol dans ISBA-3L et ISBA-DF.

Les équations pour les transferts de masse et de chaleur dans le sol sont les suivantes :

$$c_g \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + \Phi \quad (6.5)$$

$$\frac{\partial w_L}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\Phi}{L_f \rho_w} - \frac{S_L}{\rho_w} \quad \text{avec } (w_{min} \leq w_L \leq W_{sat}) \quad (6.6)$$

$$\frac{\partial w_I}{\partial t} = \frac{\Phi}{L_f \rho_w} - \frac{S_I}{\rho_w} \quad \text{avec } (0 \leq w_I \leq W_{sat} - w_{min}) \quad (6.7)$$

Dans l'équation 6.5 qui décrit les transferts thermiques verticaux, on a :

c_g capacité thermique totale du sol (en $J.m^{-3}.K^{-1}$),

T température du sol (en K),

G flux de chaleur dans le sol (en $J.m^{-2}.K^{-1}$)

Φ terme source/puits de chaleur (en $J.m^{-3}.s^{-1}$) associé aux changements de phase.

Les équations 6.6 et 6.7 représentent les variations d'eau liquide et glacée dans le sol. On a :

w_L contenu en eau liquide (en $m^3.m^{-3}$),

w_I contenu en eau glacée volumique du sol (en $m^3.m^{-3}$),

F flux vertical d'eau (en $m.s^{-1}$),

z profondeur du sol (en m), positive vers le bas,
 ρ_w densité de l'eau liquide (en $kg.m^{-3}$),
 S_L évapotranspiration (en $kg.m^{-3}.s^{-1}$), flux latéral,
 S_I sublimation (en $kg.m^{-3}.s^{-1}$),
 L_f chaleur latente de fusion (en $J.kg^{-1}$),
 w_{min} contenu volumique minimum en eau liquide minimum présente dans le sol(en $m^3.m^{-3}$) .
 S_L et S_I sont des termes source/puits pour l'eau liquide et la glace .
 Le contenu total en eau du sol est donc :

$$w = w_L + w_I \quad (6.8)$$

et l'équation de continuité de l'eau dans le sol s'obtient en additionnant 6.7 et 6.6.
 On fait l'hypothèse (H1) que dans le cas des crues rapides méditerranéennes, il n'y a pas de glace dans le sol. Les équations peuvent donc se simplifier comme suit :

$$c_g \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} \quad (6.9)$$

$$\frac{\partial w_L}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{S_L}{\rho_w} \quad \text{avec } (w_{min} \leq w_L \leq W_{sat}) \quad (6.10)$$

Le flux de chaleur dans le sol est déterminé par :

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6.11)$$

avec λ conductivité de chaleur du sol (en $Wm^{-2}k^{-1}$) .

Evolution de la température

La température de surface évolue en fonction du stockage de chaleur dans le sol et dans la végétation ainsi que du gradient de température entre la surface du sol et la seconde couche (Boone et al., 2000). On considère que la température de surface est égale à la température de la première couche du sol qui est très fine. Le transfert de chaleur dans le sol est décrit en utilisant les équations de Fourier à une dimension :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T \left[G - \frac{\bar{\lambda}_1}{\Delta \bar{z}_1} (T_s - T_2) \right] \\ \frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{1}{c_{g_i}} \frac{1}{\Delta z_i} \left[\frac{\bar{\lambda}_{i-1}}{\Delta \bar{z}_{i-1}} (T_{i-1} - T_i) - \frac{\bar{\lambda}_i}{\Delta \bar{z}_i} (T_i - T_{i+1}) \right] \forall i \in [2, N] \end{array} \right. \quad (6.12)$$

avec :

c_{g_i} est la capacité thermique du sol de la couche i (en $J.m^{-1}K^{-1}$),
 $\bar{\lambda}_i$ est la conductivité à l'interface des couches i et $i+1$ (en $W.m^{-1}.K^{-1}$), elle est exprimée en fonction du contenu volumique en eau, de la porosité du sol et la conductivité du sol sec en avec la formulation de Johansen (1977).

La capacité thermique totale du sol est déterminée par la formule de Peters-Lidard et al. (1998), qui fait une somme des capacités thermiques de l'eau et la phase solide du sol.

Bilan en eau

Dans ISBA-DF, les transferts de l'eau dans le sol sont basés sur les équations de Richards qui décrivent les transferts d'eau dans le sol en combinant l'équation de conservation de la masse et la loi de Darcy. Le flux d'eau liquide du sol est exprimé comme suit :

$$F = -k \frac{\partial}{\partial z} (\psi + z) - \nu \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (6.13)$$

$$= -\eta \frac{\partial \psi}{\partial z} - k \quad (6.14)$$

On a :

ν conductivité de la vapeur (en $m.s^{-1}$),

k conductivité hydraulique du sol (en $m.s^{-1}$),

$\eta = k + \nu$,

ψ potentiel matriciel (ou hydrique) (en $m.s^{-1}$).

Dans l'équation 6.13, le premier terme représente le flux liquide et le second le flux de vapeur. ν est exprimé en fonction du contenu en eau du sol ainsi que de la température selon la formulation de Braud et al. (1993). η représente la conductivité hydraulique effective.

Les différents paramètres hydrologiques sont constants par tranches et dépendent de la composition du sol. La teneur en eau dans chacune des tranches est ensuite calculée en intégrant l'équation 6.10. Les équations qui déterminent les transferts d'eau dans les différentes couches sont les suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{1}{\Delta s_1} \left[-\bar{k}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta \bar{z}_1} + 1 \right) - \bar{\nu}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta \bar{z}_1} \right) + \frac{S_1}{\rho_w} \right] \\ \frac{\partial w_i}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_i} \left[F_{i-1} - F_i + \frac{S_i}{\rho_w} \right] \\ \text{avec } F_i = \bar{k}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \bar{z}_i} + 1 \right) + \bar{\nu}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta \bar{z}_i} \right) \end{array} \right. \quad (6.15)$$

avec :

S_i terme source-puit de la tranche de sol i (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

ψ_i potentiel matriciel (en m) de la tranche i ,

\bar{k}_i conductivité de l'eau (en $m.s^{-1}$) à l'interface des couches de sol i et $i + 1$ ($\bar{k}_i = \sqrt{k_i(\psi_i) + k_{i+1}(\psi_{i+1})}$),

$\bar{\nu}_i$ conductivité de la vapeur (en $m.s^{-1}$) à l'interface des couches de sol i et $i + 1$.

Les équation 6.15 sont résolues numériquement en utilisant un système de Cranck-Nicholson. Les termes dépendant de la conductivité de la vapeur n'interviennent que pour des sols très secs. Les termes source/puits dépendent de l'infiltration de surface et des processus d'évaporation. L'évaporation du sol nu provient de la couche superficielle, et l'eau utilisée pour l'évapotranspiration provient de la zone racinaire (Jackson et al., 1996).

La conductivité de la vapeur est calculée en fonction de la texture du sol, sa teneur en eau et sa température en fonction des équations de Braud et al. (1993). Les équations de Brooks and Corey (1966) (BC66) sont utilisées pour établir le lien entre la conductivité hydraulique et le potentiel matriciel.

$$\psi(w) = \psi_{sat} \left(\frac{w}{W_{sat}} \right)^{-b} \quad (6.16)$$

$$k(\psi) = K_{sat} \left(\frac{\psi}{\psi_{sat}} \right)^{\frac{-2b+3}{b}} \quad (6.17)$$

avec :

K_{sat} conductivité hydraulique à saturation (en $m.s^{-1}$),

ψ_{sat} potentiel matriciel à saturation (en m),

b paramètre de forme (sans dimension) de la courbe de rétention d'eau dans le sol.

— Le drainage de l'eau du sol :

Dans ISBA-DF, le drainage ne se passe que dans la dernière couche de sol. L'équation du drainage est :

$$K_d = K_{sat} \left(\frac{W_{fc} + w_{drain}}{W_{sat}} \right)^{2b+3} \times \left(\frac{\min(W_{fc}, w) - w_{min}}{W_{fc} - w_{min}} \right) \quad (6.18)$$

avec :

w_{min} niveau minimum d'eau présent dans le sol ($0.001 m^3/m^3$),

w_{drain} volume d'eau permettant d'avoir toujours un débit même en période sèche, il est généralement fixé à $0.001 m^3/m^3$.

Cette formulation permet d'avoir un drainage même en période sèche qui alimente les rivières. C'est aussi une valeur permettant d'éviter les dérives numériques liées à des divisions par des nombres très proches de zéro.

— Le ruissellement de l'eau du sol :

Deux types de ruissellement sont modélisés : celui sur surface saturée et celui par dépassement de capacité d'infiltration. Le ruissellement total est la somme des contributions de ces deux types de ruissellement. Pour le ruissellement par saturation du sol, l'apport de chaque couche de sol est calculé via la formule :

$$R_{i,sat} = \frac{\rho_w d_i}{\Delta t} \max(0, w_i - W_{sat}) \quad (6.19)$$

avec :

$R_{i,sat}$ quantité d'eau apportée par la couche i (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$) à condition que la maille soit saturée en eau,

w_i contenu volumique en eau de la couche i (en $m^3.m^{-3}$),

d_i l'épaisseur de la couche i (en m).

Mais il est rare que l'intégralité de la maille soit saturée en eau. Pourtant du ruissellement a quand même lieu. Il a donc été mis en place un ruissellement sous maille par Habets et al. (1999a) basé sur le principe de VIC pour "Variable Infiltration Capacity" décrit par Dümenil and Todini (1992). Il s'agit de considérer que certaines zones de la maille sont saturées en eau, et qu'il s'y produit un ruissellement malgré une maille non intégralement saturée. Un ruissellement se produit donc sur ces surfaces, appelé Q_r , et il est décrit par la formule :

$$Q_r = R_t - \frac{\rho_w z_r}{\Delta t} \left((\bar{w}_{sat} - \bar{w}_r) - (\bar{w}_{sat} - \bar{w}_{wilt}) [\max(0, Q_{r,crit})]^{1+b} \right) \quad (6.20)$$

en respectant la contrainte :

$$Q_r = 0 \quad \text{si} \quad Q_r < 0 \quad \text{ou} \quad \bar{w}_r \leq \bar{w}_{wilt}$$

avec

$$Q_{r,crit} = \left(1 - \frac{\bar{w}_r - \bar{w}_{wilt}}{\bar{w}_{sat} - \bar{w}_{wilt}}\right)^{1/(1+b)} - \frac{R_t \Delta t}{\rho_w z_r} \left(\frac{1}{(1+b)(\bar{w}_{sat} - \bar{w}_{wilt})} \right) \quad (6.21)$$

avec :

R_t précipitation efficace (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

w_{wilt} teneur volumique en eau au point de flétrissement (en $m^3.m^{-3}$),

\bar{w}_r teneur moyenne en eau de la couche de sol comprise entre la surface et la profondeur z_r par la formule suivante :

$$\bar{w}_r = \frac{\left(\sum_{j=1}^{N_r} \Delta z_j w_j\right) + w_{N_r+1} \times \max(0, z_r - z_{N_r})}{\left(\sum_{j=1}^{N_r} \Delta z_j\right) + \max(0, z_r - z_{N_r})} \quad (6.22)$$

où N_r est le nombre total de couche pour lesquels $z_r \geq z_j$, c'est à dire que le bas de la couche j est plus haut ou au même niveau que z_r . z_r représente la profondeur racinaire du sol. \bar{w}_{wilt} est calculé de la même façon mais \bar{w}_{sat} est moyenné sur les N couches.

Le ruissellement par dépassement de capacité d'infiltration est donné par :

$$Q_{Horton} = \frac{P}{1 - \bar{I}^{\mu/P}} \max(0; P - I) \quad (6.23)$$

avec :

I intensité d'infiltration maximale de la maille (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

P quantité de pluie sur la maille (en $kg.m^{-2}.s^{-1}$),

μ fraction de sol sur laquelle la pluie tombe (déterminée en fonction de la résolution de la grille dx).

Les termes μ et β sont obtenus par les formules :

$$\mu = 1 - e^{\beta P} \quad (6.24)$$

$$\beta = 0.2 + 0.5e^{-0.001.dx} \quad (6.25)$$

6.1.3 Description du sol dans ISBA : les paramètres physiographiques

La description du sol dans ISBA se fait par le biais de paramètres. Les paramètres dit primaires, sont des données mesurables et peuvent être fournis par des bases de données :

- la couverture végétale définie dans la base de données ECOCLIMAP-II (Faroux et al., 2013; Masson et al., 2003)
- les pourcentages d'argile et de sable de la base de données HWSD (Harmonized World Soil Database).

Ces paramètres primaires permettent de déterminer les paramètres secondaires qui décrivent les caractéristiques physiques du sol et de la végétation.

Différents paramètres hydrodynamiques sont utilisés pour calculer les flux d'eau dans le sol. Ces paramètres sont calculées via les fonctions de pédotransferts qui les expriment

en fonction de la teneur en argile et en sable du sol. Il existe différents jeux de fonctions de pédotransferts dans la littérature (voir section 2.1.4). Dans SURFEX, deux jeux de fonctions de pédotransferts nommés CH78 et CO84, (Clapp and Hornberger (1978); Cosby et al. (1984) respectivement) sont utilisables. Ces deux jeux de fonctions de pédotransfert sont très proches l'un de l'autre. En effet, Cosby et al. (1984) a repris les résultats des expériences de Clapp and Hornberger (1978) qui a réalisé des expériences sur 1146 sols de 34 endroits différents des Etats Unis, auxquels il a ajouté les résultats d'expériences sur d'autres sol.

Ces paramètres sont :

- b : paramètre sans dimension de la courbe de rétention d'eau qui permet de lier le potentiel matriciel du sol avec le teneur en eau du sol.
- K_{sat} : conductivité hydraulique à saturation qui sert à calculer la conductivité hydraulique. Cette dernière joue un rôle important dans l'équation décrivant l'écoulement vertical de l'eau dans le sol, l'équation de Darcy.
- ψ_{sat} : potentiel matriciel du sol à saturation qui sert au calcul du potentiel matriciel du sol. Ce potentiel traduit l'état de liaison de l'eau du sol ou la quantité d'énergie qu'il faudrait fournir pour l'extraire du sol (énergie de succion).
- W_{fc} : capacité au champ, taux d'humidité d'un sol ressuyé dans des conditions où le drainage est assuré librement.
- W_{sat} : teneur volumique en eau à saturation qui représente un état de sol où tous les pores sont remplis par de l'eau.
- W_{wilt} : teneur en eau au point de flétrissement qui correspond à la teneur en eau à partir de laquelle les plantes ne peuvent plus absorber l'eau du sol et donc se flétrissent.

6.2 Couplage ISBA-TOP, la redistribution latérale de l'eau dans le sol

Dans ISBA, seul le mouvement vertical de l'eau est considéré et les transferts latéraux ne sont pas modélisés. Il a été montré (Kim et al., 1999) que ces transferts sont importants pour la simulation des crues rapides. Le modèle TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) est particulièrement adapté pour la représentation des échanges latéraux, c'est pourquoi une approche TOPMODEL a été introduite dans ISBA afin de bénéficier des points forts des deux approches.

6.2.1 TOPMODEL

TOPMODEL, TOPography based hydrological MODEL par Beven and Kirkby (1979), est un modèle pluie-débit semi distribué. Il calcule les débits à l'exutoire du bassin versant en ne considérant que le ruissellement par excès de saturation. Le principe est que ce ruissellement se produit sur des zones contributives, c'est-à-dire les zones saturées en eau de manière pérenne ou temporaire. La grande particularité de TOPMODEL, est l'utilisation d'indices topographiques pour calculer ces zones contributives. Ces indices représentent la capacité d'un point du sol à retenir l'eau en fonction de la pente et de l'aire drainée par ce point. Sur la verticale, TOPMODEL fait l'hypothèse d'une zone non saturée à l'équilibre en surface au dessus d'une zone saturée qui correspond au haut de la nappe de versant se développant dans la couche superficielle

du sol (front de saturation). Lorsque cette nappe affleure le sol, du ruissellement se produit. L'eau ruisselée est transférée rapidement à la rivière pour contribuer au débit à l'exutoire du bassin versant.

TOPMODEL modélise aussi un écoulement plus lent, fonction de l'état moyen du bassin versant et que l'on appelle le débit de base.

Il existe différentes versions de ce modèle, notamment une version simplifiée appelée TOPSIMPL (Saulnier et al., 1997). La version utilisée dans ce travail est basée sur cette version, mais est adaptée aux crues rapides. Elle a été développée au LTHE et s'appelle TOPODYN (Pellarin et al., 2002).

Concrètement, le bassin versant est découpé en petites mailles, qu'on appellera des pixels.

Les pixels sont déterminés à l'aide d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain). Pour chacun des pixels un indice topographique est déterminé via la formule :

$$\lambda_{i,t} = \ln \left(\frac{a_{i,t} R_{i,t}}{\tan(\beta_i)} \right) \quad (6.26)$$

où

β_i représente le gradient hydraulique,

$R_{i,t}$ le taux de recharge du front de saturation (c'est à dire l'apport d'eau dans le sol) pour un pixel i au temps t ,

$a_{i,t}$ l'aire drainée par l'unité de contour du pixel i au temps t .

L'indice présenté ici est celui de TOPODYN, il est modifié par rapport à la version de base de TOPMODEL. Il prend en compte la variabilité spatiale de la pluie qui peut avoir un impact important sur la genèse des crues rapides. Une hypothèse faite dans TOPMODEL est que le gradient hydraulique est parallèle à la pente du bassin versant.

Le produit $a_{i,t} R_{i,t}$ ($m^2 \cdot s^{-1}$) correspond au flux entrant dans le pixel i . L'aire drainée caractérise la capacité du pixel à recueillir l'eau et sa pente sa capacité à l'évacuer. Plus un pixel est situé à l'aval du bassin, avec une grande aire drainée et une faible pente, plus son indice est fort : il se sature rapidement et l'eau dans le sol s'y évacue lentement, ce qui favorise le ruissellement si des pluies arrivent. A l'inverse, un pixel situé en crête se sature rarement et son indice topographique est faible.

Pour calculer les zones contributives, TOPMODEL utilise la notion de déficit en eau par rapport à la saturation. Le déficit représente la profondeur à laquelle se trouve le front de nappe. Ce déficit est calculé pour chaque pixel i par la formule :

$$d_{i,t} = -M \left(\lambda_{i,t} + \ln \left(\frac{R_{i,t}}{T_0} \right) \right) \quad (6.27)$$

Le paramètre M est le coefficient de décroissance qui détermine la profondeur sur laquelle les écoulements latéraux peuvent se produire, T_0 est la transmissivité hydraulique de surface à saturation.

Le déficit moyen sur le bassin versant est donné par :

$$\bar{D}_t = -M \left(\bar{\lambda} + \ln \left(\frac{R_t}{T_0} \right) \right) \quad (6.28)$$

où $\bar{\lambda}$ est l'indice topographique moyen du bassin versant. D'où

$$\bar{D}_t - d_{i,t} = -M \left(\bar{\lambda} - \lambda_{i,t} \right) \quad (6.29)$$

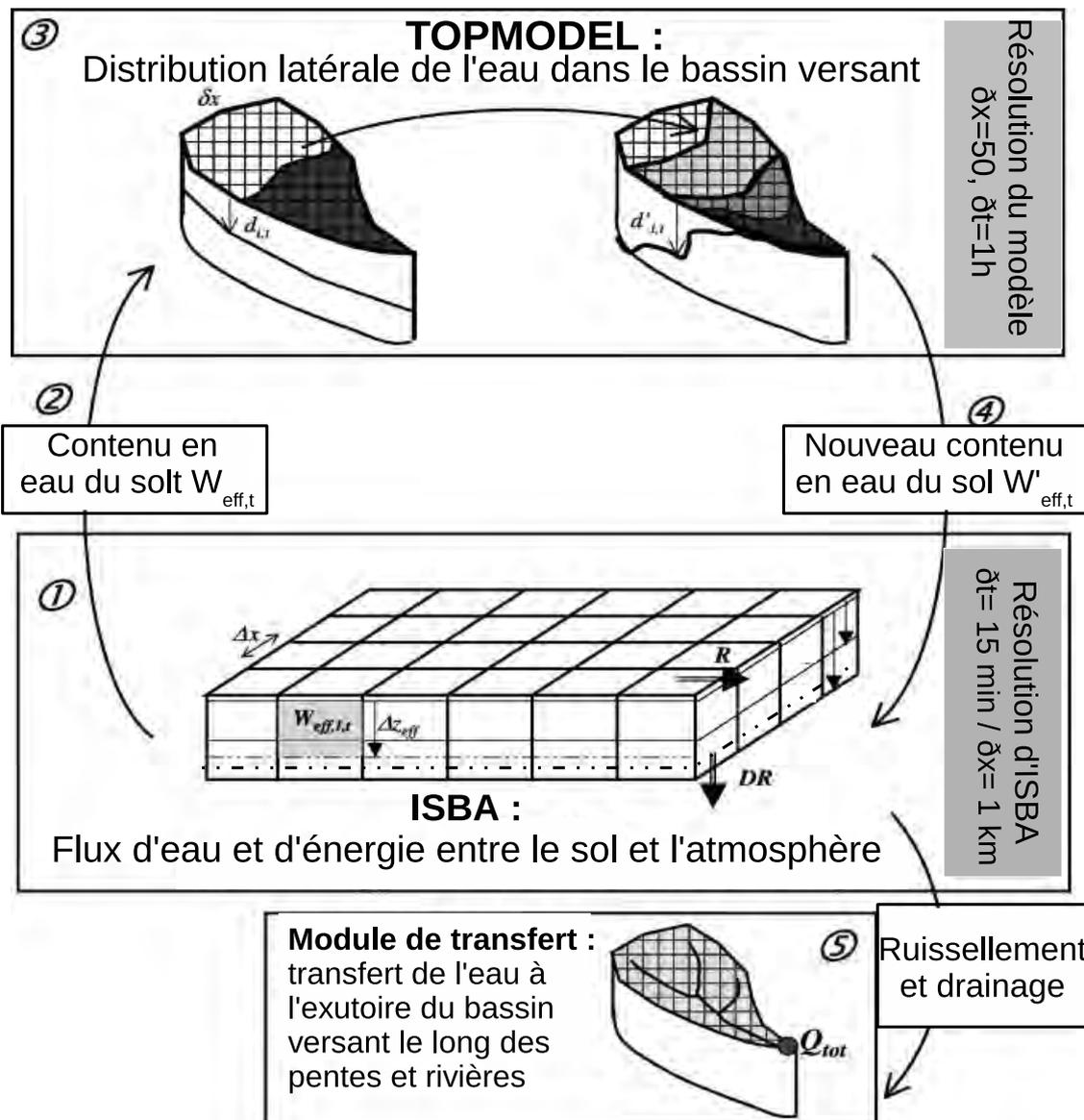


FIGURE 6.2 – Représentation du principe du couplage d'ISBA et TOPMODEL ; figure extraite de Vincendon et al. (2010)

Le déficit en eau d'un pixel peut donc être calculé en fonction du déficit moyen sur le bassin, c'est ainsi que l'eau est latéralement distribuée sur le bassin. Le paramètre M est important dans le transfert d'eau latéral, plus il est faible, moins il y a de transfert entre maille et vice-versa. La valeur du déficit est imposée positive ou nulle et bornée par une valeur d_{max} introduite par Saulnier and Datin (2004) pour assurer la conservation de la masse dans le modèle et pour traiter les cas de sol peu profonds.

6.2.2 Couplage ISBA-TOP

Une première version de ce couplage a été réalisée avec ISBA-3L, elle est décrite par Bouilloud et al. (2010). La version utilisée dans cette thèse utilise ISBA-DF et est décrite dans l'article de Vincendon et al. (2016). Les deux systèmes sont basés sur les mêmes grands principes de couplage, seule change la physique du modèle de surface ISBA. La figure 6.2 résume ces principes, qui sont :

- distribution verticale de l'eau par ISBA au pas de temps de 15 minutes et sur des mailles régulières de 1 kilomètre de côté,
- conversion du contenu en eau volumique du sol, variable pronostique d'ISBA, en déficit par pixel qui est la variable utilisée par TOPMODEL,
- redistribution latérale de l'eau et calcul des zones contributives par TOPMODEL à l'échelle du bassin versant discrétisé à la résolution du modèle numérique de terrain au pas de temps 1 heure,
- conversion du déficit en eau par pixel, en contenu en eau par maille,
- transfert des volumes d'eau drainée et ruisselée par ISBA au module de routage qui calcule le transfert d'eau vers l'exutoire.

Comme le montre la figure 6.2, les descriptions de l'espace dans ISBA et TOPMODEL sont différentes. Dans ISBA, on considère un domaine rectangulaire découpé en mailles régulières et carrés, ne tenant pas compte des bassins versants. TOPMODEL ne s'applique qu'aux bassins versants, définis par la topographie donnée par le MNT. Finalement, chaque modèle possède une grille mais ces grilles ne se superposent pas parfaitement.

Pour chaque maille du domaine, ISBA calcule le contenu en eau en fonction des données de forçage météorologiques. C'est l'étape 1 de la figure 6.2.

Passage d'ISBA à TOPMODEL (étape 2 de la figure 6.2)

A tous les pas de temps horaires, le contenu en eau d'ISBA, est désagrégé sur les pixels correspondant dans la grille TOPMODEL.

$w_{i,t}$ représente le contenu en eau du pixel i au temps t . Il est obtenu à partir du contenu en eau du pixel au pas de temps précédent ($w_{i,t-\Delta t}$) et de la variation du contenu en eau sur la maille dans laquelle le pixel se trouve. On considère que l'eau ne peut s'écouler horizontalement que sur la profondeur ΔZ_{eff} (m) donc la "recharge en eau" de chaque pixel est :

$$R_{i,t} = \max(0, \min(w_{i,t}, W_{sat}) - W_{fc}) \Delta Z_{eff} \quad (6.30)$$

Le déficit moyen du bassin versant est calculée par la formule :

$$\overline{D}_t = \sum_i (d_{max} - R_{i,t}) \quad (6.31)$$

avec

$$d_{max} = ((W_{sat} - \min(w_{i,t}, W_{fc})) \times \Delta Z_{eff}) \quad (6.32)$$

d_{max} varie donc dans l'espace et le temps et dépend de la valeur de W_{fc} . Pour un pixel déjà saturé, l'eau excédentaire est répartie sur les pixels non saturés de la maille. Si le contenu en eau est compris entre W_{fc} et W_{sat} , le volume au dessus de la valeur de la capacité au champ peut être redistribué latéralement. Si le contenu en eau est inférieur à W_{fc} , il n'y a pas d'échange latéral. En effet, le déficit serait supérieur à d_{max} dans ce cas.

Redistribution latérale de l'eau via TOPMODEL (étape 3 de la figure 6.2)

Le déficit en eau pour chaque pixel peut donc être calculé à partir de l'équation (6.27) où la recharge est donnée par l'équation (6.30). On en déduit le déficit moyen sur le bassin. La redistribution latérale de l'eau se fait alors en fonction des indices topographiques selon l'équation 6.29, on obtient un nouveau déficit en eau $d'_{i,t}$ pour chaque pixel i .

”Retour“ de TOPMODEL vers ISBA (étape 4 de la figure 6.2)

On peut donc calculer un nouveau contenu en eau pour chaque pixel :

$$w'_{i,t} = W_{sat} - \frac{d'_{i,t}}{\Delta Z_{eff}} \quad (6.33)$$

Ces contenus sont moyennés sur la maille d'ISBA correspondante. Finalement, un nouvel état d'humidité sur chacune des mailles du domaine ISBA est obtenu.

Estimation du débit à l'exutoire (étape 4 de la figure 6.2)

Cette partie est réalisée par le module de transfert. Tout d'abord sur chacune des mailles ISBA la quantité d'eau ruisselée, R , est calculée par :

$$R = p \frac{a_{sat}}{a_{ISBA}} \quad (6.34)$$

où a_{ISBA} est la surface de la maille ISBA et a_{sat} la surface des pixels de TOPMODEL dans la maille d'ISBA qui ont un déficit à zéro et p la pluie atteignant le sol effectivement sur la maille. Le ruissellement calculé sur la maille est supposé avoir lieu uniquement sur les pixels saturés de cette maille. Pour chaque pixel, la distance jusqu'au cours d'eau est calculée grâce au MNT tout comme la distance à parcourir le long de la rivière pour arriver à l'exutoire. Le temps d'arrivée de l'eau à l'exutoire peut être calculé en utilisant une vitesse de ruissellement de surface (V_h) et une vitesse en rivière (V_r). Cette méthode est dite géomorphologique (Le Lay and Saulnier, 2007). Le drainage calculé par ISBA (équation 6.18) en fonction des nouveaux contenus en eau est supposé se répartir uniformément sur tous les pixels de la maille (pas uniquement sur ceux saturés). Il est transféré à l'exutoire du bassin avec la même méthode géomorphologique en introduisant une vitesse d'écoulement d'eau dans le sol (V_g) afin de constituer le débit de base. Cette contribution lente au débit du cours d'eau est minoritaire par rapport à celle du ruissellement.

La fermeture du bilan en eau est vérifiée à la fin de chaque itération temporelle du couplage et une correction des contenus en eau est réalisée si cela s'avère nécessaire.

Chapitre 7

Apport de l'utilisation d'ISBA-DF dans le couplage d'ISBA-TOP

7.1 Conditions d'utilisation d'ISBA-TOP

Les premiers cours d'eau dont les crues ont été simulées avec ISBA-TOP sont des cours d'eau cévenols. Depuis le modèle est utilisé pour des rivières en Provence mais aussi en Espagne, Italie ou Bulgarie. Les présents travaux concernent la région cévenole. Les conditions d'utilisation d'ISBA-TOP pour simuler les crues dans cette région sont décrites ici. Dans ce manuscrit, la convention suivante sera adoptée : le terme "simulation" désignera des sorties d'un modèle hydrologique utilisant en entrée des données observées (c'est ce que certains hydrologues appellent les simulations en pluie parfaite). Au contraire, on parlera de "prévision" pour des sorties de modèles hydrologiques utilisant en entrée des prévisions météorologiques.

7.1.1 Données utilisées en entrée du modèle pour les simulations

Données météorologiques

Pour simuler des crues, ISBA-TOP (tout comme ISBA et SURFEX) a besoin en entrée d'un certain nombre de champs météorologiques spatialisés :

- précipitations liquides et solides,
- température et humidité de l'air à 2 *m* de la surface,
- pression atmosphérique à la surface,
- vitesse et direction du vent à 10 *m* de la surface,
- rayonnement solaire global,
- rayonnement atmosphérique descendant.

Au cours de ces travaux de thèse, des cas idéalisés ont été simulés. Les champs météorologiques étaient alors pris uniformes sur tout le domaine ISBA. Pour les expériences sur cas réels, les variables atmosphériques, à l'exception des précipitations, proviennent de l'analyse météorologique SAFRAN (Etchevers, 2000; Lemoigne, 2002). Les précipitations sont de sources différentes en fonction des expériences. Les lames d'eau suivantes ont été utilisées :

- mesures de pluviomètres interpolées spatialement par krigeage ordinaire,
- lames d'eau provenant de radars météorologiques : il s'agit de lames d'eau PANTHERE qui sont disponibles toutes les 5 minutes,

- produit de fusion de la lame d'eau PANTHERE et des mesures pluviomètres par la méthode du krigeage avec dérivé externe (KED) : par exemple, les lames d'eau ANTILOPE (Laurantin, 2008).

Données d'humidité des sol

Les conditions initiales d'humidité des sols sont fournies par les sorties du modèle SIM (SURFEX-ISBA-MODCOU)(Habets et al., 2008). SIM fonctionne de manière opérationnelle sur toute la France. Une de ses sorties est l'indice SWI de la couche racinaire sur des mailles de 8 Km de côté. Pour initialiser ISBA-TOP, ce SWI est fourni à toutes les mailles de 1 Km² d'ISBA-TOP correspondant aux mailles de SIM. Les textures de sols d'ISBA-TOP ayant la résolution de 1 Km², les contenus en eau initiaux sont obtenus sur chaque maille de 1 Km². Cette méthode d'initialisation a le défaut de ne pas initialiser les 14 couches de sol d'ISBA-DF. Le SWI est affecté à toutes les couches de la zone racinaire. Il serait très intéressant de disposer de données détaillées sur les profils d'humidité des sols afin de bénéficier de la physique d'ISBA-DF dès l'initialisation.

7.1.2 Les bassins versants étudiés

Quatre cours d'eau ont été étudiés au cours de cette thèse : l'Ardèche, la Cèze, le Gard et le Vidourle du nord au sud (figure 7.1) Dans cette partie, les valeurs de débits maximaux et crues historiques sont celles fournies par la Banque Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>).

Le bassin de l'Ardèche

Si on le considère à l'exutoire de Vallon-Pont-d'Arc, ce bassin versant a une superficie assez grande, à savoir 1930 Km². Vallon-Pont-d'Arc est une petite ville très prisée pour le tourisme, notamment pour la descente des gorges de l'Ardèche en kayak, ce qui permet d'admirer le pont naturel de pierre formé au dessus de l'Ardèche. Les bassins amonts ont un profil de moyenne montagne, des vallées encaissées et des sous bassins versants avec des temps de réponse très courts. Ensuite le bassin s'élargit sur une morphologie de plaine au niveau de Vallon-Pont-d'Arc. La forme de ce bassin assez arrondie avec une longueur maximale de l'ordre de 50 Km, qui est la même que sa largeur maximale.

Le débit moyen de l'Ardèche sur l'année est de 58 m³.s⁻¹ et en fin d'année il est compris entre 80 et 140 m³.s⁻¹. Le plus gros débit observé à la station de Vallon-Pont-d'Arc a été observé le 2 décembre 2003 avec une intensité de 2610 m³.s⁻¹. De plus grosses crues ont eu lieu dans le passé, notamment en 1890, mais les débits n'ont pas pu être évalués pour ces événements. Ce même jour le débit journalier a été de 2110 m³.s⁻¹.

Ce bassin versant est équipé de 6 barrages à vocation hydro-électrique. Deux d'entre ont un rôle d'écrêteur de crue (les barrages de Villefort et Puylaurent). Ces barrages sont situés sur le Chassezac, le principal affluent de l'Ardèche, et sur ses deux principaux affluents : la Borne et l'Altier.

Le bassin versant de la Cèze

Bagnols-sur-Cèze est une commune de 18 000 habitants située dans le département du Gard et traversée par la Cèze qui se jette dans le Rhône environ 10 Km plus loin. La superficie du bassin versant de la Cèze à Bagnols est de 1120 km². On peut distinguer

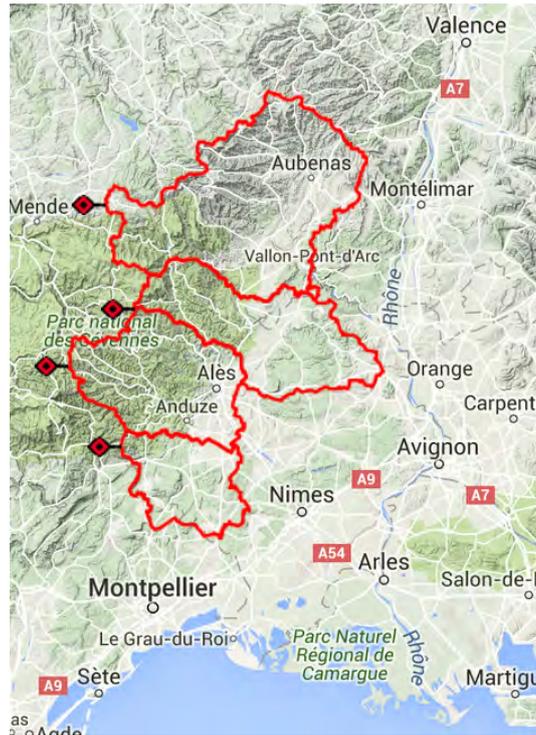


FIGURE 7.1 – Localisation des 4 bassins versants étudiés pour les cas réels du nord au sud : l’Ardèche à Vallon-Pont-d’Arc (1930 Km^2), la Cèze à Bagnols (1120 km^2), le Gardon à Boucoiran (1100 Km^2) et le Vidoulre à Sommières (650 Km^2) - Source : OHMCV.

plusieurs faciès différents sur ce bassin. Premièrement, un bassin amont cévenol (jusqu’à Bessèges) caractérisé par un profil de moyenne montagne formé de vallées étroites où s’écoulent des rivières à réaction rapide. Ensuite, vient une zone de plaine élargie entre Bessèges et Tharaux où les premiers secteurs de débordements majeurs sont notables. Enfin, un secteur de gorges entre Tharaux et l’amont de Bagnols-sur-Cèze où les zones de débordement sont beaucoup plus limitées.

Le débit moyen à cette station est de $15 m^3 \cdot s^{-1}$, et en fin d’année il est compris entre 20 et $32 m^3 \cdot s^{-1}$. Le plus gros débit observé à cette station est de $1160 m^3 \cdot s^{-1}$ le 11 octobre 2014, et ce même jour le débit journalier a atteint $667 m^3 \cdot s^{-1}$.

Cette rivière est équipée d’un barrage majeur, le barrage de Sénéchas conçu comme écrêteur de crue.

Le bassin du Gard

Le bassin versant du Gard à Remoulins a une superficie de 1855 Km^2 . La ville de Remoulins est principalement connue pour le célèbre Pont du Gard. Le bassin est caractérisé par une morphologie avec 3 faciès différents. Tout d’abord, on rencontre un faciès de moyenne montagne qui est formé de deux sous bassins versants : les Gardons d’Anduze et d’Alès. Dans cette zone, les vallées sont étroites, et les rivières coulent rapidement. Ensuite, vient une zone de plaine d’inondation, c’est au début de cette zone que se trouve Boucoiran (là, la superficie occupée par le bassin est de 1100 Km^2). Enfin, on trouve un secteur de gorges juste avant Remoulins. C’est un bassin versant assez long et étroit, 80 Km de long pour 30 Km de large au maximum.

Le débit moyen à cette station est de l’ordre de $30 m^3 \cdot s^{-1}$, et compris entre 30 et

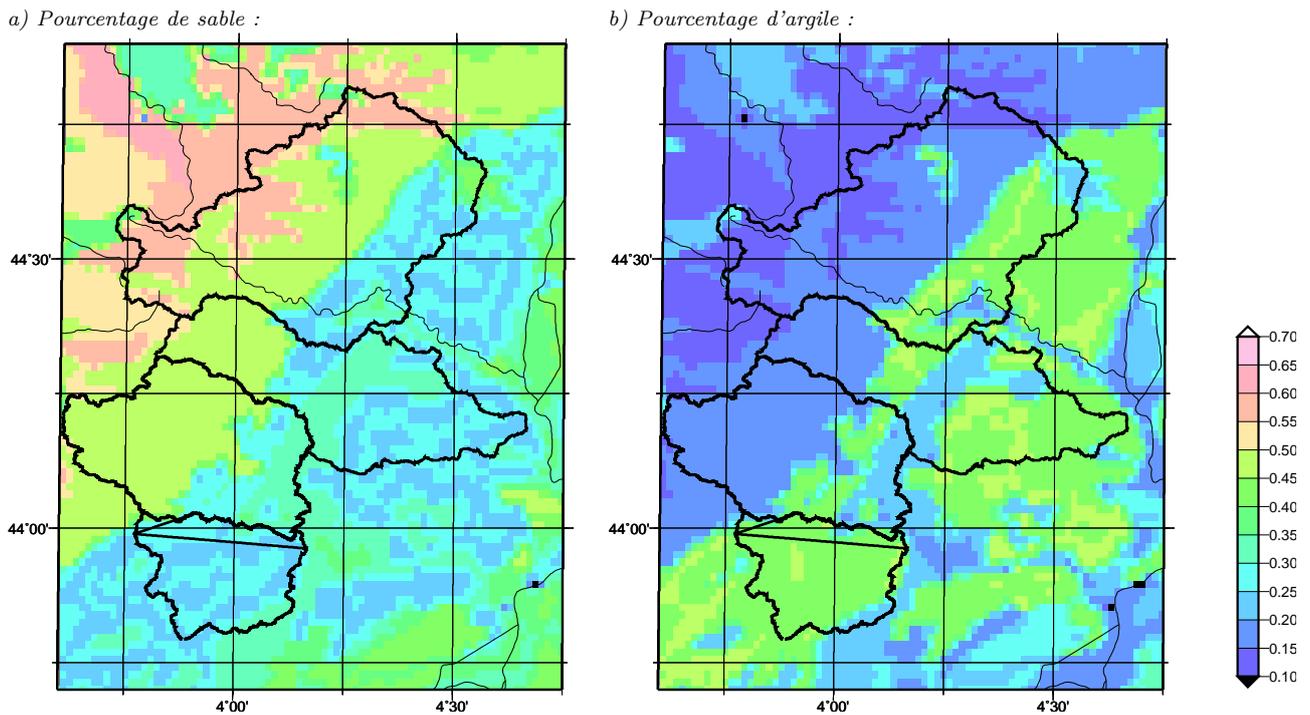


FIGURE 7.2 – Textures de sol en pourcentages de sable et d’argile sur le domaine d’étude selon la base de données HWSO

$45 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur les quatre derniers mois de l’année. Le plus gros débit observé à cette station est de $1\,390 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 22 octobre 2008, mais son plus gros débit journalier a lui été observé 10 jours plus tard avec une valeur de $781 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Le bassin versant est équipé de deux barrages sur son affluent le gardon d’Alès. Seul le barrage de Sainte Cécile a un rôle d’écrêteur de crue.

Le bassin versant du Vidourle à Sommières

Le bassin versant du Vidourle représente une surface de 650 Km^2 au niveau de Sommières, ville qui compte 7 300 habitants. Contrairement aux trois cours d’eau précédents, le Vidourle n’est pas un affluent du Rhône mais un fleuve qui se jette directement dans la mer Méditerranée à environ 30 Km au sud de Sommières. Ce bassin a aussi une morphologie très classique de bassin à crue rapide et il est équipé de barrages écrêteurs dans sa zone amont : le barrage de Conqueyrac sur son affluent principal et le barrage de la Rouvière sur le Criulon. L’extrême amont cévenol du Vidourle (jusqu’aux barrages) est caractérisé par un relief karstique assez marqué avec des pentes notables, expliquant les crues rapides sur ce bassin versant. Le moyen Vidourle (jusqu’à Sommières) a, lui, une configuration de faible relief vallonné et de zones d’expansions modérées.

Le débit moyen du Vidourle à la station de Sommières est de l’ordre de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, et compris entre 10 et $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la fin de l’année. Le plus gros débit observé a été de $2180 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 9 septembre 2002, mais c’est le 3 décembre 2003 que le débit journalier le plus important a été observé, avec une moyenne de $567 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les sols dans la région d’étude

La figure 7.2 illustre la composition des sols en pourcentages de sable et d’argile. Ces données sont celles utilisées pour déterminer les paramètres du modèle via les fonctions

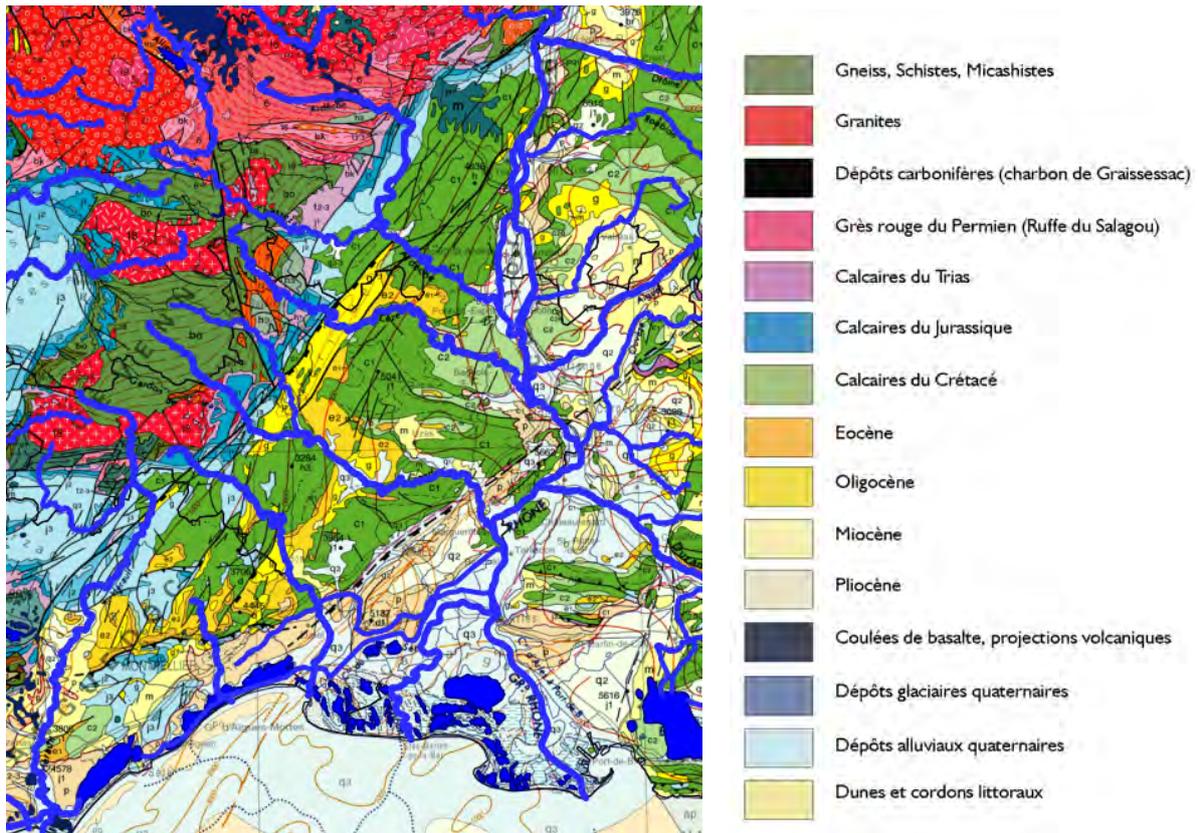


FIGURE 7.3 – Carte géologique imprimée 1/250 000 du BRGM (source : <http://infoterre.brgm.fr/>), cours d'eau en lignes bleues épaisses, légende synthétisée issue de l'Atlas des paysages du Languedoc-Roussillon (<http://paysages.languedoc-roussillon.developpement-durable.gouv.fr>)

de pédo-transfert (cf. section 6.1.3). Il est aussi intéressant d'avoir une idée de la géologie dans la région même si les processus induits ne sont pas modélisés dans ISBA-TOP (cf. figure 7.3)

7.2 Résumé de l'article publié dans le numéro spécial sur les crues rapides de "Journal of Hydrology"

Les crues rapides méditerranéennes causent de grands dommages matériels notamment au niveau des routes qui peuvent être coupées par les eaux et de nombreux automobilistes se retrouvent bloqués ou exposés à de forts risques. Pour pouvoir anticiper les zones exposées à ces risques de submersion des routes, des modèles capables de prévoir des niveaux d'eau en différents points du bassin versant sont nécessaires. Le système couplé ISBA-TOP est un bon candidat pour la prévision de ces risques à de petites échelles.

La version d'ISBA-TOP originale, basée sur ISBA-3L (cf partie 6.1), a été évaluée par le passé sur des bassins de plusieurs centaines de Km^2 , échelle trop grande pour la simulation des coupures de route. De plus, elle nécessite de déterminer la valeur de deux paramètres (f et d_c) qui déterminent le profil exponentiel de la conductivité hydraulique à saturation. Ce calibrage des paramètres f et d_c est réalisé sur de grands bassins versants jaugés et la valeur choisie pour chaque bassin est ensuite appliquée à tous les sous-bassins. Dans cet article, les simulations de débits sur ces sous bassins versants sont étudiées. La sensibilité du modèle aux précipitations utilisées en entrée (pas de temps et type de donnée) et à l'humidité initiale des sols dépend fortement du cas étudié mais aussi du bassin versant. De plus, le fait que les paramètres déterminés sur des grands bassins soient utilisés sur les sous bassins peut dégrader les résultats sur ces sous bassins. L'idée est alors de ne plus avoir à calibrer le modèle.

C'est dans ce contexte, que l'utilisation d'ISBA-DF pour mieux représenter le sol a été explorée. Le remplacement d'ISBA-3L par ISBA-DF (cf partie 6.1) permet une meilleure représentation du profil vertical dans le sol puisqu'il est décrit par une dizaine de couches au lieu de 3. De plus, les transferts verticaux d'eau (et d'énergie) sont calculés explicitement ce qui permet de ne pas introduire les paramètres f et d_c pour les décrire. Le système ISBA-TOP basé sur ISBA-DF peut alors fonctionner sans étape de calibrage de ces deux paramètres.

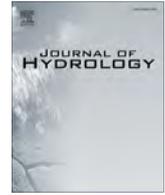
Ont donc été comparées les deux versions du système ISBA-TOP : l'originale basée sur ISBA-3L et celle basée sur ISBA-DF. Pour cette comparaison, un échantillon a été constitué avec 18 évènements survenus entre 2006 et 2015 sur quatre bassins versants. L'évaluation a porté d'abord sur les pics de crues : l'erreur quadratique moyenne (RMSE), calculée pour ces pics est grandement améliorée avec la nouvelle version d'ISBA-TOP (0.22 contre 0.62). Si on s'intéresse aux débits horaires (et pas seulement aux pics de crues) en calculant le score de Nash Sutcliffe (NASH) et le coefficient de corrélation (R^2) sur la chronique complète, on trouve des scores voisins (moins de 10% de différence). Il est à noter que les scores de NASH se trouvent pénalisés par le fait qu'il s'agit de critères moyens, incluant des épisodes pour lesquels les performances du modèles sont pauvres à certains exutoires. Concernant la chronologie de la crue, un score définit par Ehret and Zehe (2011) mesurant une distance temporelle entre les pics de crue modélisés et observés (Sd_t) est sensiblement amélioré avec ISBA-DF. Ainsi, l'utilisation de la version non calibrée permet d'avoir des résultats d'une qualité équivalente à celle de la version d'ISBA-TOP calibrée. Mais pour des échelles spatiales plus petites, cette nouvelle version est plus à même de bénéficier des améliorations des données d'entrée et du raffinement des bases de données. Dans la suite de l'article, cette nouvelle version d'ISBA-TOP est utilisée pour la simulation de coupures de routes. Je

n'ai pas participé à cette modélisation de coupures de routes ni à l'évaluation du modèle par rapport aux coupures de routes observées, mon travail dans le cadre de cet article a porté sur la comparaison des résultats obtenus avec les deux versions du système couplé ISBA-TOP.

7.3 “Modeling flash floods in southern France for road management purposes”

Contents lists available at [ScienceDirect](#)

Journal of Hydrology

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

Modeling flash floods in southern France for road management purposes

Béatrice Vincendon ^{a,*}, Simon Édouard ^a, Hélène Dewaele ^a, Véronique Ducrocq ^a, Franck Lespinas ^b, Guy Delrieu ^c, Sandrine Anquetin ^c^a CNRM-GAME/MICADO (Météo France, CNRS), Toulouse, France^b Meteorological Research Division, Environment Canada, Canadian Meteorological Centre, Canada^c Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, UJF-Grenoble 1/CNRS/G-INP/IRD, Grenoble, France

ARTICLE INFO

Article history:

Available online 30 May 2016

Keywords:

Flash-flood
Road cuts
Hydrological modeling
Calibration
Sensitivity

SUMMARY

Flash-floods are among the most devastating hazards in the Mediterranean. A major subset of damage and casualties caused by flooding is related to road submersion. Distributed hydrological nowcasting can be used for road flooding monitoring. This requires rainfall–runoff simulations at a high space and time resolution.

Distributed hydrological models, such as the ISBA-TOP coupled system used in this study, are designed to simulate discharges for any cross-section of a river but they are generally calibrated for certain outlets and give deteriorated results for the sub-catchment outlets. The paper first analyses ISBA-TOP discharge simulations in the French Mediterranean region for target points different from the outlets used for calibration. The sensitivity of the model to its governing factors is examined to highlight the validity of results obtained for ungauged river sections compared with those obtained for the main gauged outlets. The use of improved model inputs is found beneficial for sub-catchments simulation. The calibration procedure however provides the parameters' values for the main outlets only and these choices influence the simulations for ungauged catchments or sub-catchments. As a result, a new version of ISBA-TOP system without any parameter to calibrate is used to produce diagnostics relevant for quantifying the risk of road submersion. A first diagnostic is the simulated runoff spatial distribution, it provides a useful information about areas with a high risk of submersion. Then an indicator of the flood severity is given by simulated discharges presented with respect to return periods. The latter has to be used together with information about the vulnerability of road–river cross-sections.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Flash floods (FF) are among the most devastating and deadly natural hazards in the Mediterranean (Llasat, 2009; Gaume et al., 2009). Many flood victims are motorists (Handmer and Grunfest, 2001; Jonkman, 2005), especially during FF (Staes et al., 1994; Bourque et al., 2006). In addition, roads represent an important part of the damaged infrastructures due to FF. The 30-year database built in the framework of HYMEX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment) by Llasat et al. (2013) shows that all the floods reported have caused cuts and the occasional partial destruction of roads, streets and bridges. Petrucci and Pasqua (2012) considered floods that occurred in Italy over a 10-year period and stated that motorists represented the totality of the victims either because of drowning caused by floods or due to trauma suf-

fered in car accidents. Motor vehicles are involved in more than half of all FF fatalities in the US (Drobot et al., 2007). Haynes et al. (2009) noticed that more than 75% of casualties due to FF in Australia occurred outside when people entered the flood waters in a vehicle. This high death toll among motorists when caught by FF can be partially explained by a weak risk perception (Ruin et al., 2007). FF concern mostly small catchments and thus affect mainly secondary road networks. Motorists, who are familiar with this network, feel secure (Petrucci and Pasqua, 2012) and underestimate the danger especially as FF are generally sudden and extreme in magnitude.

Better identification of at-risk areas is required so that the civil protection services and road network managers can take the appropriate safety and emergency measures in order to protect civilians. This is a particularly challenging issue in the case of Mediterranean FF for several reasons (Sene, 2008), one of them being that they are often due to severe storms with complex space–time patterns. Early flood warning should not only concern main streams and well gauged river sections, but also all road sections regardless of size, even those crossing small ungauged rivers.

* Corresponding author at: Béatrice Vincendon, GAME/CNRM (Météo-France, CNRS), 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France.

E-mail address: beatrice.vincendon@meteo.fr (B. Vincendon).

Flash-flood warnings for small catchments can be issued by evaluating the risk of exceeding a given discharge return-period (Coppola et al., 2007; Javelle et al., 2014). The risk that rainfall reaches a critical volume on a given catchment is also considered in the Flash Flood Guidance method (Norbiato et al., 2008). Flash flood early warnings increasingly intend to consider the uncertainty that affects quantitative precipitation estimates (QPE) products (Germann et al., 2009; Liechti et al., 2013). Indeed estimating rainfall variability on a catchment scale is not an easy task and is often to the detriment of flood forecasting. Many studies showed the usefulness of taking rainfall spatial variability for runoff response modeling into account (Woods and Sivapalan, 1999; Dong et al., 2005 among others). Radar QPE are of great interest for hydrological applications (Bell and Moore, 2000; Liang et al., 2004; Vincendon et al., 2010; etc), included for flash flood nowcasting (Smith et al., 2007). Uncertainty also clearly affects the rainfall–runoff modeling itself (Morin et al., 2006). Calibrating hydrological models is a well known means of reducing this modeling uncertainty. Does it however allow one to have faith in the calibrated model in every context, even for the smallest watersheds where the model has not been calibrated?

Some recent studies address the issue of road submersion monitoring and how distributed hydrological nowcasting can be used for road network management purposes. Naulin et al. (2013) described a warning system prototype for road inundation over a region in the south of France. The dynamics of road flooding scenarios are derived from hydrological simulations. Questions remain open as to the ability of distributed hydrological models dedicated to FF to provide information about highly distributed river sections, and in particular concerning points where roads cross the river network. Are distributed hydrological models able to provide valuable results for target points which differ from the outlets used for calibration? Can one trust results for small ungauged rivers?

This paper studies the benefit of using a distributed model, the ISBA-TOP coupled system, to deduce useful information about possible road submersion. This study is conducted in two stages. The first step is to investigate whether ISBA-TOP is able to simulate discharges for any river sections even those not used for calibration. Conclusions demand the use a more advanced description of the soil in the model so as to remove the parameters to calibrate. The second stage of the study consists of comparing ISBA-TOP simulations with road cuts data. To achieve this, various ISBA-TOP outputs are evaluated on a very small scale.

Section 2 of the paper describes the context of the study and the ISBA-TOP system. Section 3 presents results concerning ISBA-TOP performances for main and secondary catchments depending on various FF governing factors and Section 4 proposes an approach with which to compare ISBA-TOP outputs with road cuts data. Conclusions and further work are presented in Section 5.

2. Context of the study

Distributed hydrological models are the best candidates for capturing hydrological processes on a small scales but they are obviously affected by modeling uncertainties (Morin et al., 2006). Their parameters are generally set by calibrating the model against observed discharge using efficiency criteria with which to evaluate the model performance. This calibration is valid for a given outlet, a given type of QPE and of soil moisture. All these choices may impact model performances for simulations of events not only outside the calibration sample but also when changing one of the model inputs.

2.1. Crucial inputs for FF modeling

variability (Nuissier et al., 2008; Vincendon et al., 2011). Quantitative precipitation estimates combining weather radar observation and rain gauge observation are able to capture the rainfall space and time variability. Delrieu et al. (2013) explored such a data merging method in order to improve radar QPE in the French Mediterranean. The high time frequency of radar data is also a determining factor (Michaud and Sorooshian, 1994; Bouilloud et al., 2010 or Wetterhall et al., 2011). Results are sensitive to the radar time-step (Atencia et al., 2011; Anquetin et al., 2010; Bastola and Misra, 2013). O'Loughlin et al. (2012) suggested that the calibration depends on the QPE time-step.

The antecedent soil content is moreover crucial in FF modeling (Zehe et al., 2005; Le Lay and Saulnier, 2007; Brocca et al., 2009; Sheikh et al., 2010), even for empirical models (Tramblay et al., 2010). Castillo et al. (2003) showed how important antecedent soil moisture is in the triggering of runoff. Zehe and Blöschl (2004) came to the same conclusions for subsurface flows triggering. The runoff over saturated areas is particularly influenced as it is directly linked to soil water contents.

The following study investigates the impact on the model performance when changing the type of inputs on different catchment scales with the ISBA-TOP coupled system. ISBA-TOP is an event-based model dedicated to the modeling of Mediterranean FF (Bouilloud et al., 2010; Vincendon et al., 2010). Its baseline version has two calibrated parameters, whereas a new version with no parameter to calibrate has been developed. Both versions are described in the following section.

2.2. Model description

ISBA-TOP consists of a 2-way coupling between the land surface model ISBA (Noilhan and Planton, 1989) and a TOPMODEL (Bever and Kirkby, 1979) approach. ISBA is a surface scheme that deals with water and energy budgets on a rectangular domain divided into 1-km² meshes. It governs the overall budget across soil columns. The watersheds are described due to a 50 m-digital terrain model (DTM). TOPMODEL computes the sub-surface lateral water fluxes and space–time dynamics of the saturated areas using the watershed topography. ISBA-TOP is designed to simulate fields of all the water budget components (evaporation, runoff, soil water contents, etc.) across the entire area presented in Fig. 1 as well as discharges on several points of the four main rivers: the Vidourle the Gardons, the Cèze and the Ardèche.

The soil covers are provided by the ECOCLIMAP II (Masson et al., 2003; Faroux et al., 2013) database and the soil properties are provided by Harmonized World Soil Database, HWSD (FAO/IIASA, ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012).

2.2.1. The original calibrated ISBA-TOP

Initially, ISBA-TOP was based on the 3-layer ISBA version, called ISBA-3L (Mahfouf and Noilhan, 1996). Each soil column is partitioned into three vertical layers: the first very thin surface layer where soil–atmosphere interactions are managed, the root zone where the water is available for plants and the deep-soil below which soil moisture no longer varies. A “Force-Restore” principle is adopted: the time evolution of a given variable is due both to the “forcing”, which modifies its value, and to the “restoration” towards the background value of the variable (see Appendix C.1 for details). The lateral distribution of water is performed using a TOPMODEL approach over each catchment. It is allowed in the root-zone soil only, as roots and organic matter favor the development of macropores and allow the motion of water, whereas the compaction of the deeper soil layers inhibits water transfers. The time variation of the root-zone water content computed by ISBA over the 1 km-mesh grid

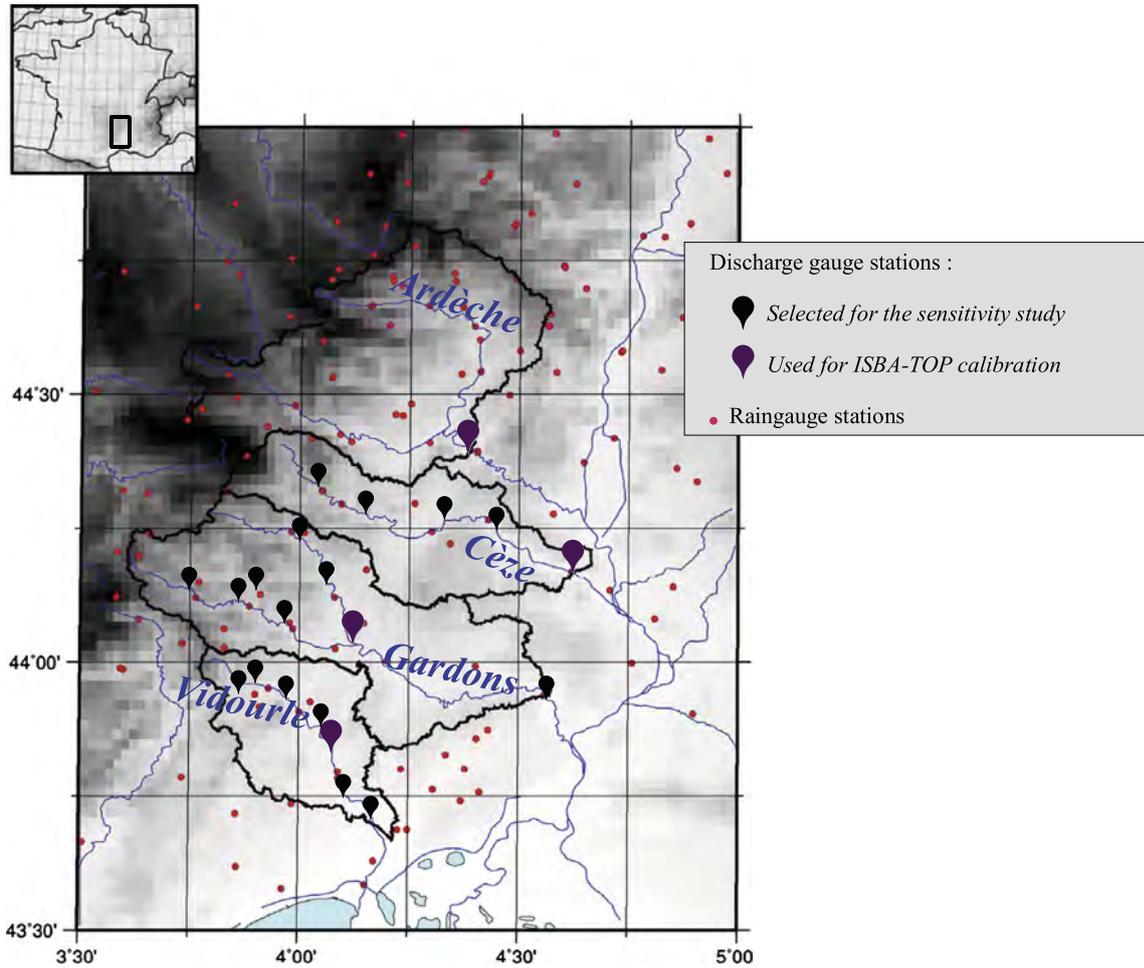


Fig. 1. ISBA-TOP simulation domain, main rivers (in blue) and main watersheds studied (delineated in black). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The lateral distribution of water across the whole catchment is performed by determining the local storage deficit $d_{i,t}$ of pixel i at time t as:

$$d_{i,t} = -M(\bar{\lambda} - \lambda_{i,t}) + \bar{d}_t \quad (1)$$

where \bar{d}_t is the mean storage deficit over the catchment, $\bar{\lambda}$ is the mean topographic watershed index and $\lambda_{i,t}$ is the topographic index of pixel i at time t . M is the rate of decrease of the transmissivity. A specific version of TOPMODEL is used to explicitly consider the spatial variability of the rainfall (Pellarin et al., 2002). A modified index of hydrological similarity is computed for each pixel of the DTM. It is based not only on the drainage area per unit length and the topographic local slope, as in the classical TOPMODEL approach, but also on the hill slope recharge of the water table for the pixel at each time step. So $\lambda_{i,t}$ depends on the pixel and time step. This is crucial for the management of Mediterranean rainfall events, which are characterized by strong horizontal rainfall gradients. The saturated contributing areas are pixels for which the local deficit is zero. The runoff is determined as water above saturation, localized on the contributing areas and transferred up to the outlet of the catchment using a geomorphological method.

The saturated hydraulic conductivity for ISBA has been modified to follow an exponential decrease with soil depth (Chen and Kumar, 2001; Decharme et al., 2006; Quintana-Seguí et al., 2008):

$$K_{sat}(z) = K_{sat,c} e^{-f(z-d_c)} \quad (2)$$

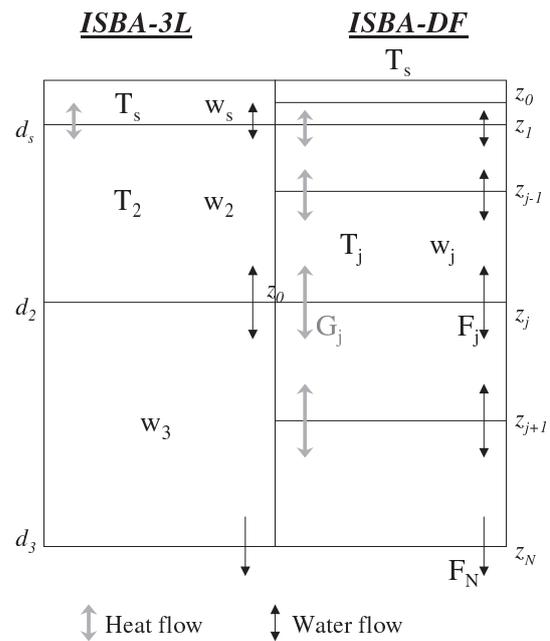


Fig. 2. Schematic diagram of the soil vertical discretization in ISBA-3L (left side) and ISBA-DF (right side) modes. The soil depths considered in ISBA-3L are annotated d , the vertical levels are z . For each level, T, w, G and F respectively are the layer mean temperature, the liquid water content, the thermal flow and the hydraulic flow (from Boone et al. (2000)).

Table 1
Hydrometeorological characteristics of the studied flash-flood events.

Number	Date	Maximum observed rainfall (mm)	Maximum observed specific peak discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$)
1	28–29 October 2015	178 mm in 24 h	2.44
2	12–15 September 2015	239 mm in 24 h	1.66
3	26–29 November 2014	494 mm in 48 h	0.54
4	10–20 November 2014	160 mm in 24 h	1.17
5	03–06 November 2014	397 mm in 36 h	0.96
6	09–13 October 2014	425 mm in 48 h	1.03
7	17–21 September 2014	540 mm in 96 h	1.16
8	20–25 October 2013	232 mm in 24 h	0.76
9	17–21 March 2013	165 mm in 48 h	0.75
10	03–09 November 2011	910 mm in 120 h	1.06
11	1–3 November 2008	506 mm in 60 h	1.18
12	21–22 October 2008	507 mm in 60 h	1.27
13	19–23 November 2007	412 mm in 86 h	0.24
14	29–30 September 2007	193 mm in 16 h	0.41
15	17–23 November 2006	150 mm in 24 h	0.73
16	19–27 October 2006	176 mm in 24 h	2.44
17	5–9 September 2005	Two rainy successive episodes: 320 mm in 36 h + 220 mm in 24 h	0.43
18	8–13 September 2002	687 mm in 24 h	6.36

where z (m) is the depth, f (m^{-1}) is the exponential decay factor, d_c (m) is the compacted depth, that is the depth at which vertical water motion is made difficult due to the compacted soil and $K_{sat,c}$ is saturated hydraulic conductivity at this compacted depth. The soil hydrological parameters and the forcerestore coefficients are related to the soil texture properties and moisture using expressions from Clapp and Hornberger (1978) but f and d_c are two parameters to calibrate. The calibration of ISBA-TOP followed a standard procedure as seen in Bouilloud et al. (2010). The initial soil moisture of ISBA-TOP simulations came from the Safran-Isba-Modcou model, SIM (Habets et al., 2008). ISBA-TOP was driven with 1-h accumulated rainfall fields obtained by kriging rain gauges observations. Bouilloud et al. (2010) calibrated ISBA-TOP over three catchments of the French Cévennes-Vivarais area: the Gardon River in Boucoiran, the Cèze River in Bagnols and the Ardèche River in Vallon-Pont-d'Arc. The ISBA-TOP domain was extended to the Vidourle River using the same calibration method, later on. The parameters obtained for the four main catchments (see purple markers in Fig. 1) are used for all the nested sub-catchments.

2.2.2. ISBA-TOP improvement

Recently, an explicit soil vertical representation has been implemented in ISBA-TOP using the ISBA-DF (Boone et al., 2000) soil multilayer diffusion scheme, in place of ISBA-3L. Decharme et al. (2011) performed a local evaluation ISBA-DF. The vertical root profile is represented explicitly (with about ten layers of soil). The formulation of the mass equation in ISBA-DF is explicit in Appendix C.2. The idea is that the liquid water flux between two successive layers is formulated from the soil matric potential, which allows the taking of the gradients of the hydraulic soil properties into account. Due to this refined soil processes representation, the use of the exponential profile for K_{sat} can be avoided so there is no longer a need to calibrate f and d_c parameters. Fig. 2 illustrates the vertical discretisation in the soil for both ISBA-3L and ISBA-DF.

The hydrological unit considered in the ISBA-TOP baseline version is a single catchment chosen previously from the simulation. The lateral water distribution is performed considering a mean water deficit to saturation, \bar{d}_t , across the whole catchment as described in Section 2.2.1. For the present study, the main catchment has been divided into smaller units called sub-catchments for a more precise representation of soil water deficits. The lateral distribution of the water is thus performed on those sub-catchments:

Table 2
Scores obtained using the baseline and the new versions of ISBA-TOP.

ISBA-TOP version	Normalized RMSE	NASH	R^2	SD_t
Original	0.62	0.29	0.80	-2.1
New	0.22	0.27	0.82	-0.87

Table 3
Experiments performed with ISBA-TOP with various rainfall inputs, time steps or initial soil moisture fields.

Experiment name	Rainfall input	Input data time step	Initial SWI source
REF	Radar QPE	60'	SIM
OK	Raingauges measurements + ordinary kriging	60'	SIM
KED	Raingauges measurements + kriging with external drift	60'	SIM
TSP15	Radar QPE	15'	SIM
TSP05	Radar QPE	5'	SIM
AVG	Radar QPE	60'	SIM catchment-average

both the mean water deficit to saturation and the mean topographic index are computed for each sub-catchment. Firstly, the runoff water is routed to each sub-catchment outlet. Next, it is propagated up to the final main outlet.

3. Efficiency and sensitivity of ISBA-TOP

3.1. Performances of the baseline ISBA-TOP version for the main catchments

ISBA-TOP performance for discharge simulation has been assessed by Bouilloud et al. (2010) and Vincendon et al. (2010). The evaluation sample is increased in the present study in order to assess the performances of ISBA-TOP in absolute terms. Eighteen events from 2006 to 2015 have been selected because they triggered floods of one of the rivers of the domain of study. Table 1 shows the characteristics of these events.

The eighteen events have been simulated using ISBA-TOP driven by hourly 1-km resolution radar QPEs from the French

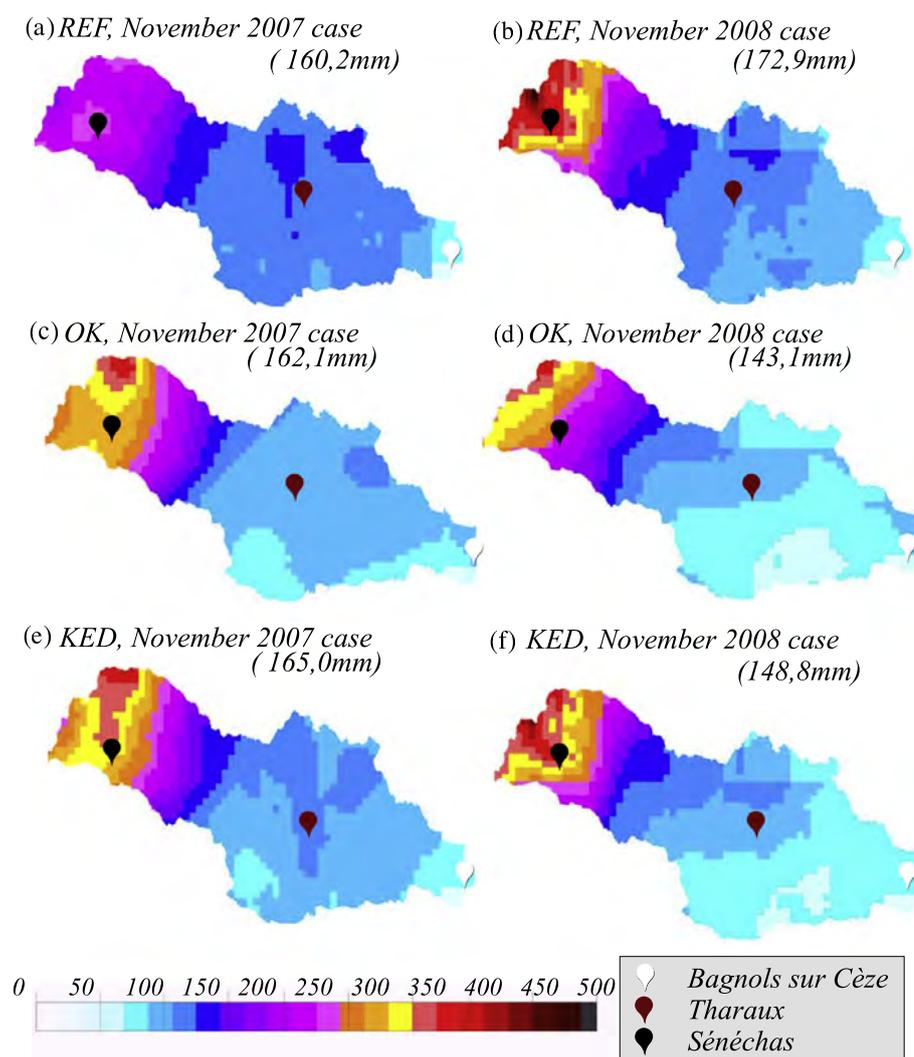


Fig. 3. Accumulated rainfall (in mm) over the Cèze catchment in experiments REF (a and b), OK (c and d) and KED (e and f) from 19/11/2007 at 01UTC to 24/11/2007 at 00UTC (November 2007 case, left column) and 31/10/2008 at 01UTC to 04/11/2008 at 00UTC (November 2008 case, right column). The 5-day accumulated rainfall averaged over the Bagnols watershed is indicated in brackets.

operational weather radar network (Tabary, 2007; Tabary et al., 2007). SIM soil moisture outputs provide initial soil conditions. The discharge simulated at the main outlets (represented as purple dots in Fig. 1) are compared to the measurements so as to assess ISBA-TOP for the main catchments.

The objective evaluation concerns either peak discharge values by computing the normalized Root Mean Square Errors (RMSE) or hourly discharges by computing Nash efficiency quadratic score (Nash and Sutcliffe, 1970) (NASH). The NASH can be misleading in the case of flash-flood simulations where one focuses on the increasing phase and on peak occurrence with good timing and amplitude. Moreover measurements also suffer from uncertainty so correlation coefficients (R^2) have also been computed because they better allow to measure the matching between two uncertain series. A metric proposed by Ehret and Zehe (2011) has been computed to estimate the error in timing. This is the Series Distance in timing, annotated SD_t . The scores formulation is given in Appendix B. Table 2 presents the results for both ISBA-TOP versions.

The overall NASH is not very high whereas R^2 is quite satisfactory. Those scores are almost similar whatever the version. On the contrary, the normalized RMSE is lower for the new ISBA-TOP version compared to the baseline one. An improvement is also

shown concerning the timing of the simulation since SD_t score is lower with the new ISBA-TOP.

3.2. Methodology for small catchments

A subset of events was selected to assess the performance of ISBA-TOP to simulate discharges on river sections not concerned by the calibration procedure. Events 11–14 led to road flooding and quality-checked discharge observations at many river outlets are available for catchments the size of which range from 50 to 1100 km² (see their outlets in Fig. 1). None of them were used within the ISBA-TOP calibration procedure. In the following, some results are shown depending on catchment areas S , seven catchments have an area such as $S \leq 200$ km²; 200 km² < $S \leq 600$ km² for six catchments and for six other catchments, $S > 600$ km².

Firstly, a reference simulation (henceforth called REF) is conducted with ISBA-TOP model used in the same configuration as Section 3.1 (i.e. radar QPE used as input).

Next, experiments concerning sensitivity to precipitation and initial soil moisture are conducted.

Table 3 provides the characteristics of every experiment:

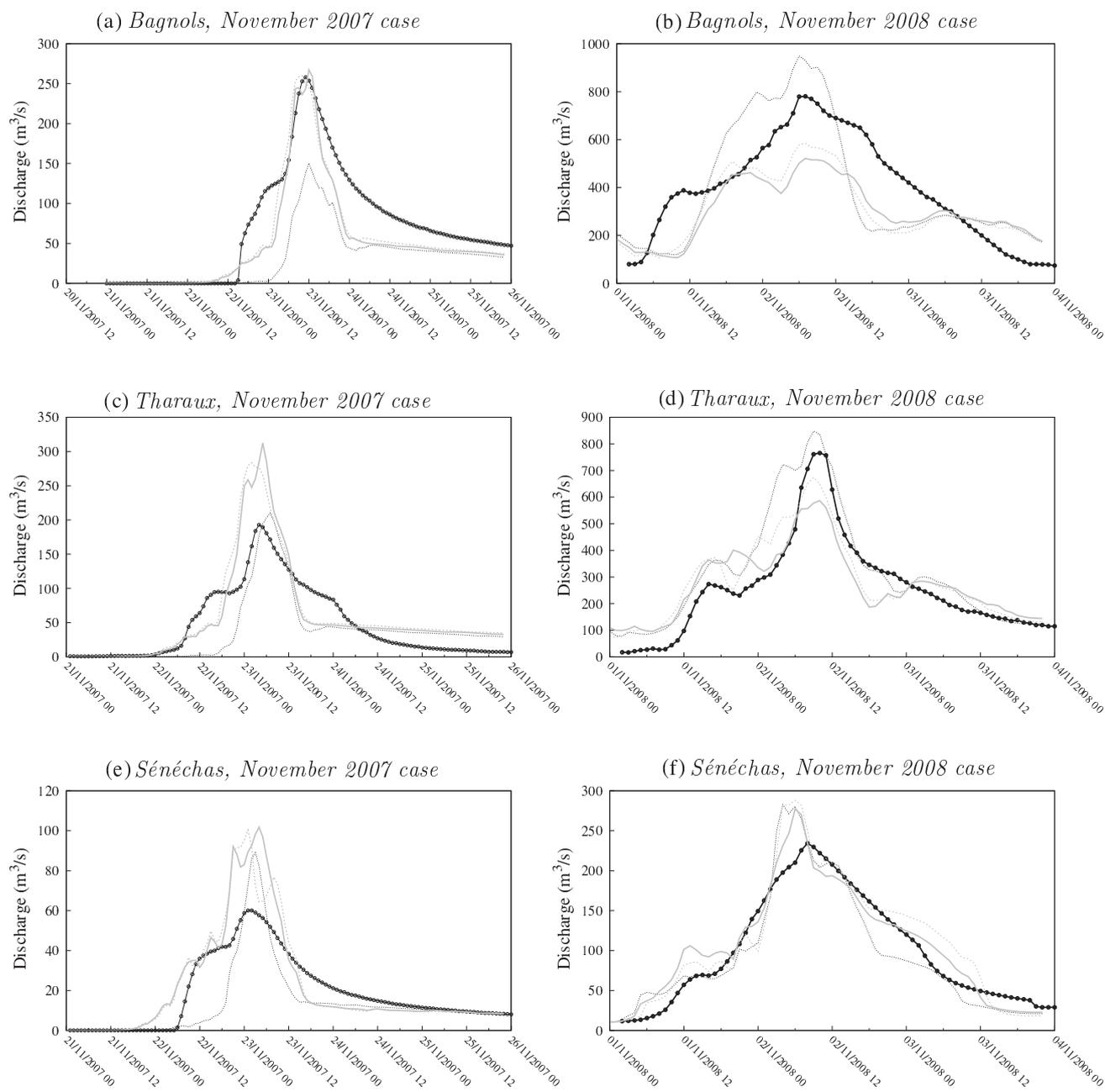


Fig. 4. Discharges ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) of Cèze river at Bagnols (a and b), Tharoux (c and d) and Sénéchas (e and f) observed (solid black line with circles) and simulated with ISBA-TOP for experiments REF (dashed thin black line), OK (solid gray line) and KED (dashed gray line) for November 2007 (left column) and November 2008 (right column) cases.

Table 4
Normalized RMSE (in $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-2}$) computed for simulations of the four study cases on all watersheds for experiments in Table 3.

Experiment	All catchments	Catchments with		
		$S \leq 200 \text{ km}^2$	$200 \text{ km}^2 < S \leq 600 \text{ km}^2$	$S > 600 \text{ km}^2$
REF	0.55	0.90	0.31	0.12
OK	1.39	2.25	0.65	0.59
KED	0.89	1.28	0.46	0.56
TSP15	0.56	0.94	0.30	0.20
TSP05	0.54	0.89	0.31	0.13
AVG	0.64	0.90	0.54	0.28

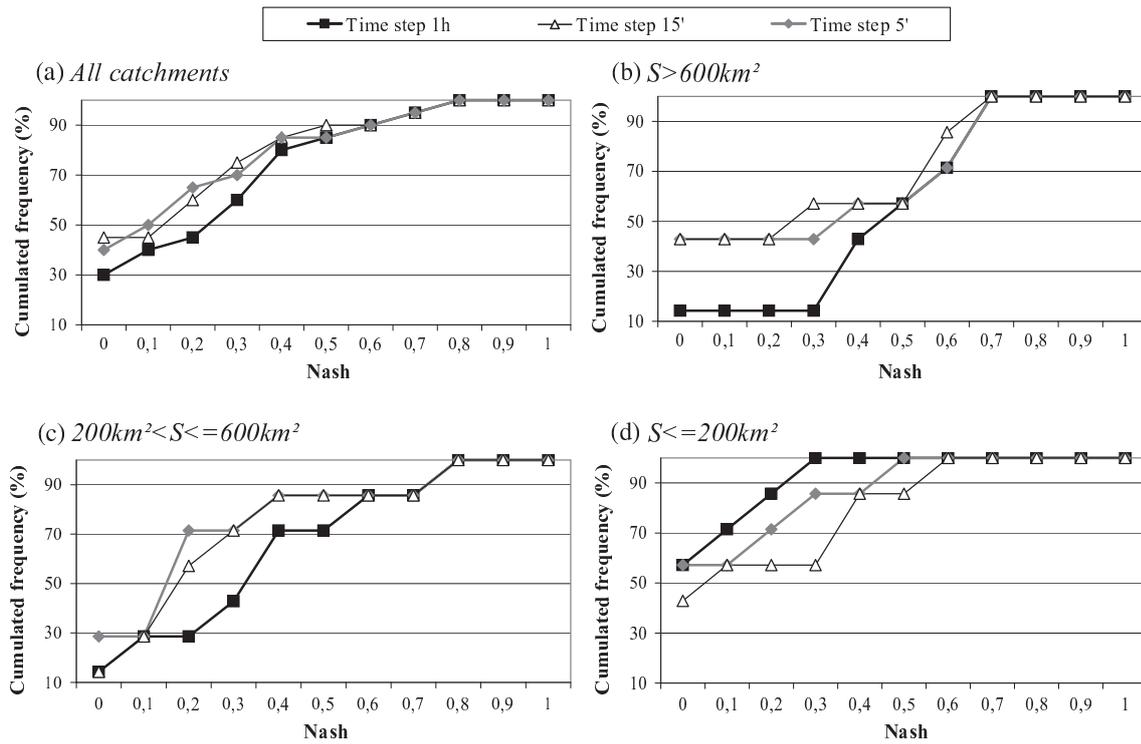


Fig. 5. Cumulated Nash efficiency frequencies for experiments *REF* (filled squares), *TSP15* (gray diamonds) and *TSP05* (white triangles) for all the events. All the catchments are considered for (a). Catchments are selected according to their size (S): $S > 600 \text{ km}^2$ for (b), $200 \text{ km}^2 < S \leq 600 \text{ km}^2$ for (c), $S \geq 200 \text{ km}^2$ for (d).

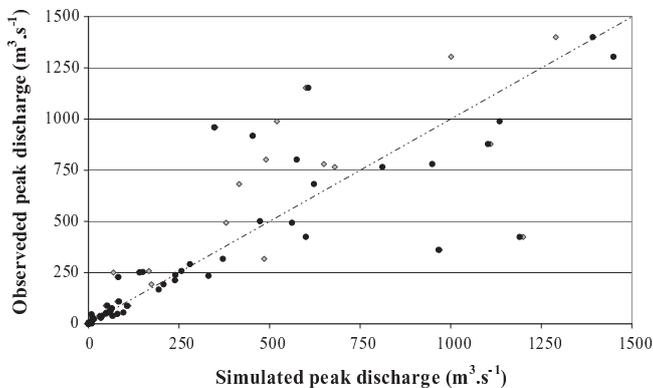


Fig. 6. Observed discharges ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) versus simulated discharges for all watersheds and events using SWI from *SIM* model (*REF* experiment, black circles) or averaged SWI (*AVG* experiment, gray diamonds) as initial conditions. The bisectrix is the thin dashed line.

- ISBA-TOP is driven by various 1-h accumulated rainfall fields, obtained from different sources and methods (see Delrieu et al., 2013 for more details). The precipitation estimation was obtained by kriging rain gauge observations from the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory (Delrieu et al., 2005). The first method used ordinary kriging (*OK* experiments) with an isotrop variogram (Lebel et al., 1987). The second used kriging with external drift coming from radar QPE, following the *KED* method of Velasco-Forero et al. (2009) to blend rain gauge and radar data. (see Appendix A for more details). One may note that both radar QPE (that drive *REF* experiment) and rain gauge data (that drive *OK* experiment) are used in the *KED* QPE making of.

- ISBA-TOP was driven with radar QPE at a frequency of 60-min (*REF* experiment), 15-min and 5-min. The two latter experiments are known as *TSP15* and *TSP05*, respectively.
- The initial soil water contents of ISBA-TOP simulations is obtained by averaging the detailed soil water index (SWI) fields emerging from *SIM* over each catchment. SWI is defined as:

$$SWI = \frac{w - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad (3)$$

where w is the soil water content, w_{wilt} is w at the wilting points and w_{fc} is w at field capacity. The SWI are averaged rather than the volumetric water contents in order to get rid of ground texture variability. This experiment will be called *AVG*.

The impacts on ISBA-TOP discharge simulations by varying its governing factors are analyzed at outlets of some tributaries of main rivers where discharge data are measured but which have not been involved in calibration. This allows a quantification of the validity of simulated discharges for ungauged catchments.

3.3. Results on small catchments

3.3.1. Impact of input QPE

Delrieu et al. (2013) fully explored the differences between the three QPE described in Section 3.2 (see Appendix A). On the Cèze catchment scale, Fig. 3 illustrates the three rainfall fields over the Cèze catchment for two cases in November 2007 and November 2008. The same overall rainfall spatial pattern is encountered in the mountainous regions with higher precipitation amounts over the ridges than in the valley. The rainfall volume cumulated over the Cèze catchment in Bagnols is almost similar for the three QPE, with the exception of the case in November 2008 case where the *REF* volume was higher than *OK* (+17.2%) and *KED* (+14%).

The hydrological response of the Cèze River to the different QPE is shown for three outlets (Fig. 4). The outlet of Bagnols is the main

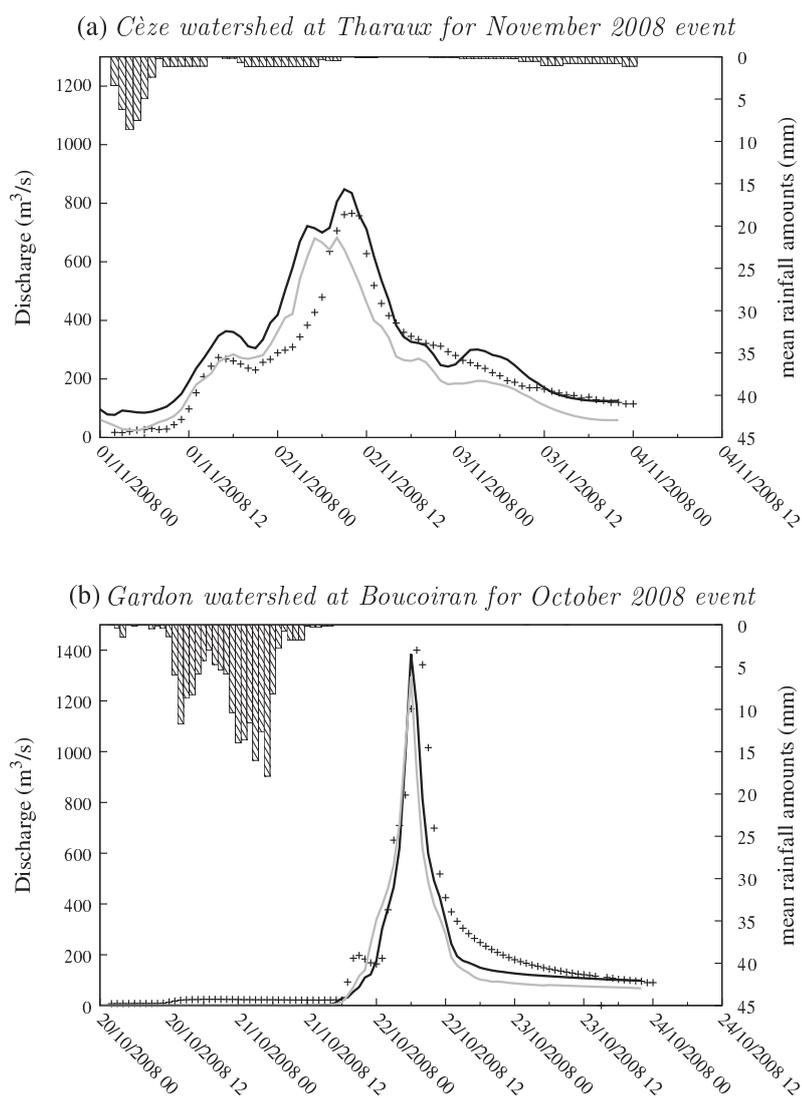


Fig. 7. Hourly discharges ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) observed (black crosses) and simulated using SWI from SIM model (*REF* experiment, black line) or averaged SWI (*AVG* experiment, gray line) as initial conditions. The hourly accumulated rainfall averaged on the catchment is shown as a reversed histogram.

cross-section of the River of Cèze and ISBA-TOP was calibrated at this particular site (purple markers in Fig. 1). The simulated hydrographs are quite close for *OK* and *KED* as expected from rainfall volume values.

REF presents different peak amplitudes but with the same temporal dynamics. The discharges simulated by *OK* and *KED* fit better with observed data for the November 2007 case, whereas *REF* gives better results for the November 2008 event. On sub-catchments however, *REF* QPE allows for a better accuracy of peak discharges than both the other QPE, as shown by the result in Tharoux outlet. The normalized *RMSE* computed for the four cases and all the catchments (see Table 4) are smaller for *REF* experiments than for both the others. This is quite unexpected as *KED* data should gather the benefits of both radar QPE and gauge data so it is of better quality than *REF* and *OK* data. They do not however lead systematically to better hydrological simulations. This might be because ISBA-TOP has been calibrated on large watersheds so the benefit of driving it with improved QPEs (from a rainfall assessment point of view) can be lost in some cases, especially for smaller watersheds.

The impact of rainfall temporal variability is examined comparing the normalized *RMSE* for peak values of *REF*, *TSP15* and *TSP05*

(Table 4). They are not significantly different (less than 10% difference) excepting the largest catchments. The Nash efficiencies computed for hourly simulated discharges are presented in Fig. 5 for the three experiments with variable time steps, considering all the watersheds or discriminating them according to their area. These graphs represent the cumulative frequency of Nash efficiencies computed for the discharge simulations at all the outlets. A distribution shifted to the right means good model performances. The curves obtained considering all the catchments (Fig. 5a) are very similar for *REF*, *TSP15* and *TSP05*, in accordance with the *RMSE* values for flow peaks. The results for the basins with $S > 600 \text{ km}^2$ are better for *REF*. Reducing the time step allows for an improvement of the results only for the smallest watersheds (with $S \leq 200 \text{ km}^2$) (Fig. 5d).

The simulated discharges obtained for *TSP05*, *TSP15* and *REF* (not shown) prove to have very similar temporal dynamics: the peak time, the speed of the increasing flow phase as well as the decreasing phase are almost similar. The differences between simulated peak amplitudes are generally higher, depending on catchments and events. The benefit of using radar data with high time resolution is obtained for small catchments. Indeed, infra-hour time resolution allows for a good characterization of the large

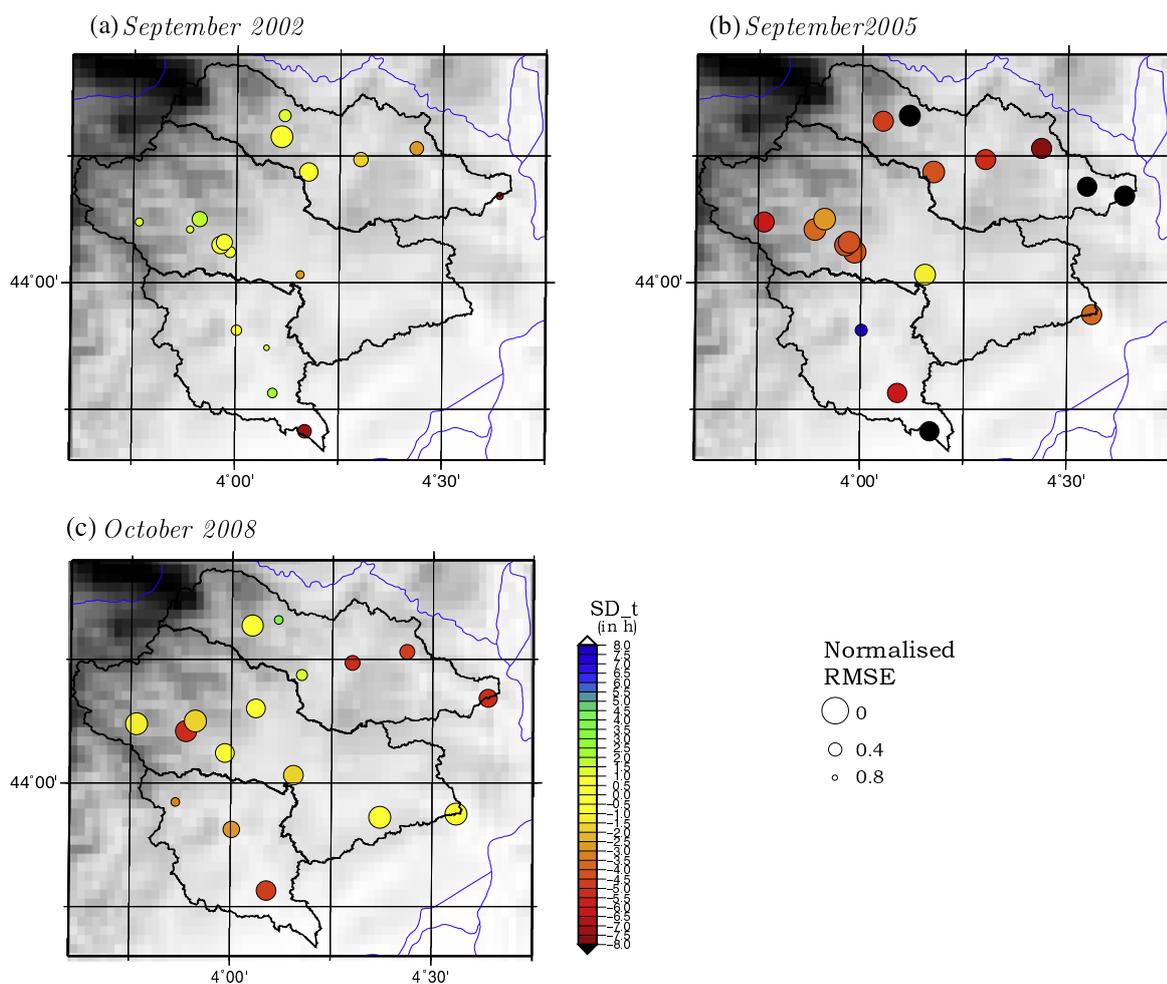


Fig. 8. Series Distance values in time (SD_t in colors) computed for simulations for the September 2002 (a), September 2005 (b) and October 2008 (c) events. The size of the circles is scaled following the normalized RMSE (in $m^3 s^{-1} kg^{-2}$). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

convective component of Mediterranean heavy precipitation events. Watersheds with short concentration times are more influenced by high rainfall intensities. ISBA-TOP makes use of information about rainfall time variability in order to treat with precision runoff generation and flow propagation processes. A better time resolution is more beneficial for the smallest watersheds and the catchments used for calibration are enclosed within the large catchments. This probably explains why the results are not improved by reducing the time step.

3.3.2. Impact of initial soil moisture fields

The initial soil moisture is obviously crucial in flood simulation since it impacts the volume of water involved in the simulation. The wetter the soil is initially, the more the flow will increase with rainfall. The impact is clear for two very different initial soil moisture fields but it is not that clear for two fields with only slight differences. The main reason is that runoff is produced once saturation is reached, *i.e.* when a threshold is exceeded.

Fig. 6 displays the observed peak discharges in function of the simulated peak discharges for the four events and catchments for both REF and AVG experiments. The bisectrix is superimposed. More points are located above the bisectrix with AVG experiments (74% on the points) than with REF (58% on the points). Averaging initial SWI on catchments leads more frequently to an underestimation of the peak discharge. High overestimation errors (points situated in the low right quadrant) are obtained with both REF

and AVG. The correlation coefficient of REF reaches 0.75 whereas it is 0.67 for AVG, showing a lower predictive uncertainty with spatially distributed initial soil moisture fields. The gaps between peak amplitudes obtained with REF and AVG are generally quite low for the smallest watersheds (see the RMSE values for AVG compared with REF in Table 4). For watersheds of more than 600 km², it is the contrary: differences are larger. The simulated dynamics of the flow and the runoff water volume with REF and AVG differ quite a bit for moderate rainfall events whereas the impact of initial soil moisture decreases for events with very high precipitation amounts (see Fig. 7).

The sensitivity of ISBA-TOP to both forcing QPE and initial soil water contents depends on the catchments and events. The simulations on sub-catchments (the most interesting for road submersion purposes) are generally better with improved and precise model inputs. This is subject to calibration issues and this shows that the use of the new uncalibrated version of ISBA-TOP is mandatory for the downscaling of its results. The next section is dedicated to the evaluation of this new ISBA-TOP compared with an unconventional type of data: road closure records.

4. Evaluation using road cuts data

People's daily exposure to road flooding depends on both the dynamics of the hydrometeorological event and the pattern of routine mobility. FF severity and timing are needed for each location

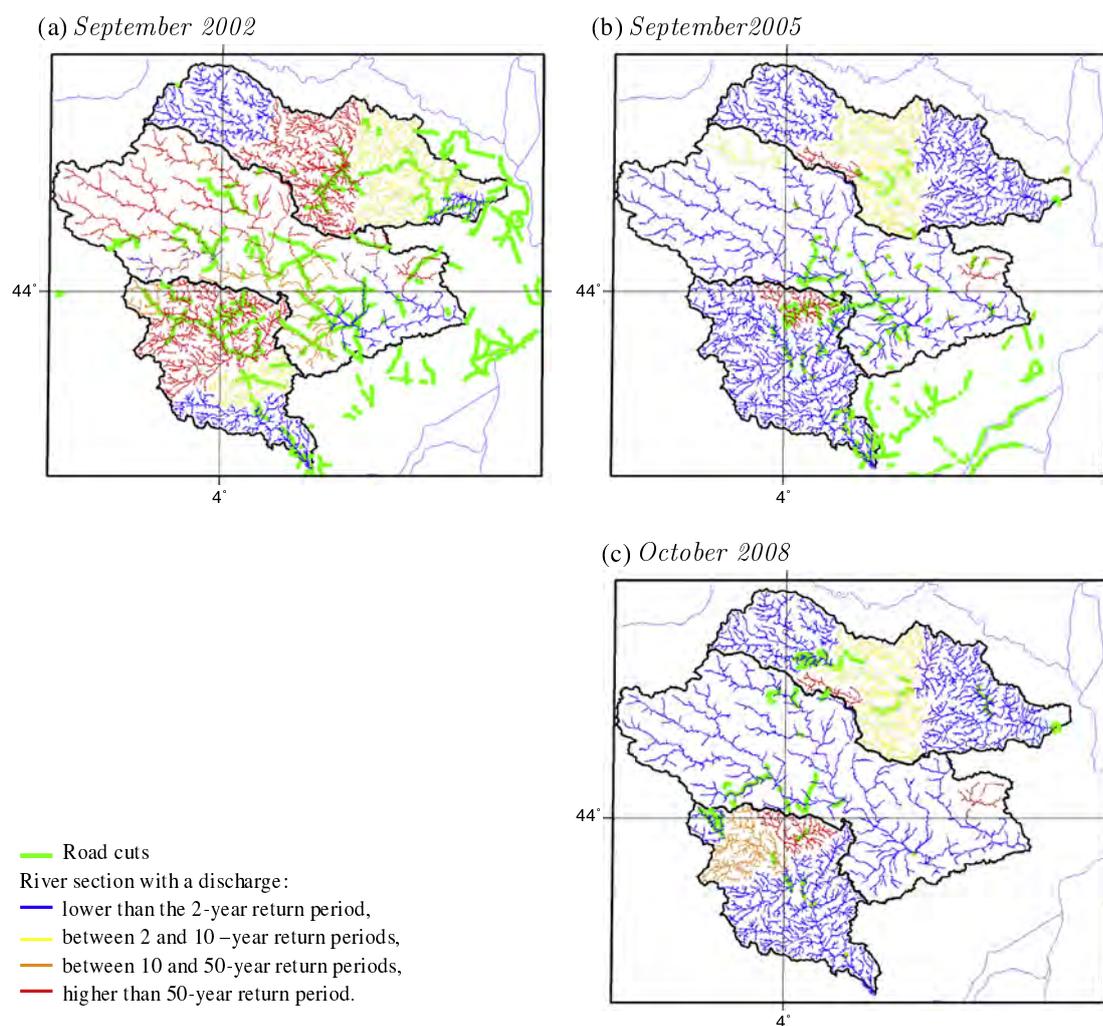


Fig. 9. Severity map simulated by ISBA-TOP and road cuts over the Gard for the three events.

Table 5

Percentage of the road network that has been cut within the watersheds and that is covered by each severity map color for the three events.

Severity map color	September 2002	September 2005	October 2008
Blue	3.9	7.6	0.9
Yellow	1.7	0.2	0.4
Orange	2.3	0.2	0.4
Red	5.6	0.7	2.6

of the river network in order to build road flooding scenarios. Hydrological modeling has to be reliable on small space time scales. The previous impact study (Section 3) advocates for using the new uncalibrated version of ISBA-TOP described in Section 2.2.2 in order to avoid any parameter calibration.

The discharges simulated by this version of ISBA-TOP are assessed in comparison with discharge measurements for the eighteen events in Table 1 for the large watersheds. The new version of ISBA-TOP obtains scores similar to those of the baseline ISBA-TOP or improved and it has the advantage of avoiding calibration.

4.1. Road cuts data and case studies

The road cuts datasets are provided by the Gard road management services. The data is fully described in Versini et al. (2010a) and Versini et al. (2010b). Information concerning location and

timing of road cuts is available. Events 12, 17 and 18 in Table 1 have been selected for the evaluation since they are described in the road cut dataset.

The performances of the new uncalibrated version of ISBA-TOP for those three events are illustrated in Fig. 8. The color of the points corresponds to the SD_t metrics whereas the size of the point is scaled by the normalized $RMSE$. The bigger the point, the smaller the $RMSE$ and the better the simulation. Satisfactory scores were obtained for event in October 2008 for most of the gauged stations. The September 2002 event shows less good $RMSE$ whereas in September 2005 the timing is not as good as for the other two cases.

4.2. Comparison of threshold exceedance and road cuts

In general, road cuts occur for river levels with a high return period. The simulated discharges can be qualified depending on their exceedance of those return periods. The latter then constitute thresholds used to give an idea of the severity of the flood. Severity maps are performed for each event based on the simulated discharges (Fig. 9). Each river section is colored depending on the discharge at its outlet:

- blue is if the discharge is under the 2-year return period,
- yellow is if the discharge is between the 2-year return period and the 10-year return period,

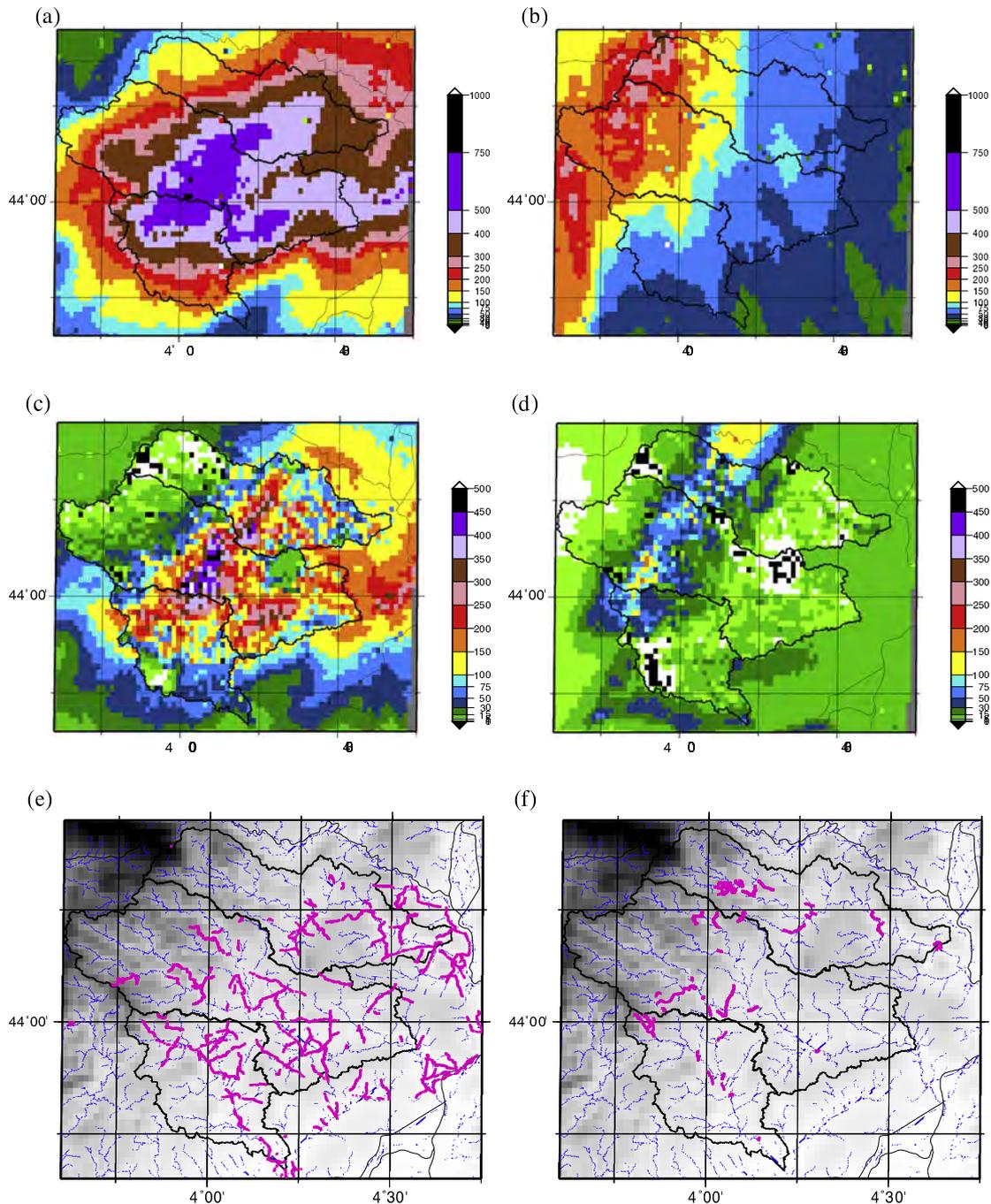


Fig. 10. Accumulated precipitation (in mm), accumulated runoff produced (in kg m^{-2}) and road cuts from 3 to 7 September 2002 (a, c and e) and from 19 to 21 October 2008 (b, d, f).

- orange is if the discharge is between the 10-year return period and the 50-year return period,
- red is if the discharge is above the 50-year return period.

The values of the return periods are either extracted from a database called “BD Hydro” (<http://www.hydro.eaufrance.fr/HYDRO-MEDDE/DE>) when available or computed following the SHYPRE method (Arnaud et al., 2006 and Arnaud et al., 2008). The severity maps are compared with the corresponding road cuts map in order to qualify the coincidence between both data sets in space.

Fig. 9 shows severity maps superimposed with the road cuts map for each simulated event for the whole simulation period.

Road cuts are generally reported over the river sections colored in orange or red or in the vicinity of these colors. Some places with many road cuts do not always match the red or orange levels however. A lot of no detection is in evidence especially for the simulation of September 2005 event. Table 5 shows the percentage of the road network that has been cut and that is covered by a given class of severity (i.e. color of the river sections). The red class matches with the highest rate of road cuts except for September 2005 event. This might be due to the less satisfying discharge simulations of ISBA-TOP for this event (cf. Section 4.1). The improvement of ISBA-TOP modeling system would thus improve those results. Moreover, colors

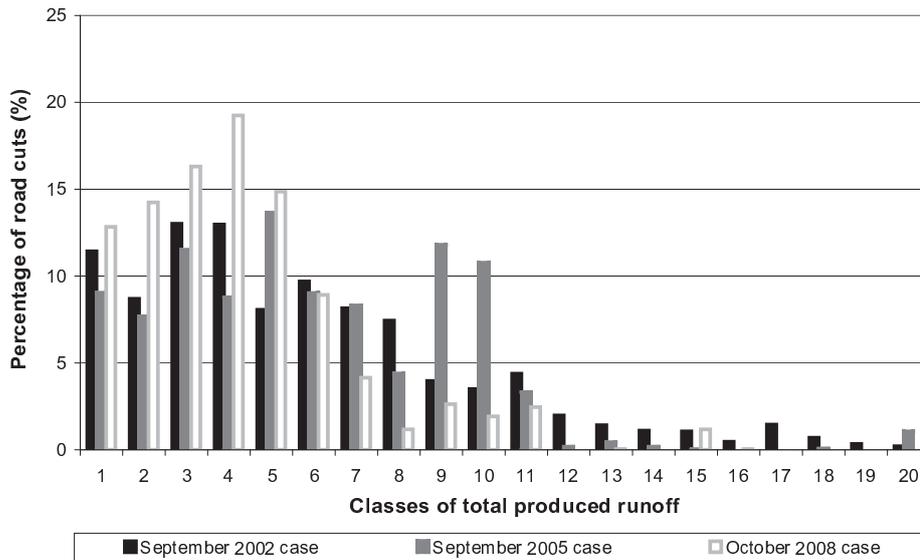


Fig. 11. Percentage of road cuts detected on the meshes depending on the class of runoff of those meshes for the three events (see Section 4.3 for explanation about how the classes are determined).

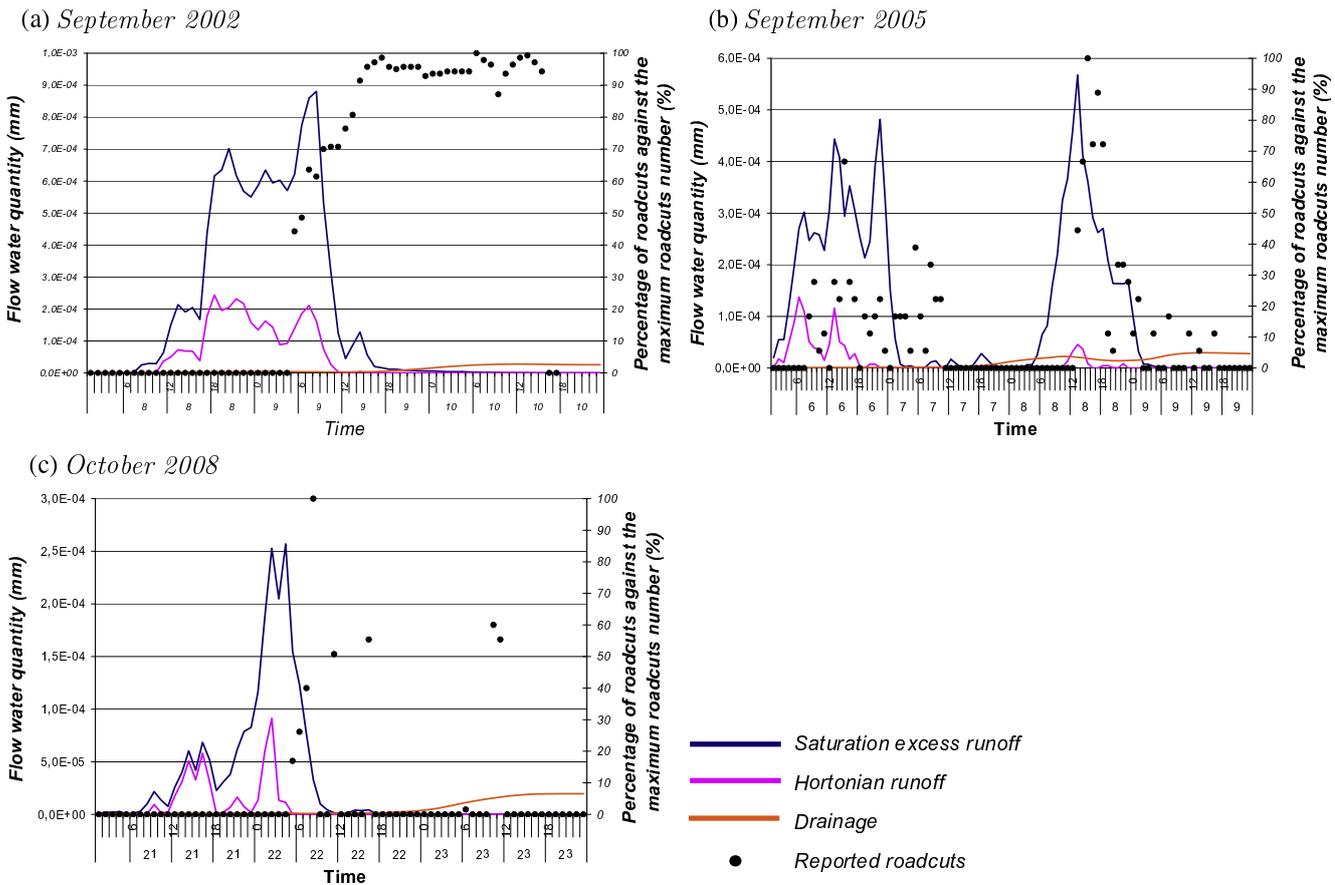


Fig. 12. Time series of hourly flows produced over the whole simulation domain (in mm unit as for precipitation) together with the percentage of road cuts that have occurred at each hour (black dots) (ratio between the number of road cuts at this given hour and the maximum number of road cuts for the event).

yellow and orange always correspond to weak percentages. This shows that the thresholds retained in this study should be chosen differently. Perhaps the return periods are not the best choice for these thresholds.

4.3. Space and temporal fields of runoff

In addition to the hourly discharges at rivers outlets, ISBA-TOP simulates runoff fields over the watershed at a resolution of 1 km².

Space and time evolution of water, which triggers flows, can be deduced from the hourly runoff and compared to the road cuts location and timing. For instance, the total runoff field and the map of road cuts for a given event can be confronted. For the September 2002 case, the heaviest cumulated rainfall area corresponds with the location where the highest runoff volumes are produced (Fig. 10a and c panels). For the October 2008 event (Fig. 10b and d panels), the highest precipitation amounts are experienced over the ridges of Gardons and Cèze watersheds whereas the maximum runoff occurs on the foothills. Clearly, the location of road cuts in October 2008 (Fig. 10f) corresponds better with the high runoff totals than with the high rainfall amounts.

Another way in which to probe a link between runoff fields and road cut locations has been adopted. On one hand, the runoff amounts are classified:

- the runoff values simulated at each ISBA-TOP mesh are cumulated for a whole event.
- The minimum runoff amount for a mesh is noted R_{min} whereas R_{max} is the maximum runoff amount.
- Twenty classes are then created with an interval between 2 classes of $(R_{max} - R_{min})/20$. Class 1 corresponds to the lowest runoff values. Class C therefore gathers the cases where the runoff amount on a mesh is between $R_{min} + (C - 1) * (R_{max} - R_{min})/20$ and $R_{min} + C * (R_{max} - R_{min})/20$. Each mesh is then associated to a class.

On the other hand, road cuts by mesh are counted:

- on every ISBA-TOP mesh, the total number of road cuts is determined,
- for all the meshes associated to a class, the number of road cuts is obtained.

Fig. 11 shows the percentage of road cuts detected on the meshes depending on the class of runoff of those meshes. Most of the cuts correspond to the intermediate classes, thus the mean values of runoff. The highest number of road cuts is reported however for meshes in classes 3 and 4 for two out of three cases (September 2002 and October 2008) so the highest values of runoff do not really match the largest number of road cuts. For September 2005 case, classes 9 and 10 gather more road cuts. Of course, the uncertainty concerning the simulated runoff location might be at cause: it is high since the runoff production is triggered when the W_{sat} threshold is exceeded. Moreover, road cuts do not depend only on the amount of runoff but also on the exposure of the road. This is another probable cause for this lack of matching between both data sets.

Fig. 12 shows time series of hourly flows produced over the simulation domain. The highest contribution to the flows comes from runoff over saturated areas. Hortonian runoff production, though less intense, occurs simultaneously and deep drainage flow slowly increases throughout the simulation. The time of occurrence of road cuts is also reported. Indeed, road cuts data is composed not only of the location of the road section that has been cut but also of information about when it has been reported. Each event is characterized by a maximum of road cuts. For each hour of the event, one can thus compute the ratio between the number of road cuts at this given hour and the maximum number of road cuts for the event. This ratio is plotted as a percentage on the graphs in Fig. 12. For the September 2005 case (Fig. 12 panel b), road cuts are reported as soon as the runoff value begin to increase. The reason might be that most of the road cuts occur on flat areas where the road might be more easily flooded. The road cuts for September 2002 (panel a) and October 2008 (panel c) events are reported with a time delay compared to runoff production. The maximum

number of road cuts is observed just after the peaks of runoff production. This can be explained by road managers generally cutting the road once it is flooded. It is quite rare that this is done preventively. The road cuts percentage remain high long after the runoff peak, in particular in September 2002, showing that the road management services struggled to restore good road conditions. All in all, the link between runoff production temporal patterns and road cuts time occurrence is very clear.

5. Conclusions

Anticipating Mediterranean FF consequences such as road submersion requires models, which are able to simulate discharges of any watershed regardless of its size. Using distributed hydrological models enables the simulation of discharges for any cross-section of a river. The models are generally calibrated however for some specific outlets and give worse results for the sub-catchments. This paper intends to investigate the ability of the ISBA-TOP hydrological system to produce accurate simulations for instrumented sub-catchments outlets and, by extension, for any river cross-section. Two sources of errors in FF modeling are investigated: QPE nature and time resolution as well as initial soil moisture spatial distribution. For ISBA-TOP, which was calibrated using hourly rainfall fields established by kriging rain gauge data, the conclusions are as follow:

- Using radar QPE generally leads to improved simulated hydrographs for sub-catchments not used for calibration. Objective comparative scores are quite similar however and depend on the event and catchment.
- Reducing the QPE time resolution below that of an hour allows for an improved hydrograph simulation for the smallest catchments (with an area of less than 200 km²).
- Details about the spatial distribution of initial soil moisture have a significant impact on discharge simulations in the case of a moderate precipitation event whereas it is of less importance for heavy rainfall events.

The sensitivity of hydrological models to rainfall and initial soil water content depends largely on the size of the considered catchments. Improving the model inputs is beneficial for sub-catchments simulation. This conclusion might be valuable for ungauged catchments. The calibration procedure however provides the parameters' values for the main outlets only and these choices influence the simulations for ungauged catchments or sub-catchments.

A more advanced version of ISBA-TOP, which suppresses calibration issues and refines small-scale processes, succeeds in reproducing quite well the hydrograms for most of the catchments. This improved ISBA-TOP version can provide useful information with respect to road cuts provided that dedicated diagnostics are considered. In this study, several hydrological diagnostics are compared to road cut datasets. Simulated discharges presented with respect to return periods are used as an indicator of the flood severity. The highlighted areas correspond only very roughly to road cut locations because they remain very dependent on the threshold choices for severity level. On the contrary, the simulated runoff spatial distribution is quite informative concerning areas with a high risk of submersion. Moreover, runoff production timing is strongly correlated to road cut occurrence. This information is crucial in the context of FF and its use can be very beneficial for anticipation.

Improving the ISBA-TOP modeling system would allow to provide more reliable road cuts simulations. The use of more precise databases to describe the terrain and landscape (soil texture and

land cover mainly) could lead to improved hydrological simulations. Simulations could benefit from better soil moisture initialisation. Considering the uncertainty on the model hydrodynamical parameters is also an important issue. By the way, the missing link between the hydrology and the road cuts is the consideration of the vulnerability of the intersecting points between roads and watercourses. Information about road exposure should be considered to improve the reliability of road closures simulation and then forecasting. Nevertheless, high resolution hydrological simulations can already allow a better communication in term of FF forecasts with flood managers and road management services which would better able to anticipate the consequences of FF.

Acknowledgements

This work was carried out in the framework of the PREDIFLOOD project (Grant ANR-08-RISKMAT-006-01) funded by the “Risque Naturel (RISKMAT)” program of the French National Research Agency (ANR). The authors wish to acknowledge particularly the participants of WP2 of PREDIFLOOD, Laurent Bonnifait, Brice Boudevillain, Dominique Faure, Pierre-Emmanuel Kirstetter from LTHE/CNRS, Grenoble, for the provision of the different 1-h accumulated QPE used in this study. It is also part of the MOBICLIMEX project (Grant ANR-12-SENV-0002) funded by the “Facing societal and environmental changes (SOC&ENV)” program of the French ANR. The authors also acknowledge the partners involved in the 2.1.1 task of MOBICLIMEX, especially Mélody Ollagnier, for her help with road cuts data. This work also forms part of a contribution to the HyMeX programme.

Appendix A. KED method

Kriging with external drift method allowed Velasco-Forero et al. (2009) to blend rain gauge and radar data. It is assumed that estimations are modeled as a drift term plus a residual term. The drift term is a linear function defined externally through an auxiliary variable. Here, KED assumes that the mean of the rain gauge data is linearly related to the tendencies of the radar QPE. Practically speaking, radar data collocated with rain gauges are interpolated with an ordinary kriging method. The residuals between this interpolation and the radar QPE total field can be computed. The radar residuals correlogram can thus be used as the spatial variability model. Delrieu et al. (2013) fully explored the differences between the three QPE described in Section 3.2 and found a better agreement between them for high space time scales. They also showed that the differences between KED QPE and REF QPE have a standard deviation of the same magnitude as that of the KED QPE itself.

Appendix B. Scores formulation

Considering N discharge simulations, the following values are computed:

$$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{Psim_i - Pobs_i}{Pobs_i} \right)^2 \right)} \quad (B-1)$$

where i is one of the N simulations, $Psim_i$ is the simulated peak discharge, $Pobs_i$ is the measured peak discharge at the corresponding outlet.

$$NASH = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Qsim_{t,i} - Qobs_{t,i})^2}{\sum_{t=1}^T (Qsim_{t,i} - \overline{Qobs}_i)^2} \right) \quad (B-2)$$

where t is one of the T time steps, and $Qsim_{t,i}$ is the value of the simulated hourly discharge at time t of the simulation i and $Qobs_{t,i}$ is

the corresponding observation. \overline{Qobs}_i is the time-averaged observed discharge for the simulation i . An averaged NASH efficiency is obtained.

The correlation coefficient is given by:

$$R^2 = \frac{1}{N} \left(\frac{\sum_{i=1}^N (Qsim_{t,i} - \overline{Qsim}_i)(Qobs_{t,i} - \overline{Qobs}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Qsim_{t,i} - \overline{Qsim}_i)^2 (Qobs_{t,i} - \overline{Qobs}_i)^2}} \right)^2 \quad (B-3)$$

with \overline{Qsim}_i is the time-averaged observed discharge for the simulation i and the other annotations are the same as previous ones.

Finally, the error in timing has been accounted using a metric called “Series Distance” in timing that has been proposed by Ehret and Zehe (2011). Series Distance allows to reproduce in an objective way a visual hydrograph inspection. It stands of the decomposition of hydrographs into hydrological events, *i.e.* succession of rises, recessions, peaks and troughs. Events are isolated in both observed and simulated hydrographs, and the segments of rise or recession of the matching observed and simulated events are compared. The distance between points pairs, that are identified by the same relative position in the matching segments, are averaged both for amplitude and timing. Beside Series Distance, a threat score allows to assess the overall agreement of event occurrence in Ehret and Zehe (2011) study. In our study, only the Series Distance in timing, annotated SD_t , is displayed.

Appendix C. Water budget treatment in ISBA

C.1. ISBA-3L

The governing equations of ISBA for the time evolution of soil moisture for the three soil layers are written as:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g - F_{gw}) - D_1 \quad (C-1)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{veg} - F_{2w}) - K_2 - D_2 \quad (C-2)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} (K_2 + D_2) - K_3 \quad (C-3)$$

with

- w_g, w_2 and w_3 the volumetric water content of the three layers respectively,
- d_1, d_2 and d_3 the depth of those layers,
- K the gravitational drainage,
- D_1 the vertical soil moisture diffusion,
- C_1 is a dimensionless force-restore coefficient,
- ρ_w the density of liquid water,
- P_g the rate of precipitation that reaches the soil,
- E_g the bare soil evaporation,
- E_{veg} the plant transpiration rates,
- F_w is the change of phase flux.

The hydrodynamical parameters are given by the Clapp and Hornberger (1978) pedo transfer functions(PTF). The forcerstore coefficients are also related to the soil texture properties and moisture using expressions from Clapp and Hornberger (1978), detailed in Noilhan and Laccarrère (1995).

C.2. ISBA-DF

Boone et al. (2000) provided a comprehensive description of ISBA-DF that aims to describe the exchanges of heat and water

among the soil, vegetation and atmosphere over a model column. The conservation equation for the volumetric soil liquid water content w ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) is given by:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{1}{\rho_w} (S_l + S_i) \quad (\text{C-4})$$

where F is the vertical flow rate of water (m s^{-1}), z (m) is the soil depth, which decreases downward, ρ_w is the density of liquid water, S_l (resp. S_i) stands for the liquid (resp. ice liquid equivalent) soil water source/sink term given in $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$. The water flow rate F is proportional to the gradient of the hydraulic potential:

$$F = -k \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} - \frac{D_{v\psi}}{\rho_w} \frac{\partial\psi}{\partial z} \quad (\text{C-5})$$

where ψ is the soil matric potential (m) and k is the hydraulic conductivity (m s^{-1}). $D_{v\psi}$ is the vapor conductivity ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), which is function of water content, temperature and soil texture following Braud et al. (1993). The first term on the right-hand side of Eq. (C-5) corresponds to Darcy's Law for liquid water flow, and the second term represents the water vapor flux.

ψ and k are related to the volumetric liquid water content using the Brooks and Corey (1966) (hereafter BC66) model together with the relationships from Clapp and Hornberger (1978):

$$\psi(w) = \psi_{sat} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^{-b} \quad (\text{C-6})$$

$$\text{and } k(\psi) = K_{sat} \left(\frac{\psi}{\psi_{sat}} \right)^{-\frac{2b+3}{b}} \quad (\text{C-7})$$

where b represents a dimensionless shape parameter of the BC66 soil–water retention curve, and K_{sat} and ψ_{sat} are the saturated hydraulic conductivity and saturated soil matric potential, respectively. The water transfer within the soil is managed by the Richard equation (Celia et al., 1990) (using a heterogeneous profile of K_{sat}).

The source and sink terms in Eq. (C-4) encompass evapotranspiration and land infiltration processes. Bare-soil evaporation and sublimation represent soil water sinks from the uppermost layer. The plant transpiration is calculated using the root-zone weighted soil water stress factor from Pan and Mahrt (1987), assuming that the transpiration continues as long as the water content is larger than the wilting-point volumetric water content (w_{wilt}). Drainage is calculated assuming that the water content is just above field capacity w_{fc} , as subterranean flows are not explicitly modeled by ISBA.

References

Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., Manus, C., 2010. Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the gard 2002 flash-flood event. *J. Hydrol.* 394, 134–147.

Amaud, P., Lavabre, J., Sol, B.C.D., 2006. Rainfall risk of France. *Houille Blanche* 5, 102–111.

Amaud, P., Lavabre, J., Sol, B.C.D., 2008. Regionalization of an hourly rainfall generating model over metropolitan France for flood hazard estimation. *Hydrol. Sci. J.*, 53.

Atencia, A., Mediero, L., Llasat, M.C., Garrote, L., 2011. Effect of radar rainfall time resolution on the predictive capability of a distributed hydrologic model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 3809–3827.

Bastola, S., Misra, V., 2013. Sensitivity of hydrological simulations of southeastern united states watersheds to temporal aggregation of rainfall. *J. Hydrometeorol.*

Bell, V., Moore, R., 2000. The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4.

Beven, K., Kirkby, M., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43–69.

Boone, A., Masson, V., Meyer, T., Noilhan, J., 2000. The influence of the inclusion of soil freezing on simulation by a soil-atmosphere-transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.* 9, 1544–1569.

Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., Noilhan, J., 2010. Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for Mediterranean flash-floods

forecasting: description, calibration and validation. *J. Hydrometeorol.* 11, 315–332.

Bourque, L., Siegel, J., Kano, M., Wood, M., 2006. Morbidity and Mortality Associated with Disasters. *Handbook of Disasters*.

Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., Vauclin, M., 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization. *Bound.-Layer Meteorol.* 66, 173–200.

Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Singh, V., 2009. Assimilation of observed soil moisture data in storm rainfall-runoff modelling. *J. Hydrol.* 14 (2), 153–165.

Brooks, R., Corey, A., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrigation Drainage Eng.* 17, 187–208.

Castillo, V., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M., 2003. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. *J. Hydrol.* 284, 114–130.

Celia, M., Bouloutas, E., Zarba, R., 1990. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.* 26, 1483–1496.

Chen, J., Kumar, P., 2001. Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America. *J. Climate* 14, 1989–2014.

Clapp, R., Hornberger, G., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 14, 601–604.

Coppola, E., Tomassetti, B.L.M., Verdecchia, M., Visconti, G., 2007. Cellular Automata algorithms for drainage network extraction and rainfall data assimilation. *Hydrol. Sci. J.*, 579–591.

Decharme, B., Boone, A., Delire, C., Noilhan, J., 2011. Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 116 (D20), n/a–n/a, d20126 <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016002>.

Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., 2006. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: simulations over the Rh?ne basin. *J. Hydrometeorol.* 7 (1), 61–80.

Delrieu, G., Bonnifant, L., Kirstetter, P., Boudevillain, B., 2013. Dependence of radar quantitative precipitation estimation error on the rain intensity in the Cévennes region, France. *Hydrol. Sci. J.* 59 (7), 1300–1311.

Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastré, O., Yates, E., Kirstetter, P., Andrieu, H., Ayrat, P., Bouvier, C., Creutin, J., Livet, M., Anquetin, A., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-du Chatelet, J., Saulnier, G.-M., Walpersdorf, A., 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. Hydrometeorol.* 6 (1), 34–52.

Dong, X., Dohmen-Janssen, C., Booi, M., 2005. Appropriate spatial sampling of rainfall for flow simulation. *Hydrol. Sci. J.*, 50.

Drobot, S., Benight, C., Grunfest, E., 2007. Risk factors for driving into flooded roads. *Environ. Hazards* 7, 227–234.

Ehret, U., Zehe, E., 2011. Series distance an intuitive metric to quantify hydrograph similarity in terms of occurrence, amplitude and timing of hydrological events. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 (3), 877–896.

FAO/IASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012. Harmonized World Soil Database (version 1.2).

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., Le Moigne, P., 2013. ECOLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geosci. Model Develop.* 96, 563–582.

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbut, M., Bateman, A., Blaskovicov, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Inimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *J. Hydrol.* 367, 70–78.

Germann, U., Berenger, M., Sempere-Torres, D., Zappa, M., 2009. REAL: ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 135, 445–456.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., Viennot, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res.* 113 (D06113). <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008548>.

Handmer, J., Grunfest, E., 2001. *Coping with Flash Flood*. publisher Hardcover.

Haynes, K., Coates, L., Leigh, A., Handmer, J., Whittaker, J., Gissing, A., Mcaneney, J., Opper, S., 2009. 'Shelter-in-place' vs. evacuation in flash floods. *Environ. Hazards* 8.

Javelle, P., Demargne, J., Defrance, D., Pansu, J., Arnaud, P., 2014. Evaluating flash-flood warnings at ungauged locations using post-event surveys: a case study with the AIGA warning system. *Hydrol. Sci. J.* 59 (7), 1390–1402.

Jonkman, S., 2005. Aglobal perspectives on loss of human life caused by flood. *Nat. Hazards* 34, 151–175.

Le Lay, M., Saulnier, G., 2007. Exploring the signature of spatial variabilities in flash flood events: case of the 8–9 september 2002 Cévennes-vivarais catastrophic event. *Geophys. Res. Lett.* 34, L13401. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029746>.

Lebel, T., Bastin, G., Obled, C., Creutin, J., 1987. On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Water Resour. Res.* 23, 2123–2134.

Liang, X., Guo, J., Leung, L., 2004. Assessment of the effects of spatial resolutions on daily water fluxes simulations. *J. Hydrol.* 298, 287–310.

Liechti, K., Panziera, L., Germann, U., Zappa, M., 2013. Flash-flood early warning using weather radar data: from nowcasting to forecasting. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 10, 8490.

- Llasat, M., 2009. Storms and floods. In: Woodward, Jamie (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean Basin*. Oxford University Press (Chapter 18).
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A.A., Rossello, J., Vinet, F., Boissier, L., 2013. Towards a database on societal impact of mediterranean floods within the framework of the hymex project. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13 (5), 1337–1350.
- Mahfouf, J., Noilhan, J., 1996. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteorol.* 35, 987–992.
- Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate* 16 (9), 1261–1282.
- Michaud, J., Sorooshian, S., 1994. Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resour. Res.* 30.
- Morin, E., Goodrich, D., Maddox, R., Gao, X., Gupta, H., Sorooshian, S., 2006. Spatial patterns in thunderstorm rainfall events and their coupling with watershed hydrological response. *Adv. Water Resour.* 29, 843–860.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I: A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Naulin, J., Payrastre, O., Gaume, E., 2013. Spatially distributed flood forecasting in flash flood prone areas: application to road network supervision in southern France. *J. Hydrol.* 486, 88–99.
- Noilhan, J., Laccarrère, P., 1995. GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling. *J. Climate* 8, 206–223.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Rev.* 117, 536–549.
- Norbiato, D., Borga, M., Degli Esposti, S., Gaume, E., Anquetin, S., 2008. Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: an assessment for gauged and ungauged basins. *J. Hydrol.* 362, 274–290.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., Anquetin, S., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 134 (630), 111.
- O’Loughlin, F., Bruen, M., Wagener, T., 2012. Parameter sensitivity of a watershed-scale flood forecasting model as a function of modelling time-step. *Hydrol. Res.*
- Pan, H., Mahrt, L., 1987. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Bound.-Layer Meteorol.* 38, 185–202.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G., Andrieu, H., Vignal, B., Creutin, J., 2002. Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions: case study for the ardeche catchment (France). *J. Hydrometeorol.* 3, 539–555.
- Petrucci, O., Pasqua, A.A., 2012. Damaging events along roads during bad weather periods: a case study in Calabria (Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12 (2), 365–378.
- Quintana-Seguí, P., Martin, E., Habets, F., Noilhan, J., 2008. Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 5, 1319–1370.
- Ruin, I., Gaillard, J., Lutoff, C., 2007. How to get there? assessing motorists flash flood risk perception on daily itineraries. *Environ. Hazards* 7, 235–244.
- Sene, K., 2008. *Flood Warning, Forecasting and Emergency Response*. Springer.
- Sheikh, V., van Loon, E., Hessel, R., Jetten, V., 2010. Sensitivity of liSEM predicted catchment discharge to initial soil moisture content of soil profile. *J. Hydrol.* 393, 174–185.
- Smith, J.A., Baeck, M., Meierdiercks, K., Miller, A.J., Krajewski, W., 2007. Rainfall estimation for flash flood forecasting in small urban watersheds. *A Water Resour.* 30 (10), 2087–2097.
- Staes, C., Orenco, J.C., Malilay, J., Rullan, J., Noji, E., 1994. Deaths due to flash flood in Puerto Rico, January 1992: implication for prevention. *Int. J. Epidemiol.*, 2
- Tabary, P., 2007. The new French operational radar rainfall product: Part I. *Methodology. Weather Forecast.* 22, 393–408.
- Tabary, P., Desplats, J., Dokhac, K., Eideliman, F., Guéguen, C., Heinrich, J., 2007. The new French operational radar rainfall product: Part II, Validation. *Weather Forecast.* 22, 409–427.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J., Todorovik, D., Domergue, 2010. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall runoff modelling. *J. Hydrol.* 387, 176–187.
- Velasco-Forero, C., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E., Gómez-Hernández, J.J., 2005. Non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.* 32, 986–1002.
- Versini, P.-A., Gaume, E., Andrieu, H., 2010a. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 808–817.
- Versini, P.-A., Gaume, E., Andrieu, H., 2010b. Assessment of the susceptibility of roads to flooding based on geographical information test in a flash flood prone area (the Gard region, France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 793–803.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., Vié, B., 2011. Perturbation of convective permitting NWP forecast for flash-flood ensemble forecasting. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 1529–1544.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, Noilhan, J., 2010. Benefit of coupling the ISBA land surface model with TOPMODEL hydrological model dedicated to Mediterranean flash floods. *Hydrol.* 394, 256–266.
- Wetterhall, F., He, Y., Cloke, H., Pappenberger, F., 2011. Effects of temporal resolution of input precipitation on the performance of hydrologic forecasting. *Adv. Geosci.* 29, 21–25.
- Woods, R., Sivapalan, M., 1999. A synthesis of space-time variability in storm response: rainfall, runoff generation and routing. *Water Resour. Res.*, 35
- Zehe, E., Becker, R., Brdossy, A., Plate, E., 2005. Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: role of initial soil moisture and precipitation. *J. Hydrol.* 315, 183–202.
- Zehe, E., Blöschl, G., 2004. Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: role of initial conditions. *Water Resour. Res.* 40, W10202.

7.4 Conclusion

Dans cette partie ont été exposés les principes du système ISBA-TOP utilisé au cours de cette thèse. Le couplage du modèle de surface ISBA avec le modèle hydrologique TOPMODEL permet de représenter avec précision les écoulements verticaux aussi bien qu’horizontaux.

ISBA-DF permet une meilleure représentation du sol. Dans cette version, 14 couches “découpent” les colonnes de sol. La physique de diffusion représente mieux les phénomènes de transferts d’eau et d’énergie entre les couches que la version de “force-restore”.

L’évaluation de cette nouvelle version du système couplé ISBA-TOP montre des performances quasiment identiques à celles de l’ancienne version avec un impact légèrement positif pour les sous bassins versants. La nécessité de calibrer le modèle disparaît ce qui est un avantage certain surtout pour les simulations sur des bassins versants non jaugés.

Ce modèle peut donc être précieux pour simuler les impacts des crues telles que les coupures de routes par exemple. Il aurait d’ailleurs été intéressant d’évaluer le modèles avec d’autres données distribuées telles que les débits de pointe estimés sur un ensemble de petits bassins durant les retours d’expérience (Anquetin et al., 2010; Vannier et al., 2016).

Malgré ces améliorations scientifiques du modèle, des incertitudes demeurent sur la modélisation hydrologique. Comme présenté dans l’article Vincendon et al. (2016), avec de meilleures données sur les conditions initiales d’humidités des sols, les estimations de débits et de ruissellement sont meilleures. Des incertitudes persistent aussi sur la valeur des paramètres hydrodynamiques utilisés pour faire les bilans en eau sur chaque maille. Ce sont ces deux sources d’incertitudes qui seront traitées dans la partie suivante.

Troisième partie

Un ensemble hydrologique : étude
et construction.

Problématique

On dispose maintenant d'un modèle hydrologique qui ne nécessite pas de calage et qui permet de simuler les débits de manière satisfaisante. Les conditions initiales d'humidité des sols sont cruciales pour ces simulations mais leur connaissance est incertaine. La représentation des processus physiques passe par l'utilisation de paramètres (cf partie 6.1.3) qui bien que déterminés à partir de fonctions de pédotransfert restent incertains eux aussi. Une méthode pour prendre en compte ces deux types d'incertitudes est la modélisation d'ensemble. Comme cela est fait en prévision météorologique par exemple, on peut perturber les paramètres hydrodynamiques du modèle hydrologique et/ou ses conditions initiales autour des valeurs observées ou de référence. La question de l'interaction ou de la hiérarchie entre ces différentes sources d'incertitudes est importante.

Concernant les paramètres, pour identifier les paramètres à perturber et dans quels domaines de valeurs les faire varier, il est nécessaire au préalable de déterminer la sensibilité de la modélisation hydrologique à chacun des paramètres. Ils peuvent de plus être corrélés entre eux. Pour les conditions initiales en humidité des sols, il est important que les perturbations préservent la cohérence spatiale du champ d'humidité des sols et son domaine de variations possibles. Il est aussi nécessaire d'étudier la sensibilité du modèle à ses paramètres en fonction des conditions initiales d'humidité.

Une étude de sensibilité a donc été réalisée pour évaluer quels sont les paramètres du modèle qui influent le plus sur la simulation des débits, quelles sont les interactions entre ces paramètres et avec les conditions initiales d'humidité des sols. Ces résultats permettront de guider la conception et l'évaluation d'une méthode de perturbation pour la modélisation d'ensemble basée sur ISBA-TOP. Cette partie est constituée d'un premier chapitre qui présente les cas réels retenus pour l'étude de sensibilité. Le second chapitre présente les résultats de l'étude de sensibilité aux paramètres et aux conditions initiales et la conception de la méthode de perturbations synthétisée sous la forme d'un article en révision pour le Journal of Hydrology. Le dernier chapitre décrit des résultats complémentaires qui visent à apporter une interprétation physique des résultats de l'étude de sensibilité sur cas idéalisés et cas réels.

Chapitre 8

Description des crues étudiées

Six cas réels ont été étudiés. L'échantillon a été constitué avec des crues récentes et caractéristiques des événements méditerranéens. Le choix a été fait pour avoir des événements variés et où on pouvait disposer de sorties de la PEARO. Il n'y figure pas d'évènement de très forte crues comme celle de septembre 2002 (utilisée dans le chapitre 7 de cette thèse). Il serait donc intéressant de poursuivre ce travail en intégrant des crues plus significatives. Les événements choisis ont eu lieu entre 2011 et 2014. Ces événements présentent des dynamiques différentes (un ou plusieurs pics de crues plus ou moins importants sur des périodes allant jusqu'à 6 jours) et des conditions initiales d'humidité des sols également très différentes (variables en fonction de l'année et du moment de l'automne où survient la crue). Le tableau 8.1 indique les cumuls de précipitations moyennés sur les bassins versants d'intérêt pour chacun de ces événements.

8.1 L'évènement de novembre 2011

Cet évènement est l'un des plus pluvieux et des plus marquants sur le sud de la France au cours de la dernière décennie. Les pluies commencent dans la nuit entre le 2 et le 3 novembre et durent plusieurs jours occasionnant de forts cumuls qui ont dépassé en 6 jours les 600 *mm* sur l'ouest du département de l'Ardèche et du Gard. En Ardèche, à la station de Loubaresse, 910 *mm* ont été relevés en 120 heures entre le 1^{er} et le 5 novembre. Ces pluies ont aussi affecté l'extrême sud-est de la France ainsi que la Corse. Cet évènement est exceptionnel en durée, en intensité et aussi en étalement spatial comme le montre la figure 8.1.a.

Les débits mesurés aux exutoires des bassins versants sont présentés figure 8.2. Pour

Évènement	Durée du cumul	Cumul (en <i>mm</i>) sur le bassin			
		du Vidourle à Sommières	du Gard à Boucoiran	de la Cèze à Bagnols	de l'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc
Novembre 2011	5 jours	313	444	357	395
Octobre 2013	6 jours	150	175	180	226
Septembre 2014	6 jours	375	365	299	352
Octobre 2014	5 jours	241	329	312	366
Début novembre 2014	3 jours	89	156	200	280
Fin novembre 2014	4 jours	196	191	185	179

TABLE 8.1 – Cumuls de pluies moyennés sur les bassins versants d'intérêt pour chacun des événements.

chacun des bassins versants, 3 pics de crues sont observés les 4, 5 et 6 novembre, après des intensités horaires de pluie très fortes.

8.2 L'évènement d'octobre 2013

Cet évènement est très différent de celui de novembre 2011. Les cumuls de pluies sont beaucoup plus faibles, et les plus fortes pluies sont situées au nord de la zone d'étude comme le montre la figure 8.1.b. Mais les pics de crue sont tout de même importants (figure 8.3) car les pluies affectent des sols beaucoup plus humides. Cet épisode est constitué de deux évènements très proches dans le temps. Un premier le 20 octobre et un second les 22 et 23 octobre qui ne concerne pas le bassin versant de Sommières (figure 8.3). Les débits sur les bassins versants de Bagnols, Boucoiran et Sommières sont beaucoup plus faibles que sur le cas de 2011 car les pluies sont localisées plus sur le bassin versant de Vallon-Pont-d'Arc, où la hausse de débit est significative.

8.3 L'automne 2014

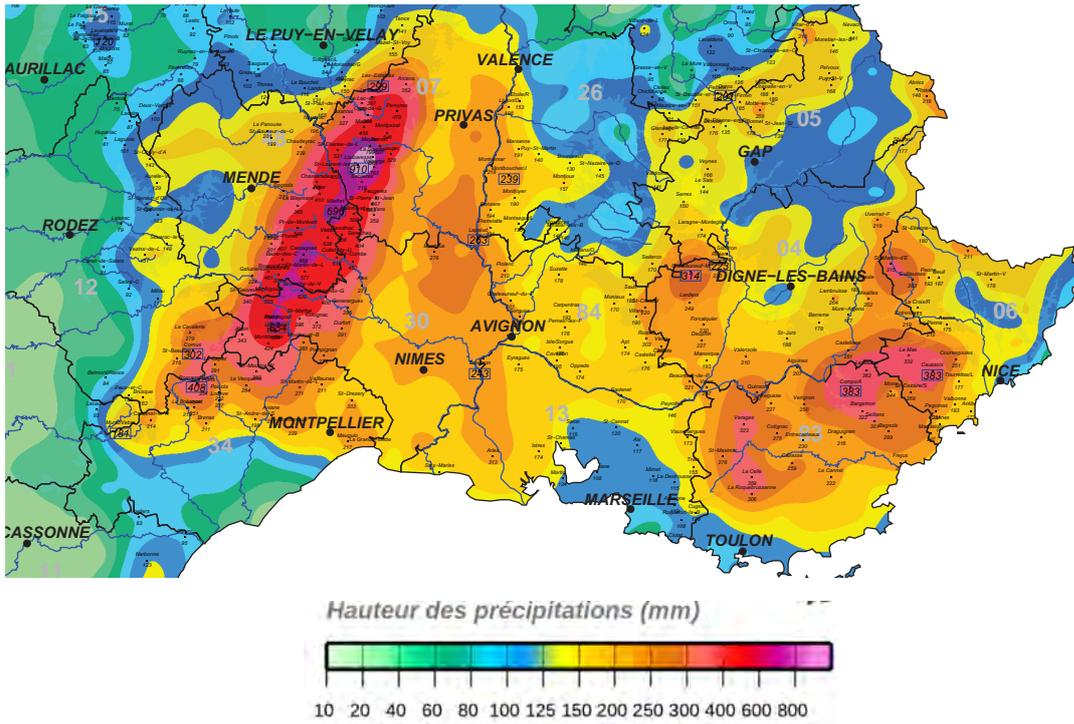
Tout au long de l'automne 2014 des évènements pluvieux méditerranéens se succèdent. Le premier a lieu à la mi-septembre 2014. Les fortes précipitations commencent le 15 pour finir le 20. Cet évènement provoque des inondations, des coulées de boue et la disparition de 5 personnes. Il touche aussi une partie du Var. Il débute avec de fortes pluies en Aveyron le 16, puis il se décale vers le Gard et l'Hérault le 17. L'Ardèche est touché le 18 et 19. Enfin le 19, les pluies affectent à nouveau le Gard. Les cumuls sur ces 4 jours (figure 8.4a) sont impressionnants, avec 504 *mm* à La Souche sur les hauteurs ardéchoises et 474 *mm* à Générargues dans le Gard et des cumuls de l'ordre de 350 *mm* en 24 heures sur les hauteurs du Gard et de l'Ardèche. Ces précipitations ont donné de forts cumuls de pluie sur le relief pour les bassins versants de Vallon-Pont-d'Arc, Boucoiran et Sommières. Le bassin de Bagnols a été un peu plus épargné.

Les bassins versants de la Cèze et de l'Ardèche ne réagissent pas aux pluies du 16 septembre (figure 8.5). Au contraire, les précipitations du 19 provoquent deux pics de crues. Pour le Gard à Boucoiran, les réactions aux précipitations du 17 et du 20 septembre, provoquent deux forts pics de crue. Enfin, sur le bassin de Sommières, les précipitations sont plus importantes le 16 et 17, engendrant un fort pic de crue. Ensuite, le bassin versant est affecté par de faibles précipitations n'engendrant pas de variation significative de débit.

Trois semaines plus tard le 6 octobre, de fortes pluies s'abattent sur le Gard provoquant une crue notable sur le Vidourle. Puis dans la nuit du 9 au 10 octobre 2014, de violents orages accompagnés de pluies diluviennes touchent le centre du département du Gard. Des pluies stationnaires affectent le nord du Gard et l'Ardèche, provoquant des cumuls de 200 *mm* en 48h et plus sur certaines stations (334 *mm* en 12h à Uzès dans le Gard). Les trois bassins situés le plus au nord sont les plus impactés avec notamment des cumuls supérieurs à 500 *mm* sur le bassin versant de Vallon-Pont-d'Arc pour la période allant du 6 au 15 octobre (figure 8.4.b).

Ces pluies ont entraîné une variation des débits présentée figure 8.5. La Cèze et le Vidourle ne présentent qu'un seul pic de crue suite aux précipitations des 10 et 11 octobre. Les bassins versants de Boucoiran et Vallon-Pont-d'Arc présentent trois pics de crue qui ont lieu après les précipitations du 9, du 10 et du 12.

a) Précipitations du 1er au 6 novembre 2011



b) Précipitations du 19 au 28 octobre 2013

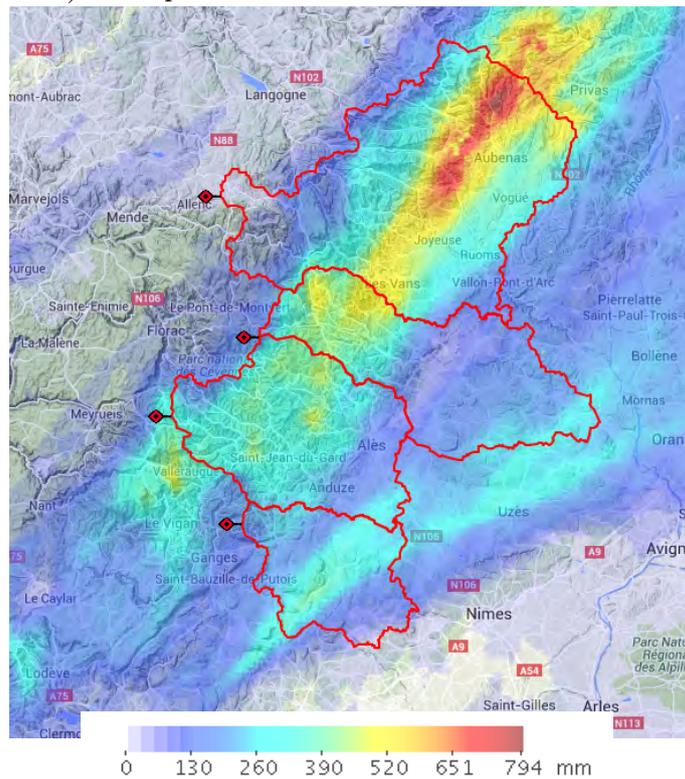


FIGURE 8.1 – Cumuls de pluies (en *mm*) relevés par le réseau pluviométrique de Météo-France pour le cas de novembre 2011 (a) (Source : <http://pluiesextremes.meteo.fr> Météo-France, Edité le : 21/03/2016) et issu d'une fusion des données pluviométriques et radar pour le cas d'octobre 2013 (b) (Source : serveur SEVNOL de l'OHMCV).

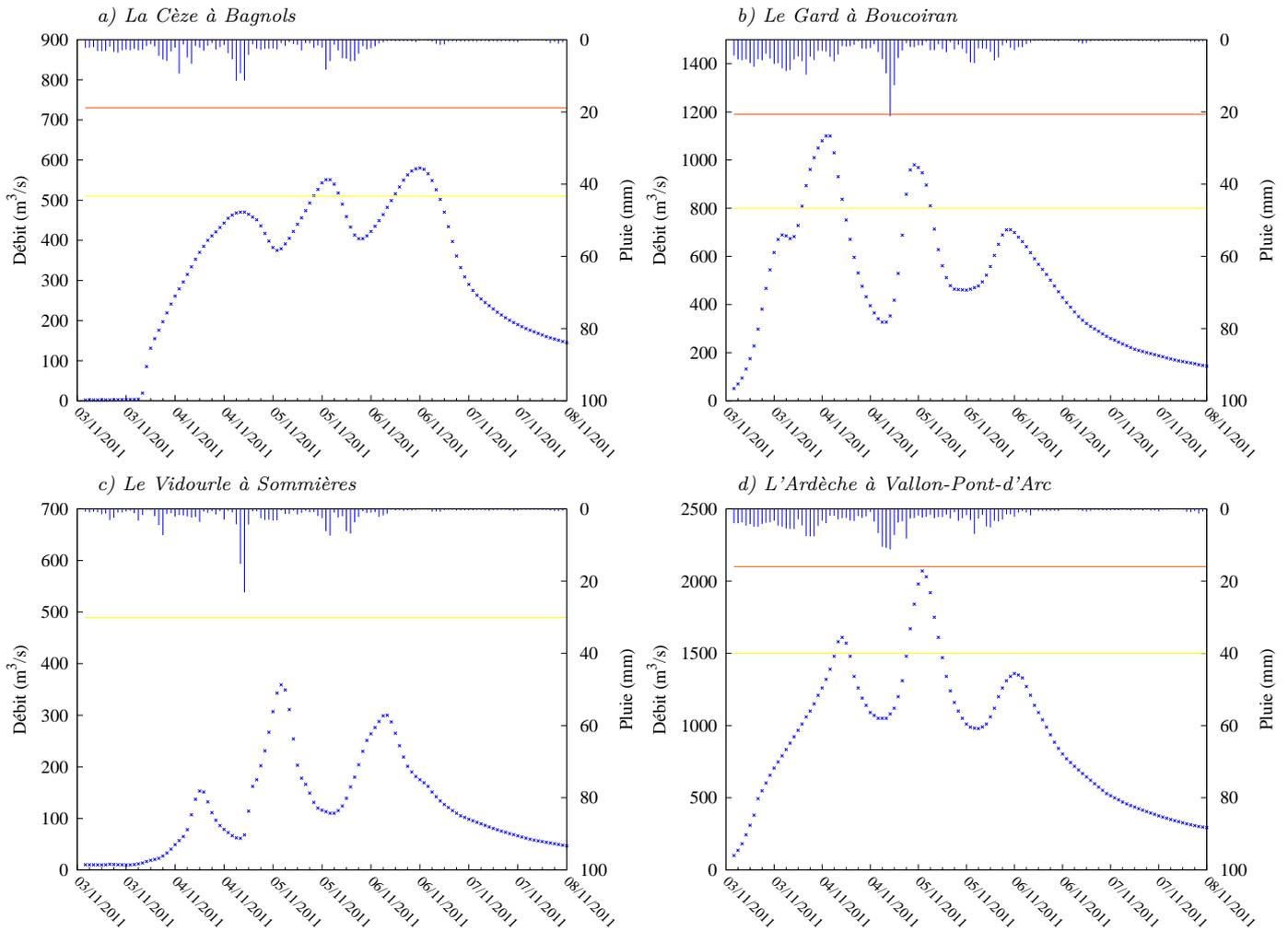


FIGURE 8.2 – Débits observés (en $m^3 \cdot s^{-1}$, croix bleues) des 4 cours d'eau étudiés a) la Cèze à Bagnols, b) le Gardon à Boucoiran, c) le Vidourle à Sommières et d) l'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc du 3 au 8 novembre 2011. Les histogrammes renversés représentent le cumul horaire de pluie moyenné sur le bassin versant. Lorsqu'elles apparaissent, la ligne jaune représente la crue biennale, la ligne orange la crue quinquennale.

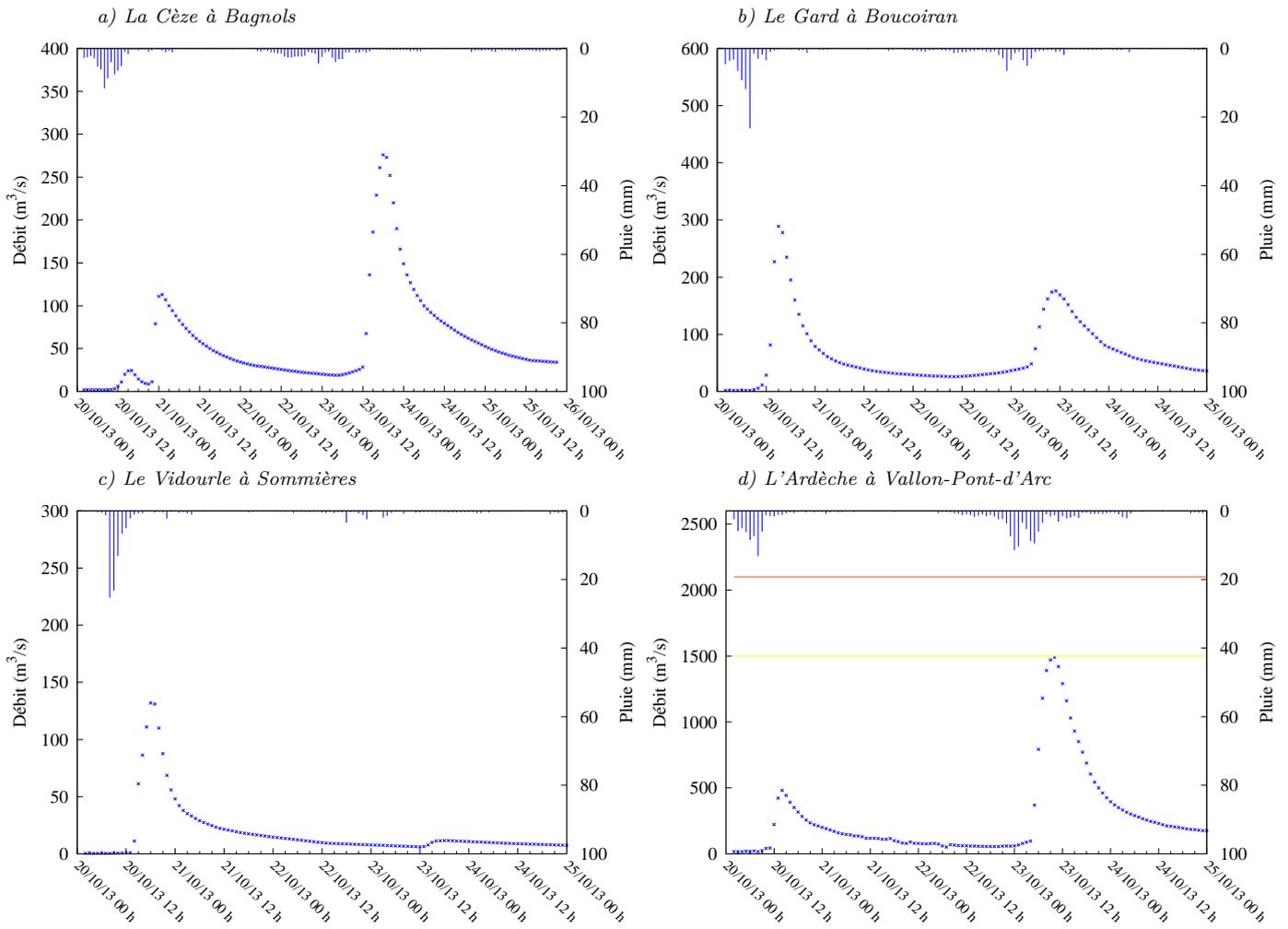
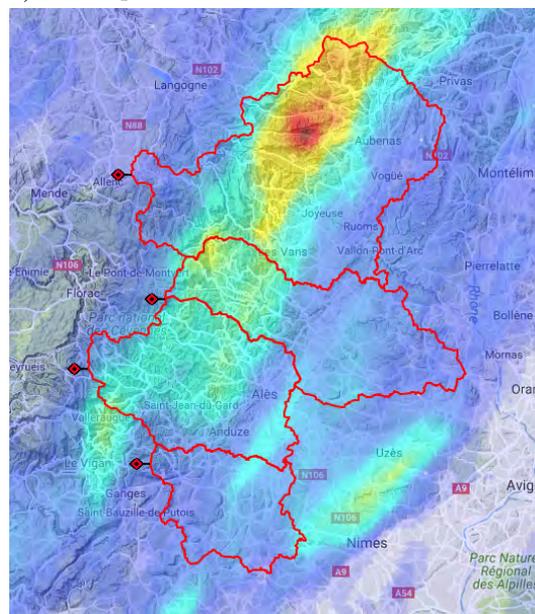
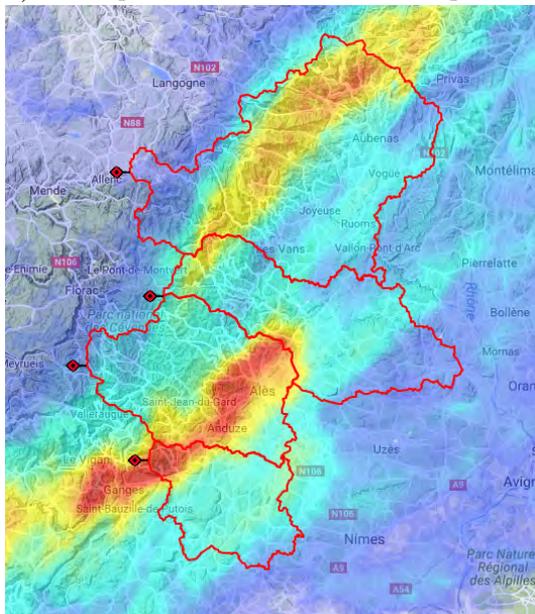
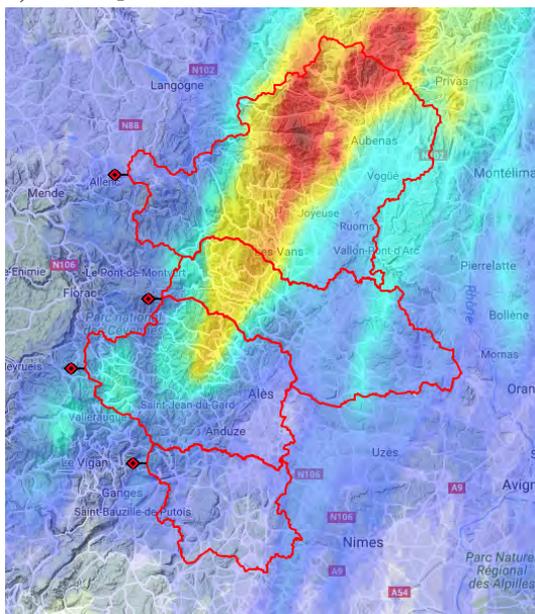


FIGURE 8.3 – Même figure que 8.2 du 20 au 25 d'octobre 2013.

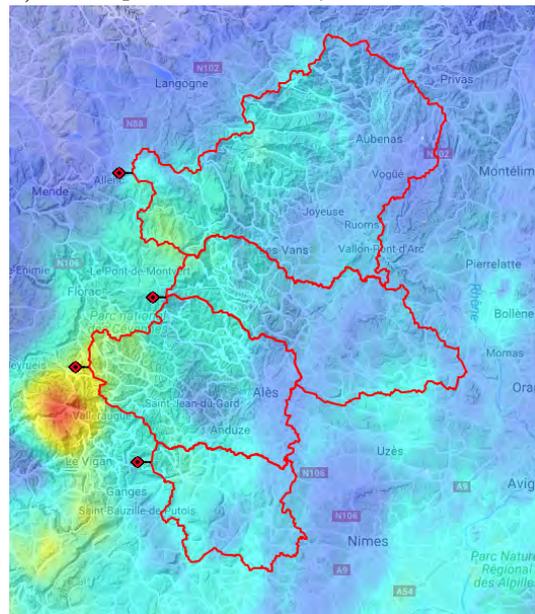
a) Précipitations du 15 au 21 septembre 2014 b) Précipitations du 6 au 15 octobre 2014



c) Précipitations du 2 au 5 novembre 2014



d) Précipitations du 24 au 30 novembre 2014

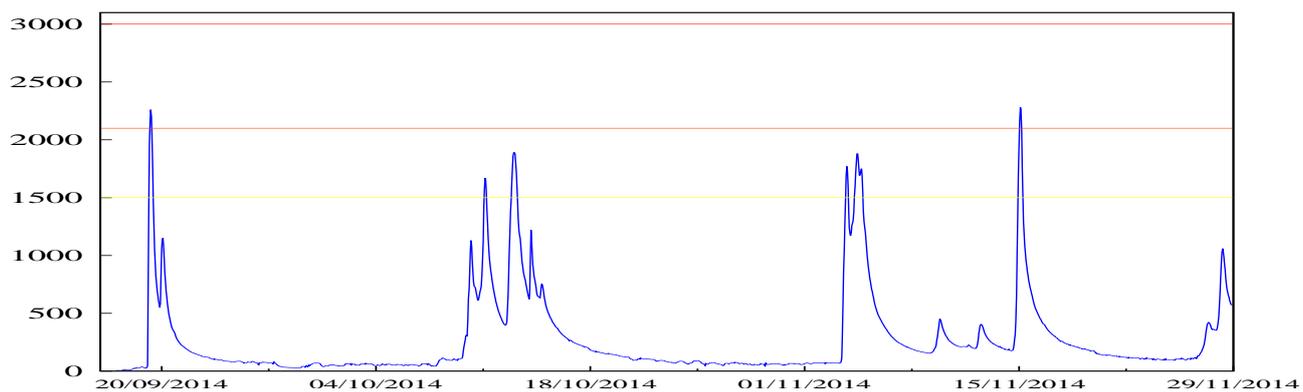


Légende

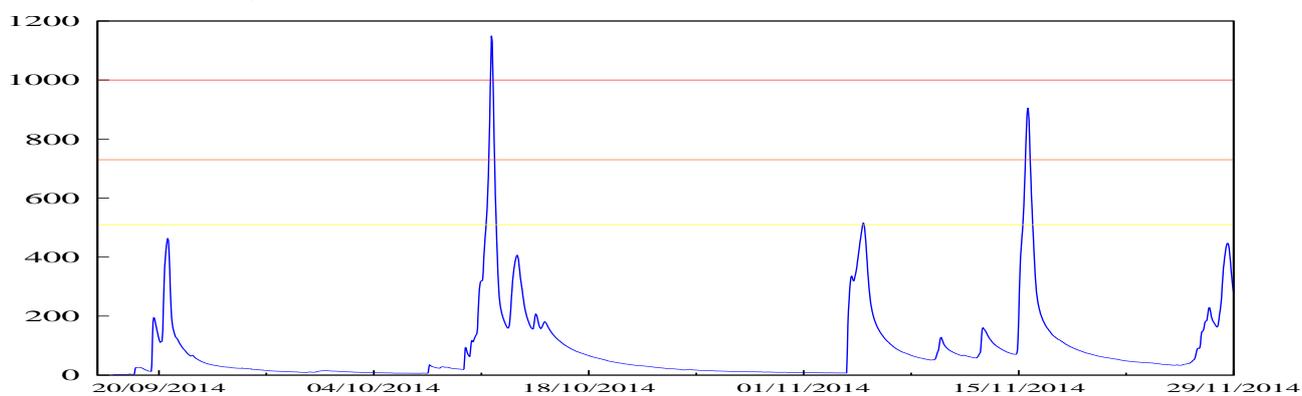


FIGURE 8.4 – Cumuls de pluies issus d'une fusion des données pluviométriques et radar pour les évènements de l'automne 2014 (Source : serveur SEVNOL de l'OHMCV).

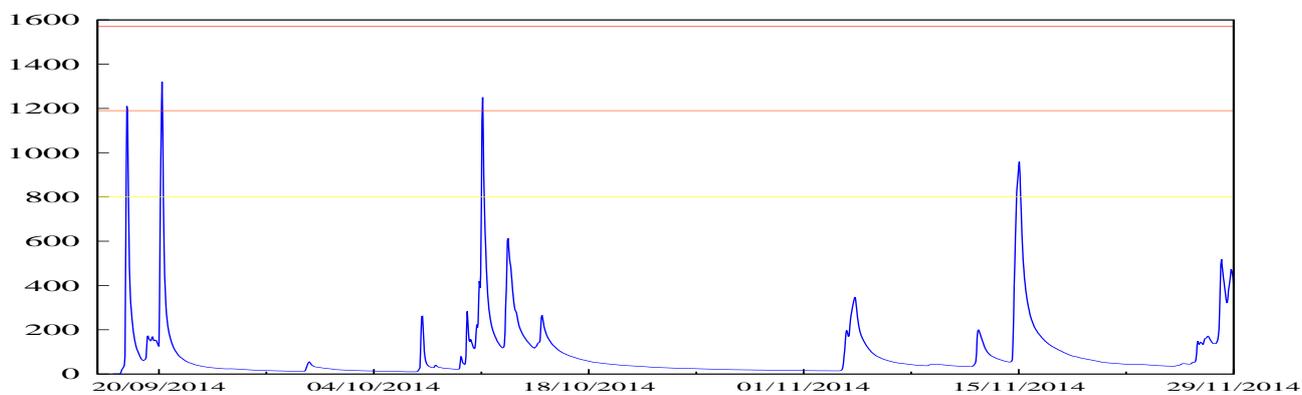
a) *L'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc :*



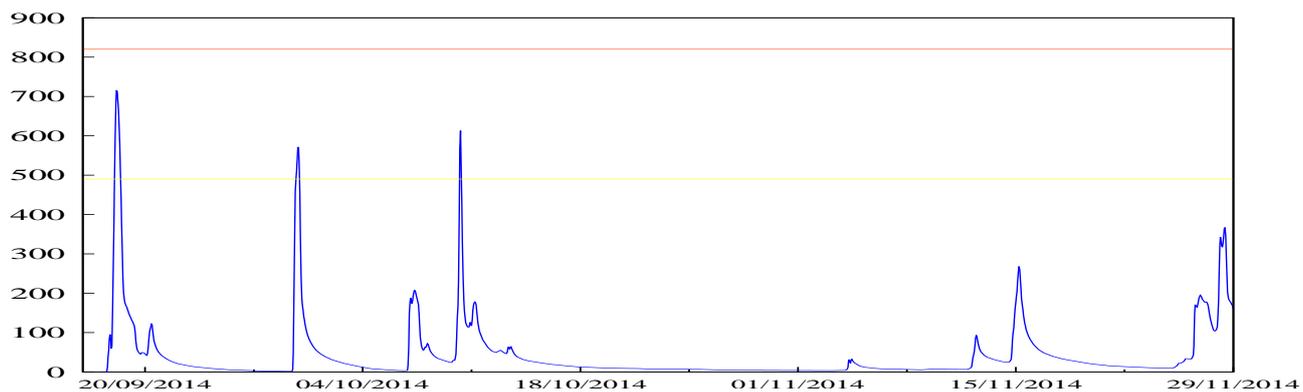
b) *La Cèze à Bagnols :*



a) *Le Gard à Boucoiran :*



a) *Le Vidourle à Sommières :*



Les 3 et 4 novembre 2014, de fortes précipitations orageuses touchent d'abord les Cévennes puis se décalent vers l'est pour affecter les Alpes-Maritimes particulièrement au cours de la journée du 4. Cet évènement a lieu moins d'un mois après celui d'octobre. De forts cumuls sont encore enregistrés sur ces 48 heures, supérieurs à 200 *mm* dans le Gard et de l'ordre de 400 *mm* en Ardèche (397 *mm* à Mayres). Les bassins versants de Bagnols, Boucoiran et Vallon-Pont-d'Arc sont très largement touchés, alors que Sommières est un peu plus épargné (figure 8.4.c). La crue est négligeable sur ce bassin (figure 8.5). Sur les bassins versants de Bagnols et de Boucoiran, les précipitations engendrent de faibles crues le 4 novembre. Sur le bassin versant de Vallon-Pont-d'Arc, la crue est très importante. Un premier pic a lieu le 3 novembre et un second le 4 avec une faible décrue entre les deux.

Fin novembre, un nouvel évènement pluvieux se produit. Les cumuls de pluies sont plus faibles que pour les cas précédents, mais affectent des bassins versants déjà saturés en eau. Les cumuls de pluies ne dépassent pas les 250 *mm* en 4 jours aux stations pluviométriques se trouvant sur les bassins versants d'étude (figure 8.4.d). Les plus fortes pluies ont été observées plus à l'ouest dans l'Aude et les Pyrénées-Orientales avec des cumuls supérieurs à 400 *mm* en 48 heures.

Cet évènement se déroule en deux temps : des pluies les 26 et 27 novembre qui produisent de petits pics de crues sur les quatre bassins versants d'intérêt et d'autres pluies, plus importantes le 28, entraînant, cette fois, la réaction des quatre cours d'eau (figure 8.5).

Ces quatre évènements de l'automne 2014, qui sont particulièrement proches dans le temps, se produisent sur des sols de plus en plus humides.

Chapitre 9

Étude de sensibilité et conception d'un ensemble hydrologique avec le modèle ISBA-TOP

9.1 Résumé de l'article soumis à "Journal of Hydrology"

L'étude de sensibilité présentée ici vise à déterminer quels paramètres hydrodynamiques du modèle ont le plus d'impact sur les simulations de débit. Elle est d'abord menée sur un cas idéalisé afin de négliger l'effet des hétérogénéités des textures de sols, des humidités initiales des sols et des précipitations. Pour trois états initiaux d'humidité des sols (sol sec, sol humide, sol d'humidité intermédiaire), homogènes sur l'ensemble du bassin versant, la sensibilité du modèle ISBA-TOP à ses paramètres hydrodynamiques est testée. La valeur de chaque paramètre est modifiée tout en restant entre les valeurs extrêmes trouvées dans la littérature. Ces expériences ont confirmé que certains paramètres ont plus d'impact que d'autres mais aussi que cet impact dépend de l'état initial du sol. Le rôle important de l'hétérogénéité des textures de sols a été également mis en évidence, montrant qu'une analyse de la sensibilité sur cas réel est nécessaire pour hiérarchiser les paramètres ayant le plus d'impact.

Six évènements (décrits au chapitre 8) passés et quatre bassins versants (décrits dans la section 7.1.2) ont donc constitué l'échantillon de l'étude de sensibilité sur cas réels. Le modèle ISBA-TOP s'est montré le plus sensible aux variations des paramètres contenu en eau à saturation (W_{sat}), conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}) et taux de décroissance de la transmissivité avec la profondeur (M). La corrélation entre les différents paramètres a également été étudiée. Les trois paramètres cités avant peuvent être traités comme indépendants.

Sur la base de ces résultats, un ensemble hydrologique est construit en faisant varier les trois paramètres identifiés et les conditions initiales de sol. Les paramètres sont tirés aléatoirement selon une loi uniforme dans l'intervalle possible pour leurs valeurs. Les champs de conditions initiales d'humidité des sols, eux, sont multipliés par un champ lissé de coefficients aléatoires entre 0,7 et 1,3.

Cet ensemble est comparé à d'autres ensembles définis différemment : un ensemble où tous les paramètres sont perturbés mais pas les humidités initiales du sol, un ensemble où les 3 paramètres sont perturbés mais pas les humidités initiales du sol, un ensemble

où seules les humidités initiales du sol sont perturbées. Les meilleures performances sont obtenues avec l'ensemble où à la fois les perturbations des trois paramètres ayant le plus d'impact et les perturbations des humidités des sols sont combinées. Les meilleurs scores sont obtenus avec un ensemble de 100 membres mais les scores sont peu dégradés lorsqu'on réduit le nombre de membres à 30 ou 50. Ce dernier résultat est à confirmer sur un échantillon plus grand de cas et de bassins.

9.2 “ Ensemble-based flash-flood modelling : Taking into account hydrodynamic parameters and initial soil moisture uncertainties ”

Ensemble-based flash-flood modelling : Taking into account hydrodynamic parameters and initial soil moisture uncertainties

Edouard Simon, Béatrice Vincendon, Véronique Ducrocq

CNRM, UMR 3589 (Météo France, CNRS), 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse cedex, France

Abstract

Intense precipitation events in the Mediterranean often lead to devastating flash floods (FF). FF modelling is affected by several kinds of uncertainties and Hydrological Ensemble Prediction Systems (HEPS) are designed to take those uncertainties into account. The major source of uncertainty comes from rainfall forcing and convective-scale meteorological ensemble prediction systems can manage it for forecasting purpose. But other sources are related to the hydrological modelling part of the HEPS. This study focuses on the uncertainties arising from the hydrological model parameters and initial soil moisture with aim to design an ensemble-based version of an hydrological model dedicated to Mediterranean fast responding rivers simulations, the ISBA-TOP coupled system. The first step consists in identifying the parameters that have the strongest influence on FF simulations by assuming perfect precipitation. A sensitivity study is carried out first using a synthetic framework and then for several real events and several catchments. Perturbation methods varying the most sensitive parameters as well as initial soil moisture allow designing an ensemble-based version of ISBA-TOP. The first results of this system on some real events are presented. The direct perspective of this work will be to drive this ensemble-based version with the members of a convective-scale meteorological ensemble prediction system to design a complete HEPS for FF forecasting.

Keywords: Flash-floods, uncertainty, ensemble, hydrodynamic parameters, initial soil moisture.

1. Introduction

The western Mediterranean region is regularly affected by devastating flash floods (FF) due to heavy precipitation events (Ricard et al., 2012) especially during the autumn months. This affects the lives of thousands of people and cause extensive and costly damage (Llasat et al., 2012; Gaume et al., 2009). Several works intend to improve FF forecasting around the world (recent examples can be found in China (Miao et al., 2016), in the US (Hardy et al., 2016), in Saudi Arabia (Tekeli and Fouli, 2016)...) and around the Mediterranean (Ferraris et al., 2002; Amengual et al., 2008; Vincendon et al., 2011; Vié et al., 2012; Artinyan et al., 2016), for instance in the framework of the international HyMeX (Hydrological cycle in Mediterranean Experiment) program (Drobinski et al., 2014; Ducrocq et al., 2014).

It remains particularly challenging to model and forecast FF. First, rainfall-forcing data are needed at time and space scales relevant to the hydrologic process of interest, typically at least 1 hour/1 km² but the use of sub-hourly rainfall can be beneficial. Rainfall estimates are uncertain (and rainfall forecasts even more) and these uncertainties propagate all along the hydro-meteorological modelling chain (Pappenberger et al., 2005; Zappa et al., 2010). Second, accurate information about initial soil moisture conditions, included the space

*simon.edouard@meteo.fr

distribution among the watershed, is required (Rodriguez-Iturbe et al., 1999) but is seldom well known, especially at kilometric resolutions (Brocca et al., 2008). Then, provided that proper rainfall forcing and initial soil moisture states are available, hydrological models themselves introduce uncertainty. Indeed, some physical processes are not or partially represented by the model equations, many processes are not linear and some of them are subject to threshold effects. Beyond this model structure uncertainty, hydrological models parameters are uncertain (Beven and Binley, 1992; Vrugt et al., 2003; Moradkhani et al., 2005; Refsgaard et al., 2012) too. Consequently, various types of uncertainty affect the whole hydrometeorological modelling chain.

To address this question, Hydrological Ensemble Prediction Systems (HEPS) have been developed, in particular within coordinated initiatives such as COST731 (Zappa et al., 2010), MAP D-PHASE (Rotach et al., 2009) or HEPEX (Hydrological Ensemble Prediction EXperiment, Schaake et al. (2007), Thielen et al. (2008)) among others. Many HEPS are based on the use of ensemble precipitation prediction to drive a hydrological model (Bartholomes and Todini, 2005; Siccardi et al., 2005; Thielen et al., 2009; Vincendon et al., 2011). They do not consider uncertainty inherent in hydrological modelling and initial soil conditions. Data assimilation techniques can be used to reduce or quantify the uncertainty on model states (Abaza et al., 2014; Noh et al., 2014). The uncertainty on hydrological model (structure and parameters) is rather managed through post-processing analysis (Solomatine and Shrestha, 2009; Bogner and Pappenberger, 2011; Biondi, 2012) that consists of adjusting the hydrological model outputs by estimating the probability distribution of the model error. Zalachori et al. (2012) compare several bias correction strategies. A lot of them rely on Bayesian framework (Krzysztofowicz, 1999 ; Todini, 2008 ; Reggiani et al., 2009 among others). Ensemble empirical dressing approaches or regression analysis are also used to post-process model outputs (Olsson and Lindstrom, 2008; Weerts et al., 2011; Boucher et al., 2012; Zalachori et al., 2012; Hashino et al., 2007) among others). Those methods consider the hydrological model uncertainty as a whole or the total chain uncertainty. Using several hydrological models is a way to consider model structure ambiguities (Georgakakos et al., 2004; Velazquez et al., 2010). It is not common however that HEPS are built on the basis of perturbation of parameters (Liu et al., 2012). The relative influence of uncertainties from different sources (initial moisture conditions, model structure or parameters) and the way to consider them to build a HEPS remains an open question in the field of FF modelling (Zhang et al., 2016). Indeed, the physical processes involved in FF generation are small time and space scales ones so they deserve particular attention.

Disentangling the different sources of uncertainty is required to be able to both identify and rank them. The major uncertainty in FF forecasting comes from the rainfall forecasts. The latter can be sampled using convection-permitting meteorological ensemble prediction systems. When focusing on the hydrological uncertainty, an appropriate and simple methodology is to use the hydrometeorological forecasting chain in a simulation mode using observed rainfall forcing fields and considering them as "perfect rain". It thus produces an ensemble discharge simulation from a single rainfall scenario (Mediero et al., 2011). Using this approach, the present study looks at the sensitivity of model outputs to its hydrodynamic parameters and initial soil moisture conditions. The hydrometeorological forecasting chain considered for this study relies on the ISBA-TOP modelling system (Bouilloud et al., 2010). This system is already part of an HEPS that considers the uncertainty on rainfall forcing using multiple members coming from a convection-permitting numerical weather prediction model (Vincendon et al., 2011). The final aim of the present work is to complement this HEPS addressing the issue of hydrological uncertainty (model parameters and initial state).

The first step of the study consists in identifying which parameters have the strongest impact on the discharge simulations. Model parameters are however interrelated, which makes difficult a sampling of the distribution of the different parameters (Liu et al., 2012). Clark et al. (2011) pointed out also that "data uncertainty constrains our ability to discriminate among competing hydrological hypotheses". To overcome these difficulties, a multiple working hypotheses (Fenicia et al., 2008; Clark et al., 2011) framework is used here. The influence of model parameters is studied, first, in a synthetic set-up with "perfect rain" that allows neglecting the uncertainty coming from rainfall inputs and space heterogeneity for instance. This permits to

answer several questions: (i) which parameters have more impact than others on FF modelling? (ii) Does the impact of each individual parameters depend on the initial soil moisture? (iii) Does the heterogeneity of the soil texture need to be considered when evaluating the sensitivity to the parameters? In a second part, the sensitivity analysis is complemented with real events simulations to rank the impact of the various model parameters.

Then, based on the sensitivity analysis results, the most-sensitive model parameters are perturbed together with the initial soil moisture field to produce ensemble discharge simulations. Finally the skill of the proposed ensemble has been assessed. This study will allow to identify the sensitive parameters of a coupled hydrological model and to design an ensemble-based system dedicated to FF modelling based on the parameters and initial conditions uncertainty. This will constitute a component of a more general HEPS dealing also with rainfall uncertainty by the use of a meteorological ensemble. The results and method reported in this paper could be useful for designing others HEPS in the context of FF forecasting.

The outline of this paper is as follows. The model and the methodology are presented in section 2. Results are discussed in section 3. Conclusions and future work are presented in the last section.

2. Data, model and methodology

2.1. ISBA-TOP model and its parameters

The ISBA-TOP system, a physically-based model developed at the French National Centre for Meteorological Research (the acronym in French is CNRM), is a coupling between the land surface model ISBA (Noilhan and Planton, 1989) and TOPODYN (Pellarin et al., 2002), a version of the hydrological model TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), which improves the simulation of flash floods in Mediterranean regions. ISBA is a surface scheme that deals with water and energy budgets on a rectangular domain divided into 1-km^2 meshes. It governs the overall budget across soil columns. The watersheds are described based on a 50m-digital terrain model (DTM). TOPMODEL computes the sub-surface lateral water fluxes and space-time dynamics of the saturated areas using the watershed topography. ISBA-TOP is designed to simulate fields of all the water budget components (evaporation, runoff, soil water contents...). The routing module is based on a geomorphological method (Lay et al., 2008) to transfer water from any point of the catchment to the nearest point of the river and then along the river up to the outlet. It makes use of speeds of transfer on the hillslopes and in the river calibrated by Bouilloud et al. (2010) by a comparison between simulated and observed discharges chronics. The uncertainty that affects this part of the model will be considered in a future work once the new version of this routing module developed by Artinyan et al. (2016) is implemented on the studied region. Bouilloud et al. (2010) fully describe the original version of ISBA-TOP. The version used in this study has been deeply updated from the original version and is described in Vincendon et al. (2016). The ISBA-DF soil multilayer diffusion scheme (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011) is used in this new version. Most of the soil hydrodynamic parameters used in ISBA-TOP can be derived from soil surveys through PedoTransfer Function (PTF) approaches. Even the M parameter that is inherited from the TOPMODEL approach is now derived from the PTF. The two parameters that needed to be calibrated are not used anymore in this new ISBA-TOP version. It thus makes easier using ISBA-TOP for any catchment, especially ungauged small ones, with satisfactory results. Vincendon et al. (2016) discuss the advantages of this new ISBA-TOP version.

Figure 1a shows the simulation domain studied in the present work.

ISBA-TOP relies on the following hydrodynamic parameters:

- the volumetric water content at saturation, W_{sat} , which is reached when all soil pores are filled with water.
- the water content at the wilting point, W_{wilt} , which is reached when there is not enough water in the soil to meet the plant's needs.

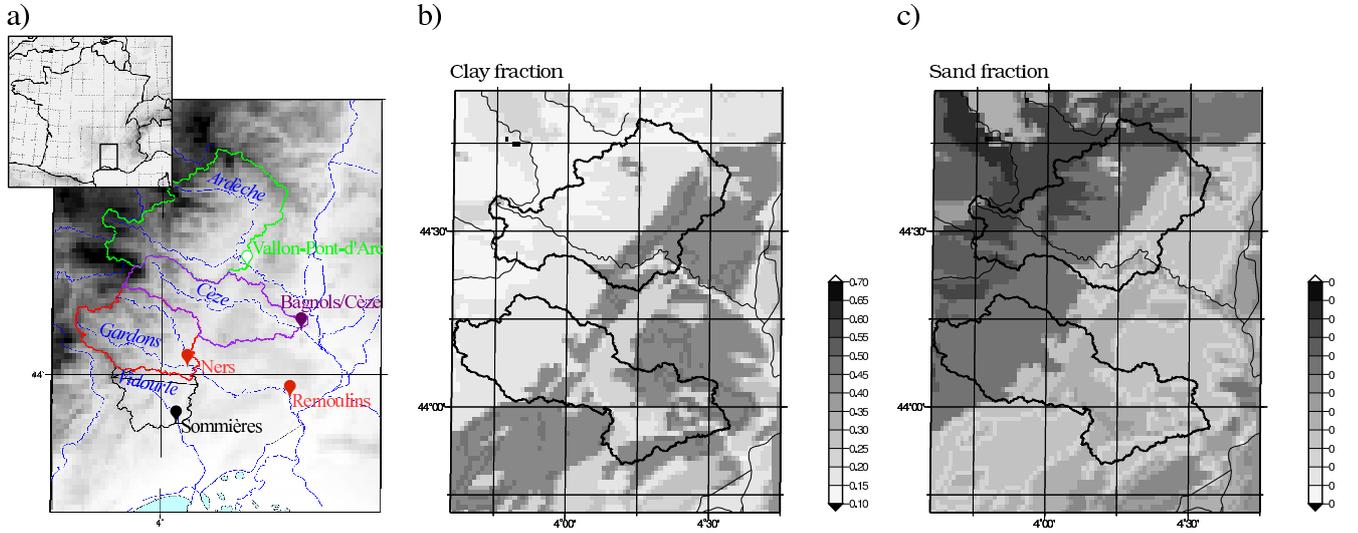


Figure 1: a) Location of the French Cévennes-Vivaraïs region and of its four watersheds. The rivers are the following: the Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc (1930 km^2) in green, the Cèze River at Bagnols (1110 km^2) in purple, the Gardons River at Ners-Boucoiran (1090 km^2) in red and the Vidourle River at Sommières (540 km^2) in black. Note that Gardons River has also an outlet at Remoulins (1860 km^2) used for the synthetic experiments. b) Clay fraction from HWSO on the simulation domain. The contours of Remoulins (south) and Vallon-Pont-d'Arc (north) catchments are plotted as solid black lines. c) Sand fraction from HWSO on the simulation domain.

- the field capacity, W_{fc} , which is the amount of water remaining in the soil after excess water has drained and the downward movement rate has decreased.
- the saturated hydraulic conductivity, K_{sat} , which describes how easily water can move through saturated soil. It characterizes the flow speed for Darcy's law.
- the soil matric potential at saturation ψ_{sat} , which is the potential energy of water in saturated soil. It characterizes the suction energy.
- the parameter b is a dimensionless shape parameter of the soil-water retention curve, which links the matric potential ψ and the soil volumetric water content w using the Brooks and Corey (1966) model together with the relationships from Clapp and Hornberger (1978):

$$\left\{ \begin{array}{l} \psi(w) = \psi_{sat} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^{-b} \\ k(\psi) = K_{sat} \left(\frac{\psi}{\psi_{sat}} \right)^{-\frac{2b+3}{b}} \\ k(w) = K_{sat} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^{2b+3} \end{array} \right. \quad (1)$$

For a given soil water content w , as $\frac{w}{w_{sat}}$ is always lower or equal to 1, the higher b is, the smaller the conductivity of water in the soil is.

- the rate of decrease of the transmissivity, M . For a given soil depth d , the transmissivity at this depth $T(d)$ is given by:

$$T(d) = T_0 e^{-\frac{d}{M}} \quad (2)$$

Parameter	Symbol	Unit	CH78 PTF	CO84 PTF	Range interval
Saturated volumetric water	W_{sat}	m^3/m^3	0.458	0.446	[0.3 ; 0.62]
Water content at field capacity	W_{fc}	m^3/m^3	0.355	0.338	[0.08 ; 0.37]
Wilt water content	W_{wilt}	m^3/m^3	0.210	0.199	[0.01 ; 0.25]
Saturated hydraulic conductivity	K_{sat}	m	2.50×10^{-6}	2.88×10^{-6}	$[0.5 \times 10^{-6} ; 11.5 \times 10^{-6}]$
Saturated soil matrix potential	ψ_{sat}	m	-0.362	-0.279	[-0.45 ; -0.25]
Slope of the retention curve	b	/	7.885	8.025	[5 ; 9]
Rate of transmissivity decrease with depth	M	m	4.37×10^{-2}	4.57×10^{-2}	$[1.75 \times 10^{-2} ; 13.5 \times 10^{-2}]$

Table 1: Values of the hydrodynamic parameters used in ISBA-TOP simulations given with *CH78* (column #4) or *CO84* (column #5) PTFs for 33% of sand and 32% of clay. The upper and lower bounds of the range interval (column #6) come from Decharme et al. (2011), Gupta and Larson (1979), Ratliff et al. (1983) and Wösten et al. (1999), except for M which bounds are given by equation 3.

with T_0 the transmissivity at the soil surface (that is linearly linked to $k(w)$ at the soil surface) and M given by:

$$M = \frac{W_{sat} - W_{fc}}{4} \quad (3)$$

This formulation of M comes from the original coupling ISBA-TOP (Bouilloud et al., 2010), 4 is the default value for the exponential decay factor of the saturated hydraulic conductivity. So the lower M is, the lower the transmissivity $T(d)$ is.

The values of these soil hydrodynamic parameters are derived from soil surveys through PedoTransfer Function (PTF) approaches. Several sets of PTFs were proposed in past studies. Clapp and Hornberger (1978) but also Cosby et al. (1984), Carsel and Parrish (1988) and Wösten et al. (1999), among others, related soil hydrodynamic parameters to the soil fraction of sand, silt and clay and organic matter content. Two of those sets are implemented in ISBA-DF: Clapp and Hornberger (1978) and Cosby et al. (1984) ones referred to herein as *CH78* and *CO84* respectively for succinctness (see Appendix A for a detailed description). They both link each hydrological parameter to the percentage of sand and a percentage of clay.

Table 1 gives an example of the values of the hydrodynamic parameters for a given percentage of sand and clay for *CH78* and *CO84* PTFs so has to inform about the gap between the values obtained with both PTFs. The range interval informs about the minimum and maximum values. It has been obtained from the literature about field experiments.

2.2. Sensitivity experiments

2.2.1. Synthetic framework

Clark et al. (2011) recommended a multiple-hypotheses framework to enable testing individual modelling options in order to attribute differences of the overall model performance to a specific modelling decision. The aim of the present experiments is to assess i) if some parameters have more impact than others, ii) if the impact of each individual parameters depends on the initial soil moisture, and iii) if the heterogeneity of the soil texture has to be considered in the sensitivity analysis. Those issues are adressed using a synthetic configuration for ISBA-TOP simulations, much simpler than real events configuration. A first advantage is to neglect of data dependency (resolution, uncertainty...), another is that it allows running the ISBA-TOP model many times at a low computational cost. Indeed, rainfall, soil characteristics and initial soil moisture are homogeneous so fewer exchanges occur within the model meshes so it runs more rapidly. Vincendon et al. (2010) used such a synthetic framework for studying the benefit of using ISBA-TOP original coupling rather than ISBA alone based on experiments using a single catchment with uniform soil texture, and homogeneous initial and forcing conditions. This allowed highlighting the processes that are better represented in the coupled system. In the present work, the same synthetic framework is used:

- a 50-m resolution Digital Terrain Model (DTM) is used to determine the topography of the watershed,
- a uniform soil texture is imposed,
- the initial soil moisture is set homogeneously,
- the rainfall forcing is a uniform rainfall rate over the whole watershed during a single rainy event lasting 20 hours with an intensity of $18mm.h^{-1}$.

The sensitivity studies vary the hydrodynamic parameters, the initial soil moisture content and the soil texture, according to the multiple-hypotheses enunciated above. The sensitivity to the routing module, which manages the transfer of runoff water from a point of a catchment to its outlet, is not considered here (see section 2.1).

Synthetic experiments					
Experiment name	Baseline PTF	Rainfall	Soil textures	Watersheds	Modified param
A_{CTRL}	$CH78$	20-h uniform rain, $18mm.h^{-1}$	Uniform	Remoulins, Vallon-Pont-d' Arc	None
A_{CO84}	$CO84$	20-h uniform rain, $18mm.h^{-1}$	Uniform	Remoulins, Vallon-Pont-d' Arc	None
AH_{CTRL}	$CH78$	10-h uniform rain, $36mm.h^{-1}$	from HWSD	Remoulins, Vallon-Pont-d' Arc	None
AH_{CO84}	$CO84$	10-h uniform rain, $36mm.h^{-1}$	from HWSD	Remoulins, Vallon-Pont-d' Arc	None
$A_{W_{sat}}(i = 1..6)$	$CH78$	20-h uniform rain, $18mm.h^{-1}$	Uniform	Remoulins	W_{sat}
$A_{W_{fc}}(i = 1..6)$	"	"	"	"	W_{fc}
$A_{W_{wilt}}(i = 1..6)$	"	"	"	"	W_{wilt}
$A_{b_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	b
$A_{\psi_{sat}}(i = 1..6)$	"	"	"	"	ψ_{sat}
$A_{K_{sat}}(i = 1..6)$	"	"	"	"	K_{sat}
$A_{M_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	M
Real event experiments					
Experiment name	Baseline PTF	Rainfall	Soil textures	Watersheds	Modified param
$CTRL$	$CH78$	Radar QPE	from HWSD	Sommières, Ners Bagnols, Vallon-Pont-d' Arc	None
$W_{sat_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	W_{sat}
$W_{fc_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	W_{fc}
$W_{wilt_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	W_{wilt}
$b_i(i = 1..6)$	"	"	"	"	b
$\psi_{sat_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	ψ_{sat}
$K_{sat_i}(i = 1..6)$	"	"	"	"	K_{sat}
$M_i(i = 1..6)$	"	"	"	"	M

Table 2: Characteristics of the experiments.

Table 2 lists the experiments. For each experiment, three initial soil moisture conditions are considered:

- very low to simulate very dry or water stress soils ($SWI = 0$), or
- intermediate ($SWI = 0.5$), or
- equal to W_{fc} to consider wet initial soils ($SWI = 1$)

with SWI, the soil water index:

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}} \quad (4)$$

Using SWI allows initializing the same moisture conditions regardless of the soil texture.

The importance of the initial soil moisture is first pointed out comparing the two PTF sets for ISBA-TOP simulations. A control experiment, called A_{CTRL} , is performed with ISBA-TOP using $CH78$ PTF. The same using $CO84$ PTF is called A_{CO84} . The sensitivity to the watershed morphology is evaluated using two different watersheds: the Gardons River at Remoulins and the Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc. The latter is a round-shaped catchment contrary the first one, which is more elongated. The fraction of clay and sand are set to an averaged value (33% of sand and 32% of clay for the Cévennes region), uniformly over the whole watershed, except for AH_{CTRL} and AH_{CO84} . For these experiments, the uniform soil texture is replaced by the HWSD (Harmonized World Soil Database) (Nachtergaele et al., 2008) database soil texture at each grid mesh. The resolution of the HWSD database is 1-km. AH_{CTRL} and AH_{CO84} allow studying the sensitivity to the soil texture variability. Figure 1bc shows the fraction of clay and sand over the simulation domain.

To study the sensitivity to the hydrodynamic parameters, a series of experiments are performed. The parameters are modified using 6 values equally spaced within their corresponding range and one parameter at the time. The min-max range is given in Table 1 for each parameter. Those experiments are called with the name of the modified parameter and index from 1 to 6. This approach is a low cost simplistic one but it allows benefiting from the past studies on the parameters values. The parameters' covariance is considered *a posteriori* computing an inter-correlation.

To assess the sensitivity, statistical scores are computed for each experiment with respect to the A_{CTRL} experiment (see Appendix B for their definition). The scores allow characterizing the difference between each experiment and the reference.

2.2.2. Real-events configuration

The sensitivity study is then pursued using real event experiments. This allows confronting the simulated discharges with measurements, keeping in mind that the latter are also uncertain. Four watersheds of the Cévennes Vivarais area have been considered: the Vidourle River at Salinelles, the Gardons River at Boucoiran, the Cèze River at Bagnols and the Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc (see Figure 1 a).

The model configuration is the same as the one of the synthetic A experiments, except that the soil texture comes from the HSWD database and the land cover type comes from the ECOCLIMAP-II physiographic data (Faroux et al., 2013; Masson et al., 2003). Soil moisture is initialized by the hydrometeorological SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) analysis (Habets et al., 2008). SIM provides hourly SWI and soil temperatures at 8 km resolution over France. These data are disaggregated over a 1 km x 1 km grid over the Cévennes domain (simply giving to the 1km-meshes the value of the corresponding 8km-mesh) and serve as initial soil conditions for ISBA-TOP simulations. However, ISBA-TOP simulations are started two days before the beginning of the heavy precipitation events to allow the soil water conditions to be balanced before the event. This 2-day spin-up delay has been deduced by Bouilloud et al. (2010). Finally, ISBA-TOP is driven with 1 km² quantitative precipitation estimates that come from a merging of radar data and raingauges measurements (Laurantin, 2008).

Several recent real events have been selected from 2011 to 2014 (see Table 3). The events have been chosen to sample the variety of rainfall intensity and duration as well as the hydrological response of the rivers encountered in the area. Table 3 also inform about the antecedent soil moisture conditions. In this region, amounts of rainfall of more than 200 mm in 24 h are collected at least once a year. The 2-years return periods for specific discharges are between 0.48 m³.s⁻¹.km⁻² (for the Cèze River at Bagnols) and 0.76 m³.s⁻¹.km⁻² (for the Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc).

For each event, a reference experiment, hereafter called $CTRL$, consists in using ISBA-TOP with the $CH78$ PTF and the associated M value. Then the values of each parameter are varied within their range interval as in the synthetic experiments using the same six multiplicative coefficients. The names chosen for each experiments are given in Table 2.

As some of the hydrodynamic parameters are interrelated, it is needed to study the correlation between

Number	Date	Maximum observed rainfall	Maximum observed specific peak discharge ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	Antecedent averaged SWI
1	26-29 November 2014	494 mm in 48h	0.54	1.06
2	03-06 November 2014	397 mm in 36h	0.96	0.86
3	09-13 October 2014	425 mm in 48h	1.03	0.79
4	17-21 September 2014	540 mm in 96h	1.16	0.44
5	20-25 October 2013	232 mm in 24h	0.76	0.66
6	03-09 November 2011	910mm in 120h	1.06	0.74

Table 3: Flash-flood events.

each pair of parameters. Instead of computing a classical correlation coefficient between two hydrographs, a likelihood measure including various types of criteria has been chosen. The LNP score, described by Roux et al. (2011) (Appendix B), is thus used to assess the inter-correlation between the sensitivity experiments of Table 2 in the real events configuration. LNP has been computed between each sensitivity simulation (from W_{sat1} to M_6 in Table 2) and all the 41 others, for each real event and each catchment. The mean value of LNP for all the events and catchments is then computed for a given sensitivity simulation.

$$\overline{LNP} = \frac{1}{E} \sum_{e=1}^E LNP_e \quad (5)$$

where LNP_e is the LNP for a given simulation, a given event and a given catchment. E is the total number of simulations for a given parameter and a given multiplicative coefficient ($E = 24 = 6 \text{ events} \times 4 \text{ catchments}$.) So a value of \overline{LNP} is obtained for a parameter and a multiplicative coefficient.

3. Results of the sensitivity experiments

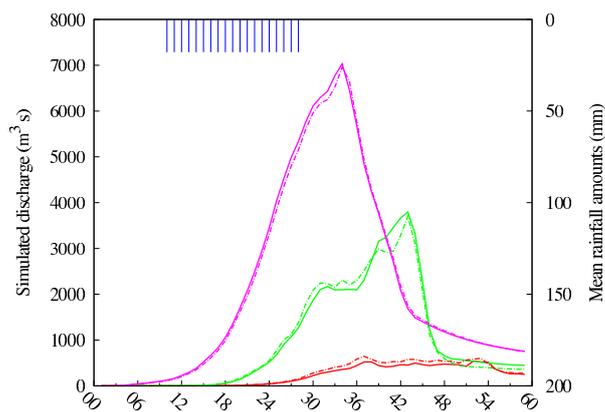
3.1. Synthetic framework

Figures 2 a) and c) show the simulated discharges from the three different soil moisture states for A_{CTRL} and A_{CO84} experiments for the Remoulins catchment and for the Vallon-Pont-d’Arc, respectively. The initial soil moisture has a large impact on the hydrological response both in terms of dynamics and peak flow amplitude as obviously expected. On the contrary, changing the PTF function has a slight impact on the simulated discharges for the two watersheds.

Using $CO84$ instead of $CH78$ leads to a slight increase of the simulated discharge for dry soils ($SWI = 0$ or at the beginning of the simulation starting from $SWI = 0.5$) whereas the opposite impact is obtained for moist soils ($SWI = 1$ or in the second part of the simulation starting from $SWI = 0.5$). Considering the realistic soil heterogeneity given by HWSD database instead of a uniform soil texture changes slightly those conclusions (Figure 2 b and d): first, $CO84$ PTF simulations show lower discharges than the $CTRL$ PTF; secondly, the difference in peak amplitude using $CTRL$ or $CO84$ is higher with HWSD soil textures than with the uniform soil textures especially for simulations starting from $SWI = 1$. For instance, the comparison of the A_{CTRL} and AH_{CTRL} experiments (*i.e.* with a uniform soil and with HWSD soil texture respectively) for Remoulins catchment and $SWI=0.5$ shows different hydrographs. This can be explained by the HWSD soil texture shown in Figure 1 (*b* and *c*). The highest part of the Remoulins catchment (north-western part) is mainly sandy whereas the fraction of clay is higher in the lowest part of the catchment (south-eastern part). This gradient of soil texture implies a different hydrological behaviour along a northwest-southeast axis.

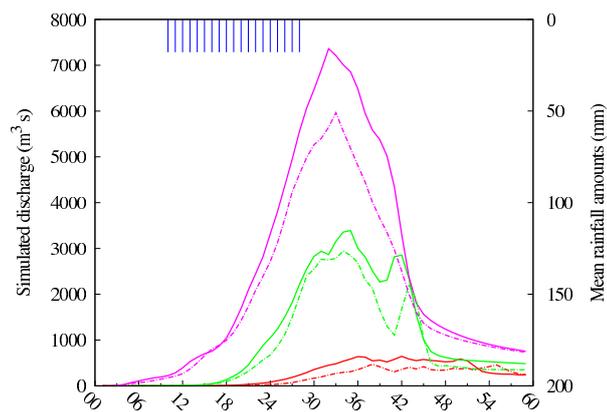
a) Remoulins catchment

A_{CTRL} vs A_{CO84}



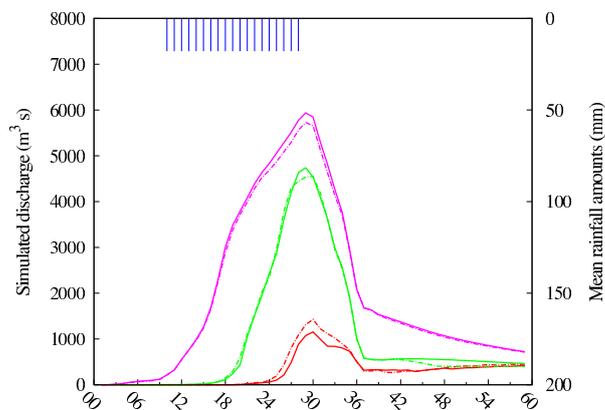
b) Remoulins catchment

AH_{CTRL} vs AH_{CO84}



c) Vallon-Pont-d'Arc catchment

A_{CTRL} vs A_{CO84}



d) Vallon-Pont-d'Arc catchment

AH_{CTRL} vs AH_{CO84}

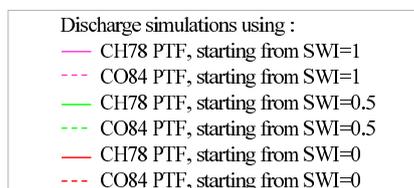
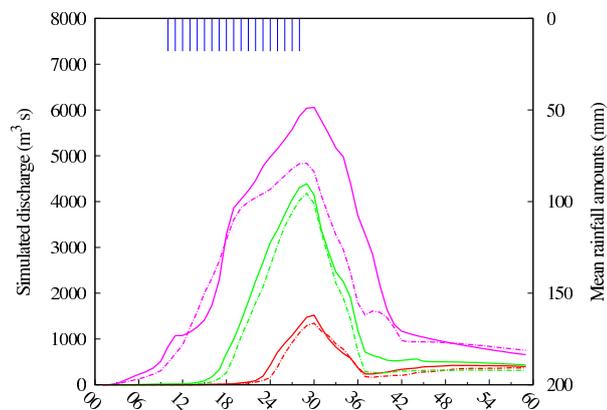


Figure 2: Discharges simulated by ISBA-TOP from three different initial soil moisture conditions: $SWI = 0$ (in red), $SWI = 0.5$ (in green) and $SWI = 1$ (in pink) for A_{CTRL} [AH_{CTRL}] (solid lines) and A_{CO84} [AH_{CO84}](dashed lines) in the left[right] column. The reverse histogram represents the hourly rainfall averaged over the catchment.

These synthetic experiments show that: both *CH78* and *CO84* PTFs used in ISBA-TOP lead to close results for the two watersheds. The same is obtained when varying the forcing field, reducing the duration of the rainfall and increasing the rainfall intensity (not shown). Only the soil texture heterogeneity leads to differences in peak flows amplitude.

The differences between *A_CTRL* results and the experiments where a single hydrodynamic parameter is varied are compared to assess the impact of each parameter individually on discharge simulation. Figure 3 illustrates the scores obtained for the experiment series varying *Wwilt* (A_{Wwilt_i}).

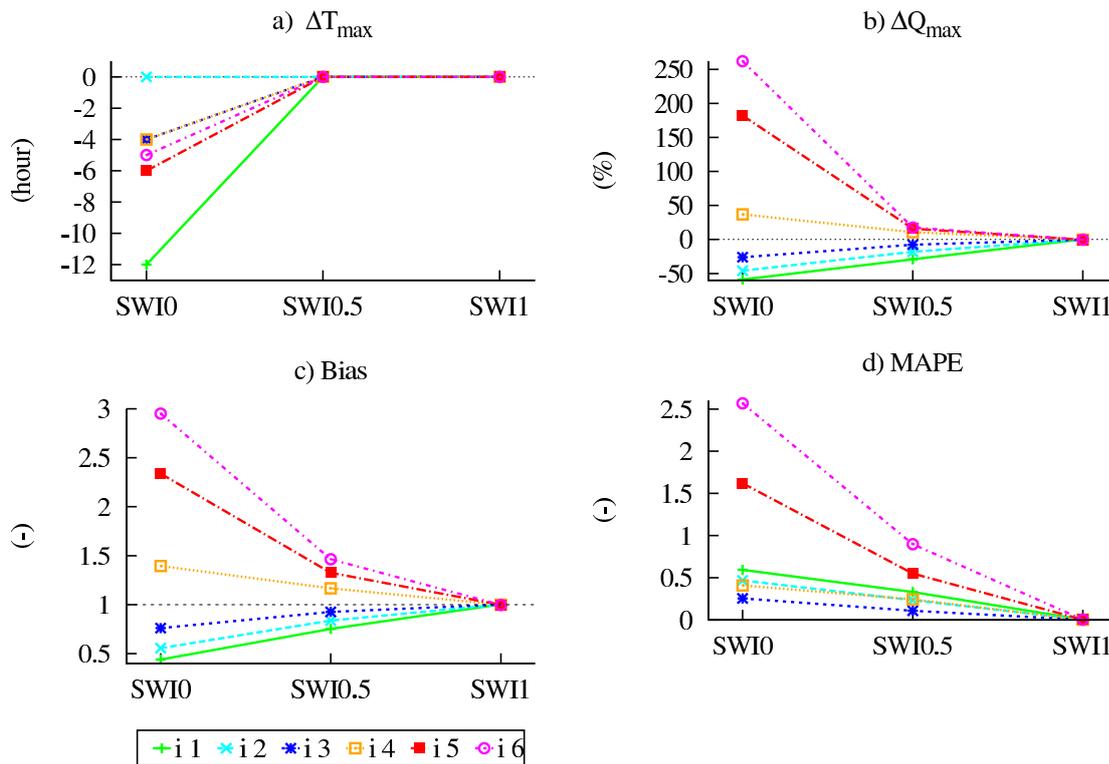


Figure 3: Scores for A_{Wwilt_i} experiments ($i = 1..6$).

The largest impact is obtained when $SWI = 0$ initially. This is also true for all the other experiments series. The comparison between each parameter impact is thus shown here for initial $SWI = 0$ only (Figure 4). The parameters K_{sat} and W_{sat} have the highest impact for the four scores whereas b and ψ_{sat} have the lowest one. M and Wfc have very low impact for the peak amplitude, bias and *MAPE* scores but varying their values has an impact on the timing of the flow peak. The impact of $Wwilt$ is lower than the one of K_{sat} or W_{sat} but remains quite high. To sum-up, the differences are higher for initial $SWI = 0$, and parameters K_{sat} and W_{sat} have the highest impact on discharge simulations. The impact of W_{sat} was expected of course since its value conditions the soil storage capacity and is a threshold over which water runs off rather than being stocked. The lower W_{sat} is, the less the soil can stock water. The impact of K_{sat} is due to its involvement in Darcy's law. Water hardly infiltrates the soil for low values of K_{sat} , which favours Horton runoff. On the contrary, high values of K_{sat} make easy water infiltration and the saturation level can be reached rapidly depending on the soil water content and the recharge value. In this case, Dunne runoff is favoured. However, as the soil texture heterogeneity is crucial for the hydrological response of the watershed, the respective impact of the parameters has to be confirmed and ranked using real events, which exhibit heterogeneities.

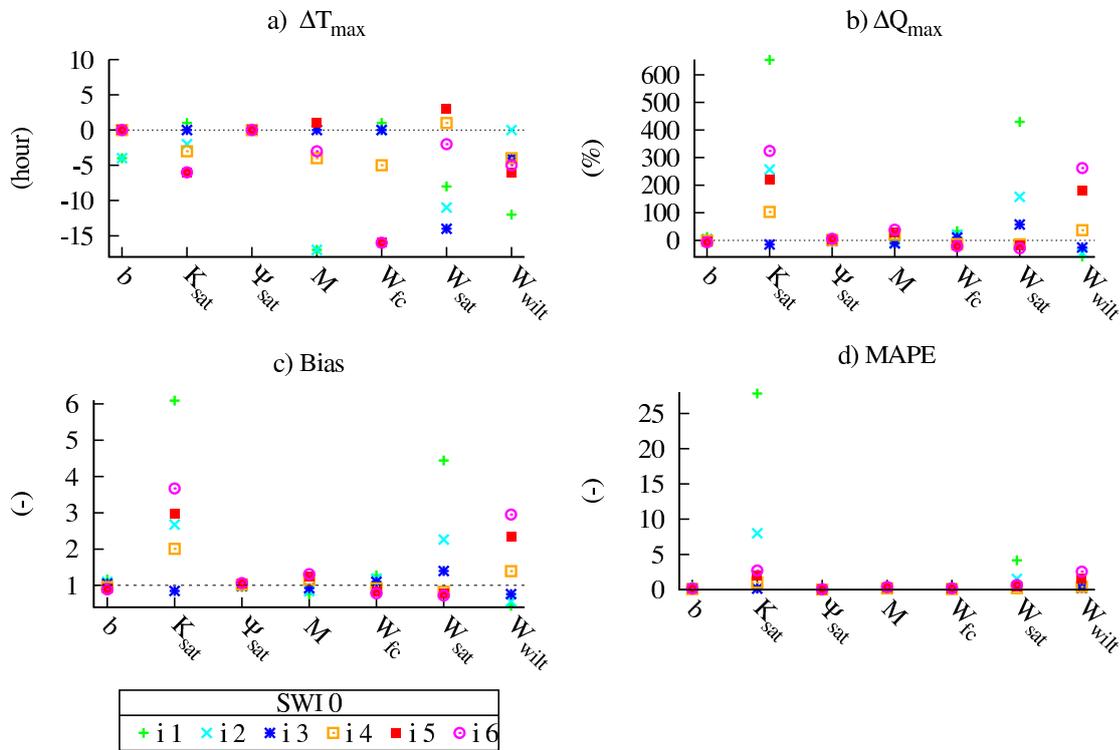


Figure 4: Scores for all the synthetic experiments varying the parameters for initial SWI=0.

3.2. Real-events experiments

Figure 5 illustrates the simulated discharges for event #6 and the Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc. First, varying the parameters does not change the peaks timing, which is controlled by the routing module of ISBA-TOP. On the contrary, the peak amplitudes can be strongly modified when some of the parameters are modified. The parameters K_{sat} and W_{sat} have the highest impacts, as found previously with the synthetic case. Varying the other parameters does not change much the flow peak amplitude, except for M .

The same scores are computed as for the synthetic experiments, except the reference, which is given by observations. Figure 6 shows an example for the event #3 and the catchment of the Gardons River at Ners. For this event and this catchment, the difference of phase, ΔT_{max} , remains very low regardless of the simulation (Fig. 6a). W_{sat} is the parameter whose modification has the highest impact on the flow peak amplitude (Fig. 6b), but also on the whole hydrograph (Fig. 6c and d). M values have a significant impact on the amplitude of the peak flow (ΔQ_{max}) but almost no effect on the other scores. The impact of K_{sat} is visible on the ΔQ_{max} and the $BIAS$ scores. This ranking of the impact of the parameters depends however on the event, catchment and considered score.

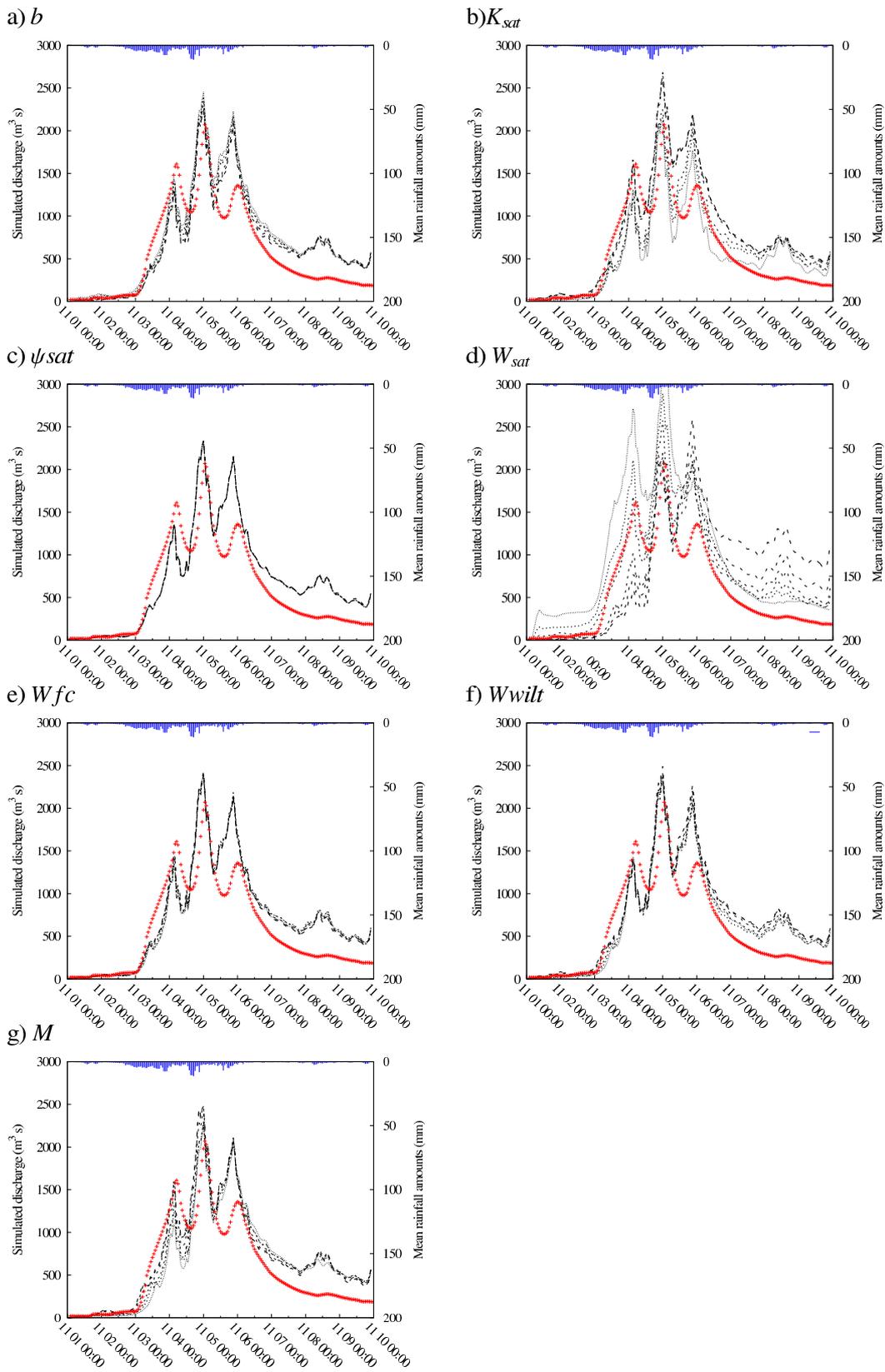


Figure 5: Discharge time series observed (red crosses) and simulated from the experiments varying the value of each parameter (grey lines) for the event #6 for the Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc. The reverse histogram represents the hourly rainfall averaged over the catchment.

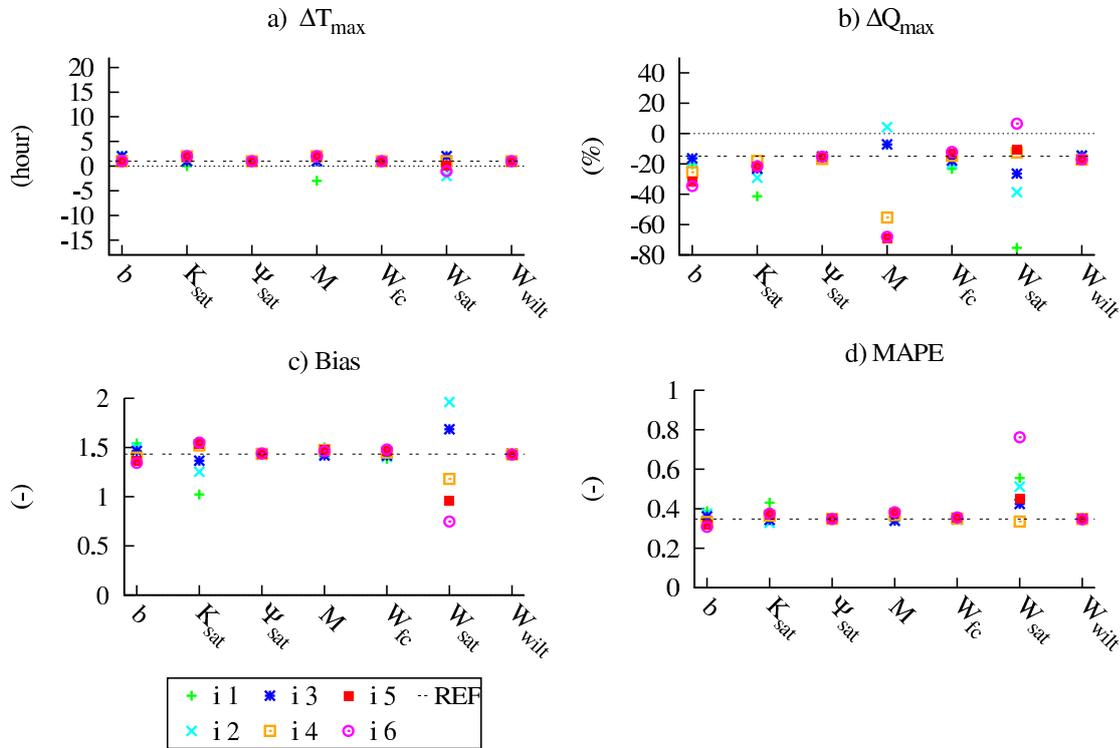


Figure 6: Scores obtained for all the sensitivity experiments with $i = 1..6$ for the event #3, for the Gardons River at Ners.

Figure 7 synthesizes the distribution (box plots) of MAPE scores by parameter, for all the events and all the catchments. Clearly K_{sat} and W_{sat} are the parameters that have the largest impacts followed by M . Same ranking is obtained for ΔQ_{max} and $BIAS$ scores (not shown).

LNP has been used to assess the inter-correlation between the hydrographs simulated for each sensitivity simulation (from W_{sat1} to M_6). Figure 8 represents \overline{LNP} between a given sensitivity simulation (in the x-axis) and another one (in y-axis) for all catchments and events. Low values are plotted in red or black colours whereas high values are in green or white. The simulations varying K_{sat} or W_{sat} give hydrographs little correlated with the ones produced by experiments varying the other parameters. The simulations varying M also show low \overline{LNP} . On the contrary, the other experiments lead to close results since \overline{LNP} values are close to one.

To sum-up, varying the parameters within their range interval leads to significant different hydrographs for K_{sat} , W_{sat} and M . Each of those three parameters indeed are involved in runoff production. W_{sat} constitutes clearly a threshold: if the soil water content exceeds W_{sat} , runoff is produced. So low values of W_{sat} favour saturation runoff production. The impact of K_{sat} is more complex and less linear. Infiltration excess overland flow is favoured for the low values of this parameter whereas saturation excess runoff is eased for high values of K_{sat} . The prevailing process depends of the value of the antecedent soil moisture. Last, M impacts the soil water vertical motion and lateral fluxes. As a consequence, high values of M lead to a rapid saturation of watersheds downstream areas where saturation excess runoff can occur.

4. Probabilistic modelling system

4.1. Design of an ensemble modelling system

An ensemble modelling system is designed based on the results of the previous sensitivity study: (i) only the parameters that have a high impact on the hydrological response are perturbed and (ii) the initial soil

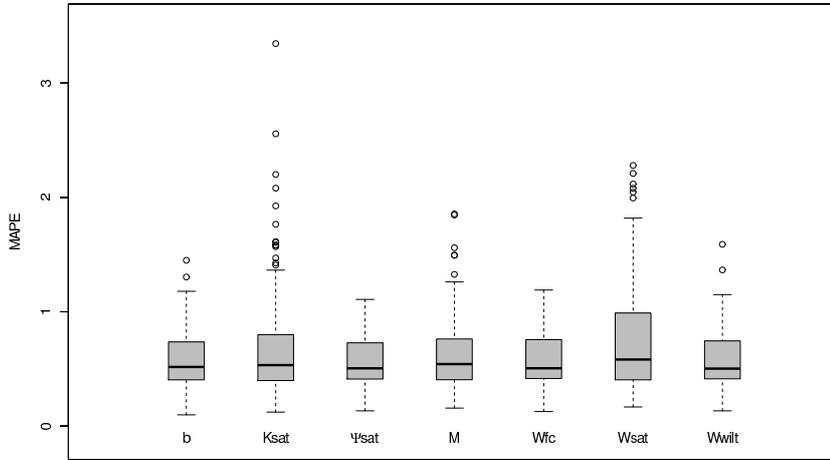


Figure 7: MAPE for all the real events experiments with $i = 1..6$ and for all the catchments.

moisture is perturbed together with the parameters.

4.1.1. Perturbation of parameters

The parameters are randomly perturbed within their range interval, following a uniform distribution. The physical coherence of each parameter is kept however (for instance, $W_{wilt} < W_{fc} < W_{sat}$). In a first ensemble that is called *AP* ensemble, all the parameters described in section 2.1 are perturbed. In another ensemble called *3P*, the three most sensitive parameters (K_{sat} , W_{sat} and M) are perturbed. Comparing both ensemble aims at verifying that the skill is not deteriorated when perturbing only the three parameters that have the highest impact. For each method, a hundred of perturbed parameter datasets are used to produce an ensemble of 100 simulations.

4.1.2. Perturbation of initial soil moisture

The method designed by Bouttier et al. (2015) to generate perturbation of the surface fields of the meteorological ensemble prediction system AROME-EPS is used here for the soil moisture field. Indeed, as ISBA is part of the surface scheme of AROME, it seems consistent to use the same method for ISBA-TOP. The perturbation spatial pattern (random numbers uniformly distributed over the domain) is smoothed in order to obtain two-dimension isotropic gaussian auto-correlations. Each grid point has a gaussian distribution with spatially constant mean and standard deviation. The mean is a random value between 0.7 and 1.3. This range has been tuned. Several ranges have been tried. A too narrow range produces perturbed fields close to the original one. On the contrary, for a wide range, the physical limits of the fields are reached too easily. Figure 9 provides an example of perturbation fields that are generated. The soil moisture field is multiplied by this random field. Note that the values are not allowed to be greater than W_{sat} .

The ISBA-TOP simulations always start two days before the beginning of the studied events since a 2-day spin-up is observed before reaching the soil moisture balance in real-event configuration (Bouilloud et al., 2010). The soil moisture field is randomly perturbed after this 2-day adaptation. First, an ensemble of hundred simulation members (called *CDI*) is obtained from 100 perturbed initial moisture fields. Then, another ensemble of 100 members is built combining the perturbed initial conditions and the three model parameters perturbations (called *3PCDI*). The latter consists in perturbing randomly and independently initial conditions and each of the three sensitive parameters 100 times to approximate a proper sampling of the uncertainty; it is not a selection within the *3P* and *CDI* ensembles.

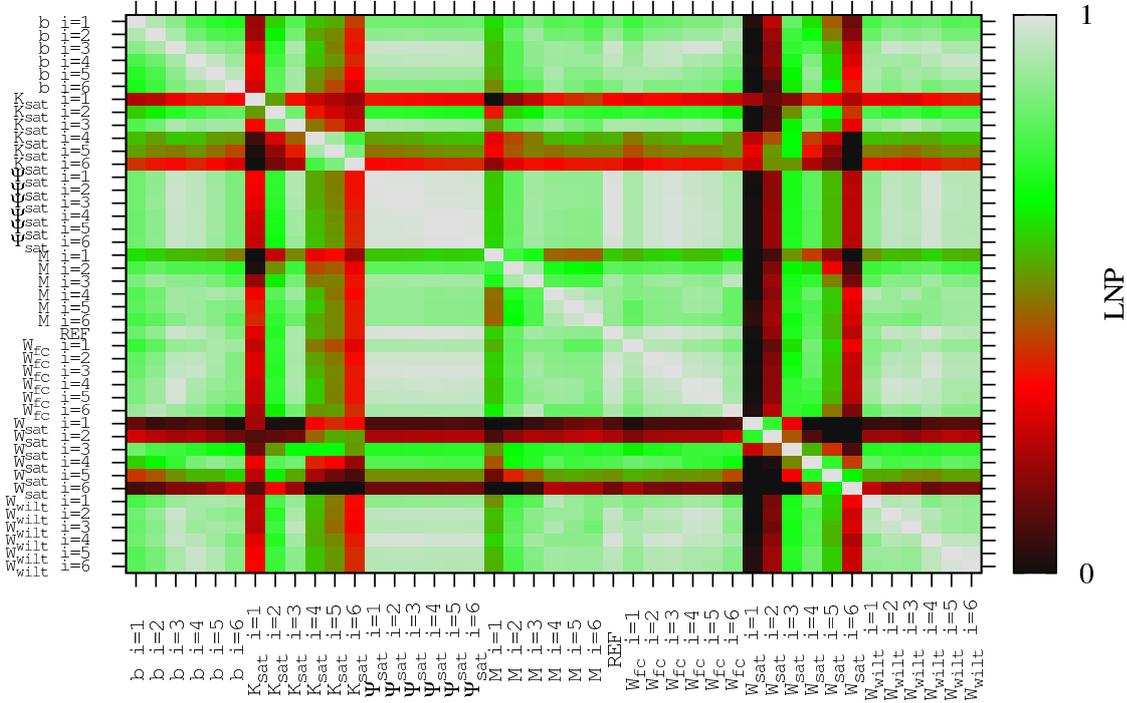


Figure 8: \overline{LNP} between the hydrographs simulated for each real-event experiment for the four catchments (see section 3.2 for more details).

Finally, the number of members of the $3PCDI$ ensemble has been varied from $N=10$ to 20, 30, 50. The ensembles are called $3PCDI_N$.

4.2. Results of the ISBA-TOP ensemble version

Figure 10 shows an example of the ensemble obtained for event #4 on the four catchments with 20 members of the $3PCDI$ ensemble. The red line represents the hourly discharges simulated using the deterministic version of the model ($CTRL$ experiment) and the grey ones are the time series obtained with the ensemble version of ISBA-TOP for 20 members. The discharge observations are generally included in the envelope of the different simulated scenarios, especially when the simulations from deterministic version mismatch the discharge observations. For instance, the deterministic version leads to an underestimation of the first flow peak of the Ardèche River and an overestimation of the last flow peak for the Cèze River. In both cases, the ensemble version succeeds in proposing scenarios that match better with the observations.

Some statistical probabilistic scores ($RPSS$, $RMS E$ and σ) have been computed to compare the various ensembles (see Appendix B). For $RPSS$, the reference experiment is $CTRL$ experiment. Table 4 gives the values of $RPSS$, $RMS E$, σ and $\frac{\sigma}{RMS E}$ ratio for the different ensembles. All the $RPSS$ values are positive, showing a positive impact of an ensemble version of ISBA-TOP against the deterministic one. The perturbation of the three most sensitive parameters leads to higher $RPSS$ than the perturbation of all the parameters. But the $RMS E$ is higher with $3P$ than AP ensemble and the $3P$ ensemble is more under-dispersive than the AP ensemble (lower $\frac{\sigma}{RMS E}$ ratio). Perturbing only initial soil moisture leads to a lack of spread and lower values of $RPSS$ compared to the other ensembles. But when both parameters and initial soil moisture are perturbed ($3PCDI$), scores almost as good as AP are obtained. This result is obtained for the 100-member ensembles.

Figure 11 shows the evolution of $RPSS$ for the AP , $3P$ and $3PCDI$ ensembles modifying the number of

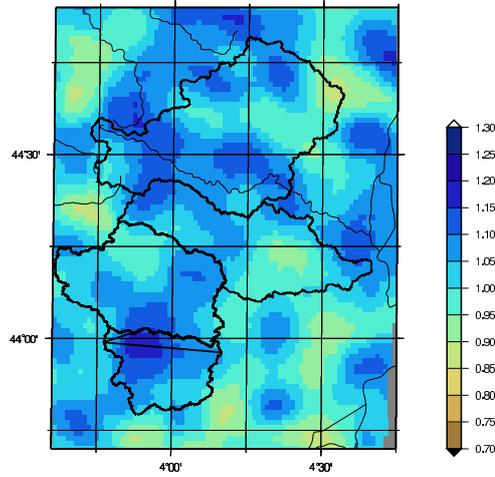


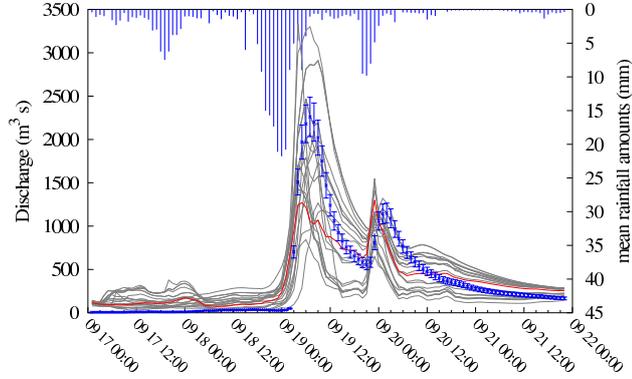
Figure 9: Example of smoothed random coefficients map used to perturb the initial soil moisture fields.

Ensemble		<i>AP</i>	<i>3P</i>	<i>CDI</i>	<i>3PCDI</i>
<i>RPS S</i>		0.246	0.260	0.046	0.251
<i>RMS E</i>	$(m^3 \cdot s^{-1})$	159.08	163.35	191.13	165.27
σ	$(m^3 \cdot s^{-1})$	130.15	99.21	21.59	103.50
$\frac{\sigma}{RMS E}$		0.82	0.56	0.11	0.63

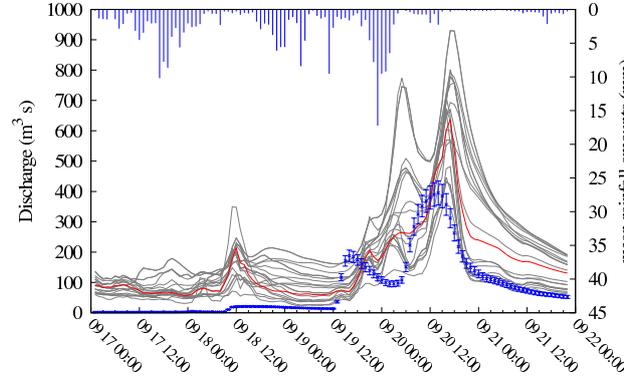
Table 4: Scores on the hourly discharges for the differently designed ensembles with 100 members.

members, which is to say the number of random perturbations. Decreasing the number of members leads to a slight decrease of the *RPS S* but the order of magnitude of the score remains unchanged (always better than perturbing only the initial soil moisture). This trend is less pronounced with the *3PCDI* ensemble than when perturbing only the parameters (*3P* or *AP*). The increase of *RPS S* score is larger when going from 10 to 20 members than when further enlarging the ensemble size. The other scores evolve in the same way when increasing the number of members. Finally, performing 20 executions of the perturbation method is a good compromise in terms of cost and ensemble performance. This will be useful when using members of a meteorological EPS to drive the perturbed hydrological model.

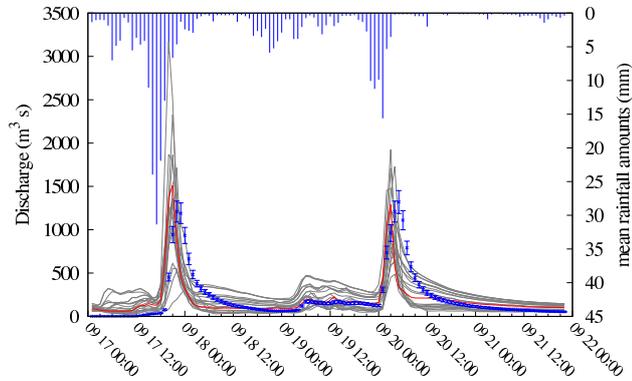
a) Ardèche River at Vallon-Pont-d'Arc



b) Cèze River at Bagnols



c) Gardons River at Ners-Boucoiran



d) Vidourle River at Sommières

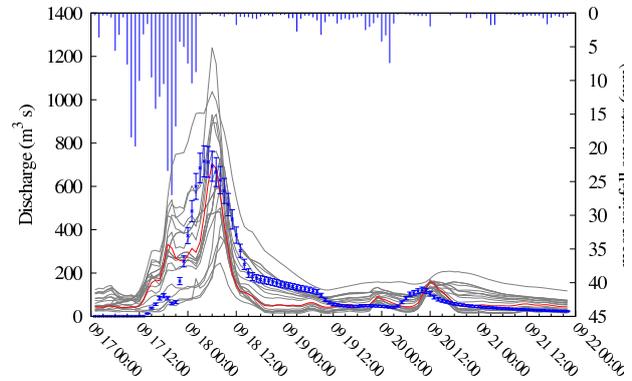


Figure 10: Discharge time series observed (blue points with a bar error) and simulated by the CTRL experiment (red line) and with the ensemble version of ISBA-TOP (grey lines) with 20 members for the event #4 for the four catchments. The reverse histogram represents the hourly rainfall averaged over the catchment.

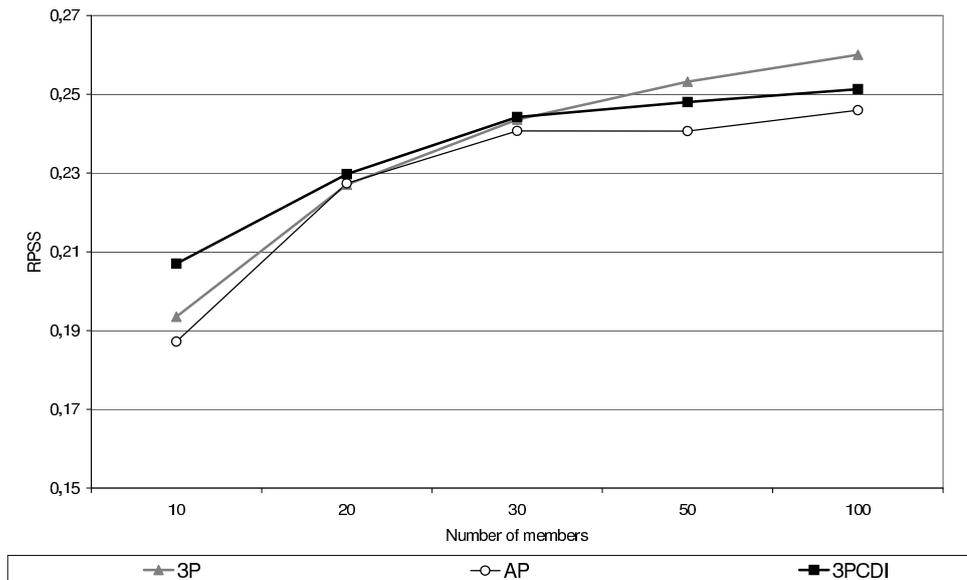


Figure 11: RPSS for the 3P (grey triangles), AP(circles) and 3PCDI (black squares) ensembles varying the number of members.

5. Conclusions

Hydrological ensemble prediction systems are becoming more and more popular in order to take the uncertainty that affects flood forecasting into account. For the specific issue of Mediterranean flash floods, some systems are based on the use of meteorological ensembles to drive hydrological models. Such a HEPS, based on the ISBA-TOP system, is currently under construction. However, other sources of uncertainty affect also flood forecasting, especially uncertainty in hydrological modelling. The final aim will be to complete the HEPS considering uncertainty on rainfall (using members of a convection-permitting atmospheric ensemble prediction system) and uncertainty on model parameters and initial state.

This paper describes the design process of "the hydrological part" of such an HEPS considering the uncertainty that affects hydrological model parameters on the one hand and the initial soil moisture on the other hand, based on the ISBA-TOP system. To do so, the uncertainty on rainfall forcing is not considered and rainfall fields provided by radar and raingauges observations are used as 'perfect rains'. A preliminary step is a sensitivity study that aims to establish the hydrodynamic parameters that impact ISBA-TOP simulations the most.

First, synthetic experiments are carried out to answer several questions. It confirms that some hydrodynamic parameters impact more discharge simulations than others and that this impact depends on how moist is the soil at the beginning of the simulation. The synthetic study also shows that the soil texture heterogeneity plays a key role in discharge simulations. This pleads for analysing real event simulations to be able to rank the impact of the different parameters in a second part of the sensitivity analysis. Varying the parameter values to simulate discharges of four rivers on six real events points out that ISBA-TOP is very sensitive to W_{sat} , K_{sat} and M parameters. These parameters might be really sensitive for any hydrological model, especially when used for FF simulations.

Perturbing those parameters together with the initial soil moisture field allows obtaining an ensemble discharge simulation from a deterministic rainfall-forcing scenario. This system has now to be fully assessed on more real events and catchments. The preliminary tests concerning the number of members needed to properly sample the modelling uncertainty tend to show that the statistical scores remain of the same order of magnitude reducing the number of members from 100 to 10. This result should be confirmed using more events and catchments. The next step will be to take the routing module uncertainty into account.

It would be interesting also to consider the model structure uncertainty. The latter can be sampled using several hydrological models or dressing the outputs of the model. The methods based on the post-processing techniques are based on empirical dressing from past error distributions. The latter have to be "replayed" at each new version of the model, which is quite computationally consuming for physically based models such as ISBA-TOP. The perturbation of the sensitive parameters as proposed in the present study, on the contrary, will keep valuable even with new model versions. It would be however interesting to compare the new ensemble ISBA-TOP system with a multi-model ensemble.

Last but not least, all the components of the HEPS will be put together to consider different sources of uncertainty that affect the chain. To do so, the hydrological model will be perturbed as proposed in the present paper and driven by the members of a convection permitting EPS, such as AROME-EPS. Issues about how to combine the meteorological members and the perturbations of the hydrological model and initial soil moistures or about how many scenarii are necessary to obtain satisfactory spread and ensemble central tendency will arise.

Acknowledgements

The authors acknowledge the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory (OHMC) for providing the Digital Terrain Model used in this study. This work is a contribution to the HyMeX programme.

Appendix A. PTFs formulations

Appendix A.1. CH78 PTFs

Pedotransfer functions determined by Clapp and Hornberger (1978) are calculated through these functions in ISBA-TOP:

$$\begin{cases}
 W_{sat} = 0.001 \cdot (-108 \cdot P_{sand} + 494.305) \\
 W_{wilt} = 37.134 \cdot 10^{-3} \cdot (P_{clay} \cdot 100.)^{0.5} \\
 W_{fc} = 0.230 - 0.406 \cdot P_{sand} + 0.087 \cdot P_{clay} + 0.294 \cdot P_{sand}^{1/3} + 0.041 \cdot P_{clay}^{1/3} \\
 b = 13.7 \cdot P_{clay} + 3.501 \\
 \psi_{sat} = -0.01 \cdot (10^{(1.85 - 0.88 \cdot P_{sand})}) \\
 K_{sat} = 10^{1.619 - 5.820 \cdot P_{clay} - 0.091 \cdot P_{sand} + 5.293 \cdot P_{clay}^2 + 1.203 \cdot P_{sand}^2} \cdot 10^{-6}
 \end{cases} \quad (A-1)$$

Appendix A.2. CO84 PTFs

Pedotransfer functions determined by Cosby et al. (1984) are calculated through these functions in ISBA-TOP:

$$\begin{cases}
 W_{sat} = 0.505 - 0.142 \cdot P_{sand} - 0.037 \cdot P_{clay} \\
 W_{wilt} = 0.153 - 0.147 \cdot P_{sand} + 0.33 \cdot P_{clay} - 0.102 \cdot (P_{clay}^2) \\
 W_{fc} = 0.202 - 0.579 \cdot P_{sand} + 0.111 \cdot P_{clay} + 0.431 \cdot P_{sand}^{1/3} - 0.008 \cdot P_{clay}^{1/3} \\
 b = 3.10 + 15.7 \cdot P_{clay} - 0.3 \cdot P_{sand} \\
 \psi_{sat} = -10 \cdot 0^{(1.54 - 0.95 \cdot P_{sand} + 0.63 \cdot (1 - P_{sand} - P_{clay}))} \cdot 10^{-2} \\
 K_{sat} = \frac{0.0254 \cdot 10^{-0.6 + 1.26 \cdot P_{sand} - 0.64 \cdot P_{clay}}}{3600}
 \end{cases} \quad (A-2)$$

Appendix B. Scores for objective evaluation

Several metrics of varying complexity are used in this paper in order to compare the hydrographs produced by a given simulation to a reference hydrograph (that can come either from observations or from a reference simulation). The annotations are the following:

- N is the total number of reference discharge data,
- the hourly discharge data for time i ($i = 1..N$) is Q_i^{ref} for the reference, Q_i^{sim} for the studied simulation
- the mean value of the reference hourly discharge data is $\overline{Q^{ref}}$
- the amplitude of the peak of flow is Q_{max}^{ref} for the reference simulation, Q_{max}^{sim} for the studied simulation
- the time of occurrence of the peak of flow is T_{max}^{ref} for the reference simulation, T_{max}^{sim} for the studied simulation

The difference of phase is (in hours):

$$\Delta T_{max} = T_{max}^{sim} - T_{max}^{ref} \quad (B-1)$$

A perfect match gives a null difference of phase. If $\Delta T_{max} < 0$, the studied simulation gives a flow peak sooner than the reference one.

The difference of amplitude is (in percentage):

$$\Delta Q_{max} = 100 \cdot \frac{Q_{max}^{sim} - Q_{max}^{ref}}{Q_{max}^{ref}} \quad (B-2)$$

A perfect match gives a null difference of amplitude.

The bias does not concern the discharge peaks, but rather each hourly value of the time series.

$$BIAS = \frac{1}{N} \frac{\sum_{i=1}^N Q_i^{sim}}{\sum_{i=1}^N Q_i^{ref}} \quad (B-3)$$

This is an adimensional coefficient. A perfect match gives a bias equal to one.

The mean absolute percentage error is

$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{Q_i^{sim} - Q_i^{ref}}{Q_i^{ref}} \right| \quad (B-4)$$

A perfect match gives a null absolute error.

To study the correlation between two hydrographs, Roux et al. (2011) propose to use a linear combination of the Nash efficiency coefficient (Nash and Sutcliffe, 1970) and the error of peak time and discharge as defined by Lee and Singh (1998):

$$LNP = \frac{1}{3} \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i^{sim} - Q_i^{ref})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i^{sim} + Q_i^{ref})^2} \right) + \frac{1}{3} \left(1 - \frac{|Q_{max}^{sim} - Q_{max}^{ref}|}{Q_{max}^{ref}} \right) + \frac{1}{3} \left(1 - \frac{|T_{max}^{sim} - T_{max}^{ref}|}{T_c} \right) \quad (B-5)$$

where T_c is the time of concentration of the catchment. LNP is adimensional, 1 means a perfect match between the reference and the studied simulation.

Then, some probabilistic scores have been computed to compare the skill of the intermediary ensembles.

The root mean square error is defined as:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{i=1}^T (m_i - o_i)^2} \quad (B-6)$$

where T is the total number of time steps, o_i the reference value at time step i and m_i the mean of the forecast members. $RMSE = 0$ for an ensemble which ensemble mean perfectly matches the observation.

The spread is computed as:

$$\sigma = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_{k,i} - m_i)^2} \quad (B-7)$$

where n is the number of forecast members and $x_{k,i}$ the value of member k at time step i . An ensemble prediction system brings valuable information when the spread and the *RMS E* are of the same order of magnitude.

The ranked probability score is like a Brier Score (Wilks, 1995) for multiple thresholds of the considered variable.

$$RPS = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K [Y_k - O_k]^2 \quad (\text{B-8})$$

with K the number of considered classes (or thresholds), k is the index of a given threshold, Y_k is the cumulated distribution of forecasts at a given threshold indexed k and O_k is the cumulated distribution of observation at the threshold indexed k . The Ranked probability skill score (*RPS S*) relates the RPS of a forecasting system to the RPS of a reference:

$$RPS S = 1 - \frac{RPS}{RPS_{ref}} \quad (\text{B-9})$$

RPS S is positive if the evaluated forecasted system is beneficial compared to the reference.

Bibliography

- Abaza, M., Anctil, F., Fortin, V., Turcotte, R., 2014. Sequential streamflow assimilation for short-term hydrological ensemble forecasting. *Journal of Hydrology* 519, Part D, 2692 – 2706.
- Amengual, A., Romero, R., Alonso, S., 2008. Hydrometeorological ensemble simulations of flood events over a small-size basin of Majorca Island, Spain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134, 1221–1242.
- Artinyan, E., Vincendon, B., Krumova, K., Nedkov, N., Tsarev, P., Balabanova, S., Koshinchanov, G., 2016. Flood forecasting and alert system for arda river basin. *Journal of Hydrology* 541.
- Bartholomes, J., Todini, E., 2005. Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences* 9 (4), 333–346.
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes* 6 (3), 27–298.
- Beven, K., Kirkby, M., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 43–69.
- Biondi, D. and De Luca, D., 2012. A bayesian approach for real-time flood forecasting. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 42, 91–97.
- Bogner, K., Pappenberger, F., 2011. Multiscale error analysis, correction, and predictive uncertainty estimation in a flood forecasting system. *Water Resources Research* 47, –.
- Boone, A., Masson, V., Meyer, T., Noilhan, J., 2000. The influence of the inclusion of soil freezing on simulation by a soil-atmosphere-transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology* 9, 1544–1569.
- Boucher, M.-A., Tremblay, D., Delorme, L., Perreault, L., Anctil, F., 2012. Hydro-economic assessment of hydrological forecasting systems. *Journal of Hydrology* 416, 133–144.
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., Noilhan, J., 2010. Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for Mediterranean flash-floods forecasting : description, calibration and validation. *Journal of Hydrometeorology* 11, 315–332.
- Bouttier, F., Raynaud, L., Nuissier, O., Ménétrier, B., 2015. Sensitivity of the arome ensemble to initial and surface perturbations during hymex. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., 2008. On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfallrunoff modelling. *Hydrological Processes* 22, 629–642.
- Brooks, R., Corey, A., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 17, 187–208.
- Carsel, R., Parrish, R., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* A (24), 755–769.
- Clapp, R., Hornberger, G., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Ressource Research* 14, 601–604.
- Clark, M., Kavetski, D., Fenicia, F., 2011. Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research* 47 (9), n/a–n/a, w09301.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009827>

- Cosby, B. and Hornberger, G., Clapp, R., Ginn, T., 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research* 20, 682–690.
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., Noilhan, J., 2011. Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 116 (D20), n/a–n/a, d20126.
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016002>
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G. e. a., 2014. Hymex: a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95, 1063–1082.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiano, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delano, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourri, N., Gourley, J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F., Molini, G., Montani, A., Nord, G., Nuret, M., Ramage, K., Rison, B., Roussot, O., Said, F., Schwarzenboeck, A., Testor, P., Van-Baelen, J., Vincendon, B., Aran, M., Tamayo, J., 2014. Hymex-sop1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash-flooding in northwestern mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., Le Moigne, P., 2013. ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development* 96, 563–582.
- Fenicia, F., Savenije, H., Matgen, P., Pfister, L., 2008. Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. *Water Resources Research* 44 (W01402).
- Ferraris, L., Rudari, R., Siccardi, F., 2002. The uncertainty in the prediction of flash-floods in the northern Mediterranean environment. *Journal of Hydrometeorology* 3, 714–726.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaskovicov, L., Blischl, 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., Viglione, A., 2009. A compilation of data on european flash floods. *J. Hydrol.* 367, 70–78.
- Georgakakos, K., Seo, D., Gupta, H., Schaake, J., Butts, M., 2004. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. *Journal of Hydrology* 298, 222–241.
- Gupta, S. C., Larson, W., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resource Research* 15 (6), 1633–1635.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., Viennot, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research* 113 (D06113), doi:10.1029/2007JD008548.
- Hardy, J., Gourley, J. J., Kirstetter, P.-E., Hong, Y., Kong, F., Flamig, Z. L., 2016. A method for probabilistic flash flood forecasting. *Journal of Hydrology* 541, Part A, 480 – 494.
- Hashino, T., Bradley, A. A., Schwartz, S. S., 2007. Evaluation of bias-correction methods for ensemble streamflow volume forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences* 11 (2), 939–950.
- Krzysztofowicz, R., 1999. Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic hydrologic model. *Water Resources Research* 35 (9), 2739–2750.
- Laurantin, O., 2008. ANTILOPE: hourly rainfall analysis merging radar and raingauges data. *Proceedings of Weather Radar and Hydrology Conference 2008, Grenoble*.
- Lay, M. L., Saulnier, G.-M., Galle, S., Seguis, L., Mtadier, M., Peugeot, C., 2008. Model representation of the sudanian hydrological processes: Application on the donga catchment (benin). *Journal of Hydrology* 363 (1-4), 32 – 41.
- Lee, Y. H., Singh, V. P., 1998. Application of the Kalman filter to the Nash model. *Hydrological Processes* 12, 755–767.
- Liu, Y., Weerts, A. H., Clark, M., Hendricks Franssen, H.-J., Kumar, S., Moradkhani, H., Seo, D.-J., Schwanenberg, D., Smith, P., van Dijk, A. I. J. M., van Velzen, N., He, M., Lee, H., Noh, S. J., Rakovec, O., Restrepo, P., 2012. Advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting: progresses, challenges, and emerging opportunities. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (10), 3863–3887.
- Llasat, M., Llasat-Botija, M., Prat, M., Porcú, F., Price, C., Mugnai, A., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Katsanos, D., Michaelides, S., 2012. High-impact floods and flash floods in mediterranean countries: the flash preliminary database. *Advances in Geosciences* 23, 47–55.
- Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate* 16 (9), 1261–1282.
- Mediero, L., Garrote, L., Martn-Carrasco, L., 2011. Probabilistic calibration of a distributed hydrological model for flood forecasting. *Hydrological Sciences Journal* 56 (7), 1129–1149.

- Miao, Q., Yang, D., Yang, H., Li, Z., 2016. Establishing a rainfall threshold for flash flood warnings in china's mountainous areas based on a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology* 541, Part A, 371 – 386.
- Moradkhani, H., Hsu, K., Gupta, H., Sorooshian, S., 2005. Uncertainty assessment of hydrologic model states and parameters: Sequential data assimilation using the particle filter . *Water Resources Research*, –.
- Nachtergaele, F., Van Velthuisen, H., Verelst, L., Batjes, N., Dijkshoorn, K., Van Engelen, V., Fischer, G., Jones, A., Montanarella, L., Petri, M., et al., 2008. Harmonized world soil database. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I : A discussion of principles . *Journal of Hydrology*. 10, 282–290.
- Noh, S., Rakovec, O., Weerts, A., Tachikawa, Y., 2014. On noise specification in data assimilation schemes for improved flood forecasting using distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 519 (D), 2707–2721.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* 117, 536–549.
- Olsson, J., Lindstrom, G., 2008. Evaluation and calibration of operational hydrological ensemble forecasts in sweden. *Journal of Hydrology* 350 (1), 14–24.
- Pappenberger, F., Beven, K., Hunter, N., Bates, P., Gouweleeuw, B., Thielen, J., De Roo, A., 2005. Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions within the european flood forecasting system (effs). *Hydrology and Earth System Sciences* 9, 381–393.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G., Andrieu, H., Vignal, B., Creutin, J., 2002. Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions: Case Study for the Ardeche Catchment (France). *Journal of Hydrometeorology* 3, 539–555.
- Ratliff, L., Ritchie, J., Cassel, D., 1983. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Science Society of America journal* 47, 770–775.
- Refsgaard, J., Christensen, S., Sonnenborg, T., Seifert, D., Højberg, A., Trolborg, L., 2012. Review of strategies for handling geological uncertainty in groundwater flow and transport modeling. *Advances in Water Resources* 36, 36–50.
- Reggiani, P., Renner, M., Weerts, A., Van Gelder, P., 2009. Uncertainty assessment via Bayesian revision of ensemble stream flow predictions in the operational river Rhine forecasting system. *Water Resource Research* 45, –.
- Ricard, D., Ducrocq, V., Auger, L., March 2012. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern mediterranean area. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 51 (3), 468–488.
URL <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-017.1>
- Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Ridolfi, L., Isham, V., Coxi, D., 1999. Probabilistic modelling of water balance at a point: the role of climate, soil and vegetation. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 455, 3789–3805.
- Rotach, M., Ambrosetti, P., Ament, F., Appenzeller, C., Arpagaus, M., Bauer, H.-S., Behrendt, A., Bouttier, F., B. A., Corazza, M., Davolio, S., Denhard, M., Dominger, M., Fontannaz, L., Frick, J., Fundel, F., Germann, U., Gorgas, T., Hegg, C., Hering, A., Keil, C. and Liniger, M., Marsigli, C., McTaggart-Cowan, R., Montaini, A., Mylne, K., Ranzi, R., Richard, E., Rossa, A., Santos-Muoz, D., Schr, C., Seity, Y., Staudinger, M., Stoll, M., Volkert, H., Walser, A., Wang, Y., Werhahn, J., Wulfmeyer, V., , Zappa, M., 2009. MAP D-PHASE: Real-time Demonstration of Weather Forecast Quality in the Alpine Region. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 1321–1336.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., Dartus, D., 2011. A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments. *Natural Hazards Earth Science System* 11, 2567–2582.
- Schaake, J., Hamill, T., Buizza, R., M., C., 2007. HEPEX: the Hydrometeorological Ensemble Prediction EXperiment. *Journal of HydroMeteorology* 88, 1541–1547.
- Siccardi, F., Boni, G., Ferraris, L., Rudari, R., 2005. A hydrometeorological approach for probabilistic flood forecast. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 110.
- Solomatine, D., Shrestha, D., 2009. A novel method to estimate model uncertainty using machine learning techniques. *Water Resources Research* 45, –.
- Tekeli, A. E., Fouli, H., 2016. Evaluation of trmm satellite-based precipitation indexes for flood forecasting over riyadh city, saudi arabia. *Journal of Hydrology* 541, Part A, 471 – 479, flash floods, hydro-geomorphic response and risk management.
- Thielen, J., Bartholmes, J., Ramos, M., Roo, A., 2009. The european flood alert system–part 1: concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 125–140.
- Thielen, J., Schaake, J., Hartman, R., Buizza, R., 2008. Aims, challenges and progress of the Hydrological Ensemble Prediction EXperiment (HEPEX) following the third HEPEX workshop held in Stresa 27 to 29 June 2007. *Atmospheric Science Letters* 9, 29–35.
- Todini, E., 2008. A model conditional processor to assess predictive uncertainty in flood forecasting. *International Journal of River Basin Management* 6 (2), 123–137.
- Velazquez, J., Antclif, F., Perrin, C., 2010. Performance and reliability of multimodel hydrological ensemble simulations based on seventeen lumped models and a thousand catchments . *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 2303–2317.

- Vié, B., Molinié, G., Nuissier, O., Vincendon, B., Ducrocq, V., Bouttier, F., Richard, E., 2012. Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for mediterranean heavy precipitating events. *Natural Hazards and Earth System Science* 12 (8), 2631–2645.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., Vié, B., 2011. Perturbation of convection-permitting nwp forecast for flash-flood ensemble forecasting. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 1529–1544.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., Noilhan, J., 2010. Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model dedicated to Mediterranean flash floods . *Journal of Hydrology* 394, 256–266.
- Vincendon, B., Edouard, S., Dewaele, H., Ducrocq, V., Lespinas, F., Delrieu, G., Anquetin, S., 2016. Modeling flash floods in southern france for road management purposes. *Journal of Hydrology* in press, available online, –.
- Vrugt, J., , Gupta, H., Bouten, W., Sorooshian, S., 2003. A shuffled complex evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research* 39 (8), –.
- Weerts, A., Winsemius, H., Verkade, J., 2011. Estimation of predictive hydrological uncertainty using quantile regression: examples from the national flood forecasting system (england and wales). *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 255–265.
- Wilks, D., 1995. *Statistical methods in the Atmospheric sciences : An introduction*. Academic Press, 467pp.
- Wösten, J., Lilly, A., Nemes, A., Le Bas, C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of european soils. *Geoderma* 90, 169–185.
- Zalachori, I., Ramos, M., Garcon, R., Mathevet, T., Gailhard, J., 2012. Statistical processing of forecasts for hydrological ensemble prediction: a comparative study of different bias correction strategies. *Advances in Science and Research* 8, 135–141.
- Zappa, M., Beven, K., Bruen, M., Kok, K., Martin, E., Nurmi, P., Orfila, B., Roulin, E., Schrter, K., Seed, A., Szturc, B., Vehvilinen, B., Germann, U., Rossa, A., 2010. Propagation of uncertainty from observing systems and NWP into hydrological models: COST-731 Working Group 2. *Atmospheric Science Letters* 11, 83–91.
- Zhang, J. L., Li, Y. P., Huang, G. H., Chen Xand Bao, A. M., 2016. Assessment of parameter uncertainty in hydrological model using a Markov-Chain-Monte-Carlo-based multilevel-factorial-analysis method. *Journal of Hydrology* 538, 471–486.

Chapitre 10

Résultats complémentaires

10.1 Sensibilité d'ISBA-TOP sur un cas idéalisé

Cette partie détaille les résultats de l'étude de sensibilité paramètre par paramètre, dont la synthèse a été présentée dans l'article Edouard et al. (submitted). Elle analyse en particulier les résultats au regard des caractéristiques du modèle hydrologique ISBA-TOP et des processus modélisés.

Pour tester la sensibilité du modèle à la perturbation de ses paramètres, on les a fait varier un par un. Pour chaque paramètre, sa valeur varie autour de la valeur calculée avec les fonctions de pédotransferts CH78 (CH78PTF) : 3 valeurs sont comprises entre une valeur minimum, identifiée dans la littérature, et la valeur CH78PTF, numérotées C1, C2 et C3; les 3 autres valeurs sont comprises entre la valeur CH78PTF et un maximum identifié dans la littérature, numérotées C4, C5 et C6. Ces valeurs (et les coefficients associés) sont présentées dans le tableau 10.1 On peut constater que les coefficients multiplicatifs varient dans des intervalles différents de valeurs, dépendant des valeurs "limites" données par la littérature afin des rester dans des valeurs réalistes des paramètres.

paramètre		C1	C2	C3	CH78PTF	C4	C5	C6
M	valeur	1.75	2.62	3.50	4.37	6.56	8.74	10.93
	coef	0.40	0.60	0.80	1	1.50	2.00	2.50
b	valeur	6.21	6.77	7.33	7.89	8.59	9.30	10.00
	coef	0.79	0.86	0.93	1	1.09	1.18	1.27
K_{sat}	valeur	0.55	1.20	1.85	2.50	5.50	8.47	11.46
	coef	0.22	0.48	0.74	1	2.20	3.39	4.58
ψ_{sat}	valeur	-0.29	-0.31	-0.34	-0.36	-0.39	-0.42	-0.45
	coef	0.81	0.87	0.94	1	1.08	1.16	1.24
W_{fc}	valeur	0.341	0.346	0.350	0.355	0.360	0.365	0.370
	coef	0.96	0.97	0.99	1	1.01	1.03	1.04
W_{sat}	valeur	0.36	0.39	0.42	0.45	0.50	0.55	0.59
	coef	0.77	0.85	0.92	1	1.10	1.19	1.29
W_{wilt}	valeur	0.18	0.19	0.20	0.21	0.22	0.24	0.25
	coef	0.84	0.89	0.95	1	1.06	1.13	1.19

TABLE 10.1 – Valeurs des paramètres hydrodynamiques pour les tests de sensibilité sur cas idéalisé et coefficients multiplicatifs utilisés pour les déterminer.

Paramètre M

La figure 10.1 (a, c et e) montre qu'une diminution de la valeur de M entraîne une diminution de la valeur du débit modélisé. L'impact d'une variation de M est très fort sur sol sec (SWI=0), léger pour un sol initialement très humide (SWI=1) et presque inexistant pour une valeur intermédiaire de l'humidité initiale (SWI=0.5). En effet pour une très forte valeur de M , une grande partie de l'eau est transférée en sub-surface surface et les échanges latéraux sont favorisés. Cette eau a tendance à saturer rapidement les pixels en aval. Du ruissellement se produit donc près de la rivière, favorisant ainsi une réponse rapide du bassin versant. Au contraire lorsque la valeur de M est faible, peu d'échanges latéraux entre les pixels se produisent. Les pixels en aval ont plus de mal à se saturer donc moins d'eau ruisselle, ce qui explique le plus faible débit observé. Cet effet de la variation de M est plus visible pour un bassin sec au départ puisque, pour un sol très humide, le ruissellement est favorisé de toute façon.

Paramètre K_{sat}

La figure 10.1 (b, d et f) montre un fort impact de la valeur de K_{sat} . Contrairement au paramètre M , ce paramètre influence aussi fortement la dynamique de l'hydrogramme. En effet, pour les différentes humidités initiales, une très faible valeur de K_{sat} (expériences C1 et C2) entraîne un débit modélisé plus fort en général que celui des valeurs intermédiaires C3 et CTRL. Un K_{sat} très faible implique une infiltration verticale très lente, suivant le principe de la loi de Darcy (1856). Pour une faible valeur de K_{sat} , un ruissellement par excès de capacité d'infiltration doit donc se produire. Afin de le confirmer, les parts de ruissellement hortonien et de ruissellement par saturation en eau du sol contribuant au ruissellement total pour les trois valeurs initiales de SWI sont présentées (figure 10.2 a). La contribution du ruissellement hortonien est marquée pour l'expérience C1, plus faible pour C2 puis disparaît pour les autres valeurs de K_{sat} . Ceci explique la forme particulière des hydrogrammes obtenus pour C1 et C2.

Lorsque K_{sat} est très fort, les mailles sont vite saturées en eau car l'eau s'infiltré rapidement et du ruissellement de Dunne apparaît alors. De plus, la contribution du drainage devient beaucoup plus importante comme le montre la figure 10.2 b pour toutes les humidités initiales.

On a donc affaire à un effet de seuil : si K_{sat} est inférieur à ce seuil, le ruissellement de Horton est favorisé (figure 10.2 a) et se cumule au ruissellement de Dunne conduisant à de forts pics de crues. Si K_{sat} est supérieur à ce seuil, la contribution du drainage devient plus forte surtout pour un sol initialement très humide (SWI=1). Dans ce cas, l'eau s'infiltré si facilement que la saturation des mailles devient plus difficile et on voit alors la quantité d'eau ruissellée diminuer comme le montre la figure 10.2a) pour les expériences C5 et C6 par rapport à C4.

Paramètre b

L'impact d'une modification du paramètre b est négligeable sauf dans le cas d'un sol initialement sec (figure 10.3 a). Mais même pour cette expérience, les différences sont très faibles comparées à celles observées pour les paramètres M et K_{sat} . Ces variations ont lieu en fin de simulation alors que la réaction à la pluie en début de simulation est la même pour les six membres. En effet, dans l'expression du drainage (equation 6.18), on voit que plus b est petit plus le terme $\left(\frac{W_{fc}+w_{drain}}{W_{sat}}\right)^{2b+3}$ est grand. Donc le drainage est plus fort si b est plus faible.

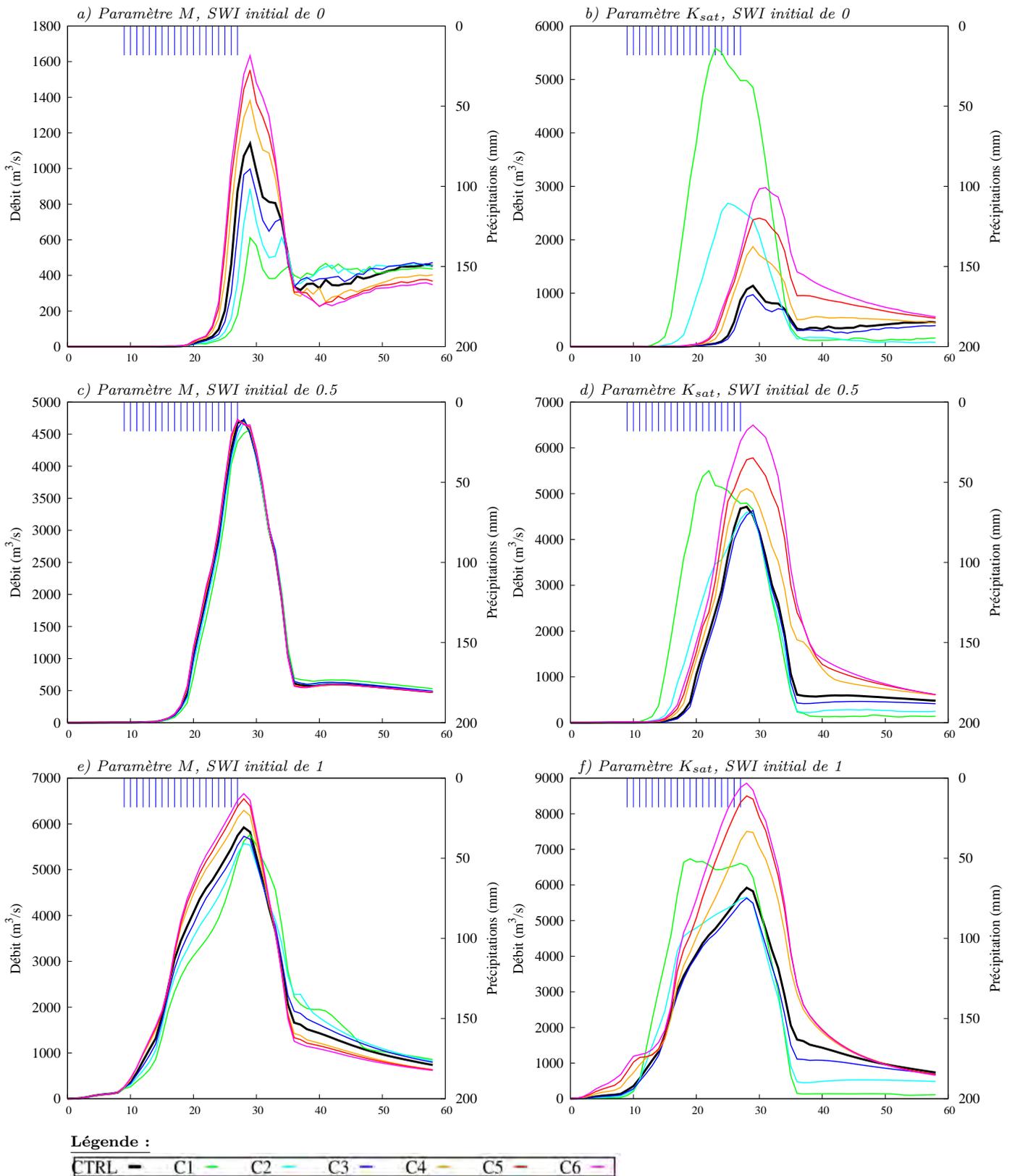


FIGURE 10.1 – Débits simulés par ISBA-TOP à Vallon-Pont-d’Arc pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur des paramètres M (à gauche) et K_{sat} (à droite) et pour différentes valeurs initiales du SWI : 0 (a et b), 0,5 (c et d) et 1 (e et f). Attention, les échelles en ordonnées peuvent différer d’un graphe à l’autre.

a) Ruissellement hortonien et de Dunne

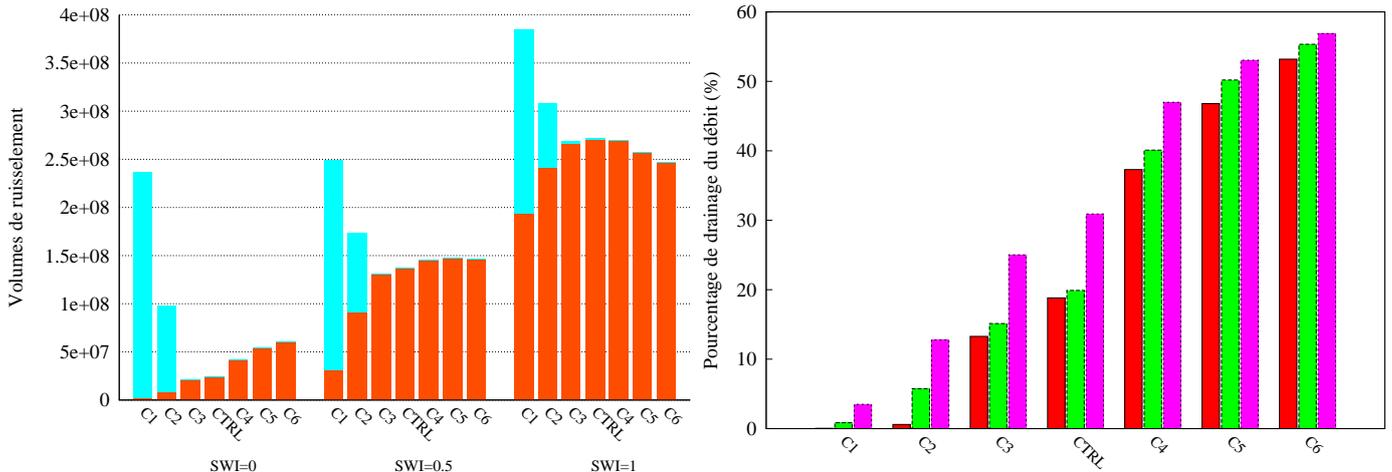
b) Pourcentage du drainage suivant la valeur de K_{sat} 

FIGURE 10.2 – a) Contribution du ruissellement d’Horton (en bleu) et de Dunne (en orange) au volume total de ruissellement. b) Pourcentage du drainage contribuant au débit à l’exutoire en fonction des différentes valeurs de K_{sat} . Les hydrogrammes rouges représentent les expériences avec un SWI initial de 0, en vert un SWI de 0.5 et en rose un SWI initial de 1.

Paramètre ψ_{sat}

Les variations du potentiel matriciel ont un impact quasi nul. La figure 10.3b montre les expériences pour sol initialement très sec. Les expériences avec des conditions initiales plus humides ne sont pas représentées car les courbes se superposent. Ce paramètre caractérise l’énergie de succion. Cette dernière est faible pour les eaux qui se déplacent rapidement comme c’est le cas des crues.

Paramètre W_{wilt}

La figure 10.3 c montre un impact de ce paramètre très fort pour des sols très secs. Il s’avère nul pour un sol très humide (non présenté). Pour un sol initialement sec, plus la valeur de W_{wilt} est grande, plus le débit simulé est important. En effet, pour les mailles où SWI=0, le contenu en eau initialement est égal à W_{wilt} . Donc plus il est fort, plus le volume d’eau dans le système est important, le débit est donc plus fort.

Paramètre W_{sat}

La figure 10.3 montre que les débits simulés sont très sensibles à ce paramètre quel que soit l’état initial d’humidité du sol. Lorsque la valeur de ce paramètre est diminuée, le débit est bien plus important que le débit de référence, et lorsqu’il est augmenté le débit est beaucoup plus faible. En effet, plus W_{sat} est faible, plus il est facile d’atteindre ce niveau donc de saturer le sol donc engendrer du ruissellement de Dunne. Cela est d’autant plus vrai pour un sol humide (figures 10.4 a, c et e). Pour un SWI initial de 0,5, l’impact de la variation de W_{sat} semble linéaire. Ce n’est pas le cas pour un SWI initial de 1 ou de 0. Pour SWI = 1 initialement, un léger pic de crue se produit avant les précipitations pour la plus faible valeur de W_{sat} . Ce pic est dû à un fort drainage : plus W_{sat} est faible, plus le terme de drainage (équation 6.18) est fort. Le bassin versant étant humide initialement du drainage se produit ainsi que des échanges latéraux et des pixels en aval peuvent se retrouver saturés et l’eau y ruisseler, même sans apport de pluie.

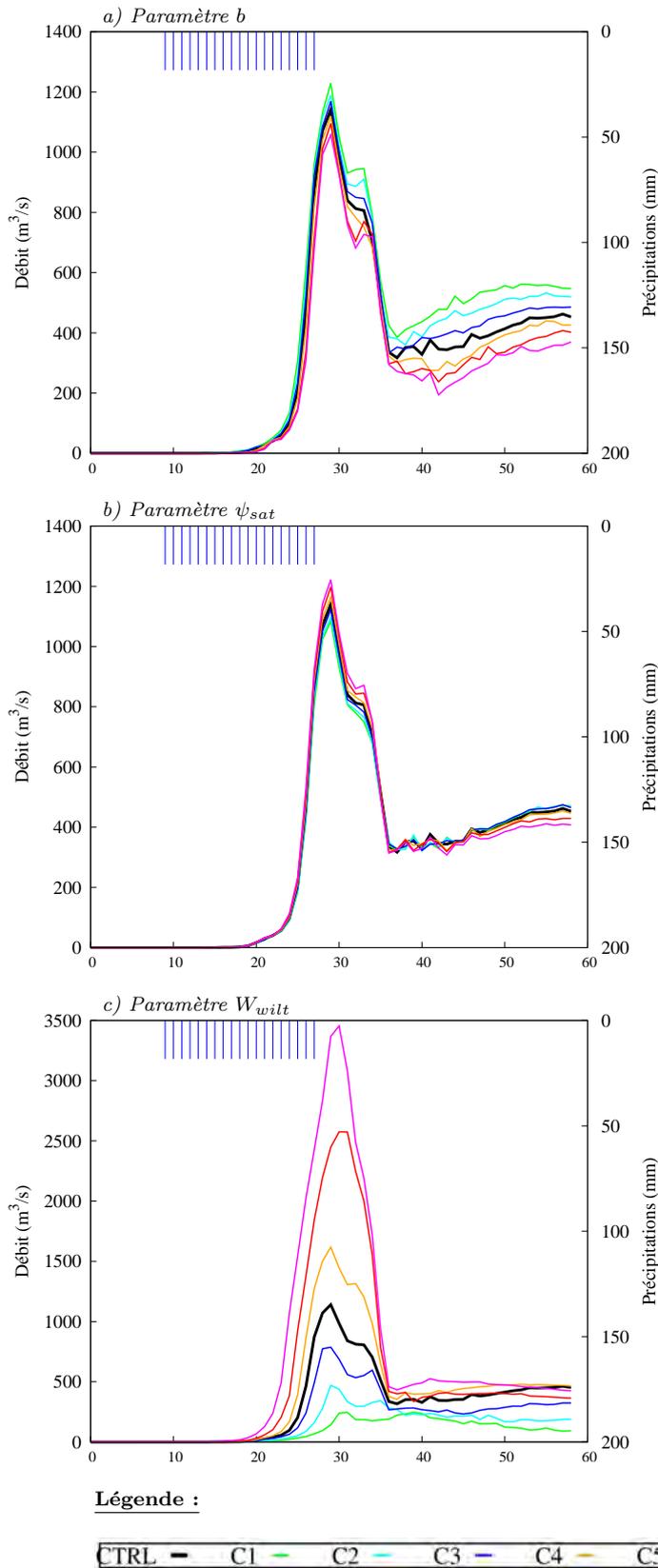


FIGURE 10.3 – Débits simulés par ISBA-TOP à Vallon-Pont-d’Arc pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur des paramètres b (a), ψ_{sat} (b) et W_{wilt} (c) pour une valeur initiales du SWI à 0. Attention, les échelles en ordonnées peuvent différer d’un graphe à l’autre.

Pour $SWI = 0$ initialement, les hydrogrammes obtenus pour les valeurs faibles de W_{sat} (coefficients C1, C2 et C3) ont des formes différentes de celle de la simulation CTRL. La saturation se produit à des moments différents de la simulation et la contribution entre ruissellement de Dunne et de Horton varie. En fin de simulation, ces hydrogrammes convergent vers le débit de base qui est d'autant plus élevé que W_{sat} est faible.

Paramètre W_{fc}

La figure 10.4 (b, d et f) présente l'impact de la variation de W_{fc} qui dépend fortement de l'humidité initiale. Pour un sol initialement très humide, plus la valeur de W_{fc} est élevée, plus le débit modélisé est fort. À l'inverse sur un sol très sec, le débit modélisé diminue avec une augmentation de W_{fc} .

En effet, quand W_{fc} est grand, l'épaisseur de sol sur laquelle les transferts latéraux peuvent se produire (ΔZ_{eff} , cf. section 6.2.2) est importante. Les transferts latéraux sont donc favorisés, le sol étant sec partout, il se sature moins vite, moins de ruissellement se produit. Pour un sol humide initialement, là encore, les écoulements latéraux sont favorisés pour un W_{fc} augmenté mais, dans ce cas, les pixels avec un faible indice topographique et qui sont humides vont se saturer grâce aux apports latéraux, et le ruissellement est donc augmenté.

Conclusion

Dans l'article Edouard et al. (submitted), on s'est attaché à quantifier les impacts des variations des différents paramètres et à les hiérarchiser en particulier avec différents scores objectifs. L'analyse approfondie des hydrogrammes obtenus pour les différences expériences de sensibilité permet de compléter ces résultats par une interprétation physique de la sensibilité mise en évidence.

10.2 Sensibilité d'ISBA-TOP sur des cas réels

L'étude de cas réels a permis de compléter l'analyse de sensibilité sur cas idéalisé en prenant en compte (i) la composition non homogène des sols en utilisant la base HWSD (Harmonized World Soil Database), (ii) l'hétérogénéité des contenus en eau initiaux des sols en utilisant les sorties du modèle SIM (cf. section 7.1.1) et (iii) la variabilité spatio-temporelle des précipitations en utilisant les lames d'eau ANTILOPE en entrée d'ISBA-TOP. Les cas réels ont été décrits en section 8.

La valeur des paramètres hydrodynamiques a été perturbée via des coefficients multiplicatifs qui sont les mêmes valeurs que ceux du tableau 10.1. L'article Edouard et al. (submitted) met en évidence les aspects suivants :

- les paramètres W_{sat} et K_{sat} sont ceux dont l'impact est le plus fort comme pour le cas idéalisé,
- l'impact du paramètre M est également important,
- celui des autres paramètres apparaît comme négligeable.

Nous allons ici illustrer ces aspects et les analyser un peu plus avant.

10.2.1 Paramètres W_{sat} et K_{sat}

L'impact de W_{sat} sur les débits simulés est attendu vu son importance dans la production de ruissellement de Dunne. En effet, il est évident sur cas idéalisé (cf. section

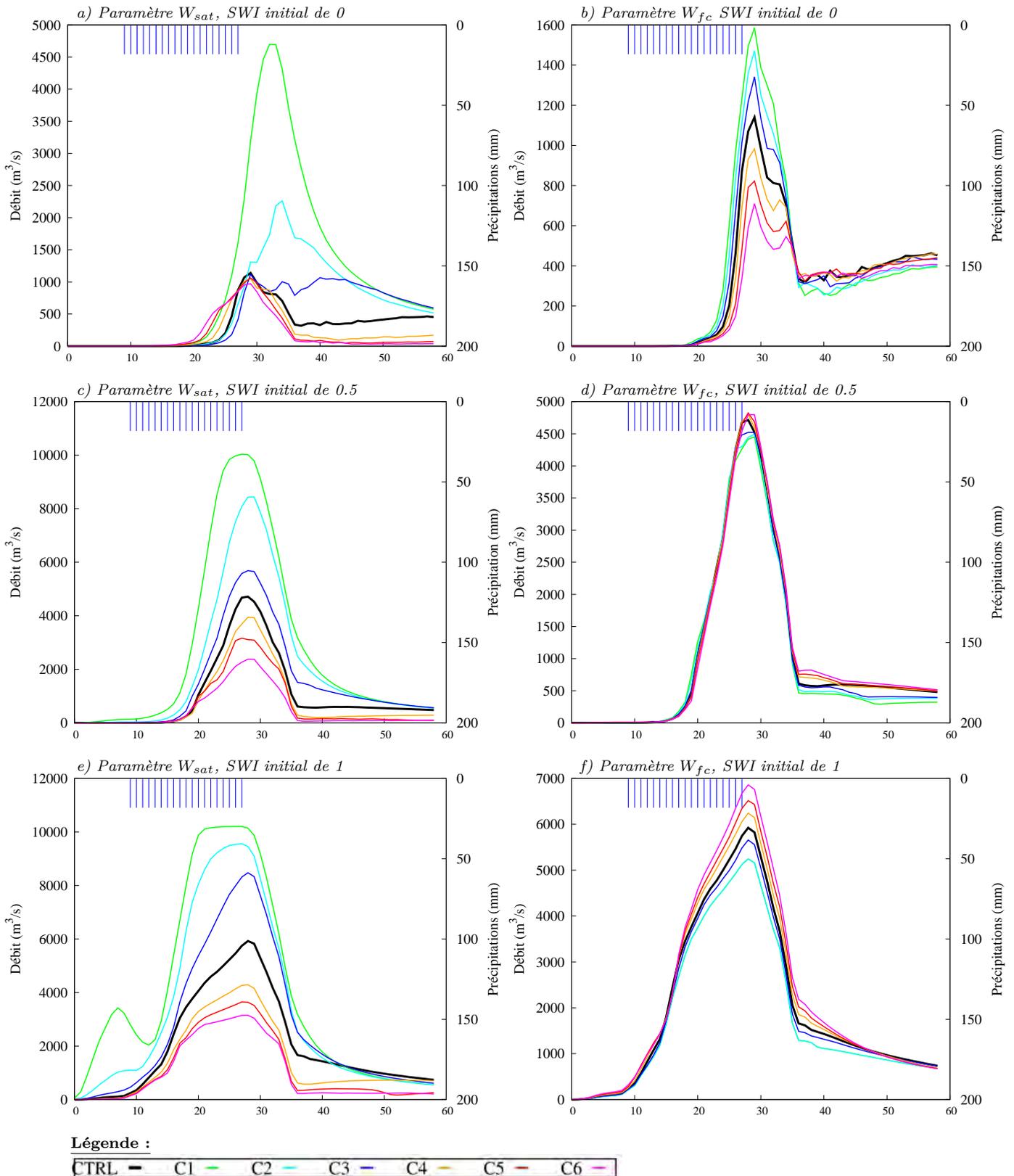


FIGURE 10.4 – Même figure que figure 10.1 mais en faisant varier le paramètre W_{sat} (à gauche) et W_{fc} (à droite). Attention, les échelles en ordonnées peuvent différer d'un graphe à l'autre.

10.1) mais aussi sur tous les cas réels et tous les bassins comme c'est indiqué dans l'article (figures 5d, 6 et 7).

Les figures 5b, 6 et 7 de l'article montrent bien également l'impact du paramètre K_{sat} sur les simulations de cas réels. Pour le cas idéalisé, on a mis en évidence un effet de seuil de ce paramètre (cf. section 10.1). On se propose ici d'illustrer la non linéarité et la complexité de l'impact d'une modification de K_{sat} .

La figure 10.5 montre qu'une variation de K_{sat} a peu d'impact sur le pic de crue simulé à Bagnols pour le cas de septembre 2014 (figure 10.5.a) alors qu'elle a un impact majeur pour l'amplitude du pic de crue du Gardon à Boucoiran (figure 10.5.b). L'analyse des contributions du drainage et du ruissellement aux débits à l'exutoire (figures 10.5.c à f) montre que les effets d'une modification de K_{sat} peuvent se compenser. Diminuer K_{sat} entraîne une diminution du drainage et une augmentation du ruissellement (qui peut aller jusqu'à la production de ruissellement hortonien comme c'est le cas sur la Cèze avec un coefficient C1, figure 10.5.e). Dans l'exemple choisi, pour Bagnols-sur-Cèze, l'effet de K_{sat} sur le drainage et le ruissellement se compensent. Pour Boucoiran en revanche, l'effet de l'augmentation du ruissellement prend le dessus sur la diminution du drainage en lien avec les pluies abondantes qui affectent le bassin versant.

10.2.2 Paramètre M

Dans l'article, on montre que l'impact de M est marqué pour les pics de crue, mais moindre pour la chronique complète. Ceci est illustré par la figure 10.6. Augmenter M provoque une augmentation des pics de crue simulés. En considérant les chroniques entières, on se rend compte que celles obtenues avec de faibles valeurs de M " croisent " les simulations obtenues avec de fortes valeurs de M . Ceci est dû à l'influence du drainage qui perdure d'autant plus longtemps après le pic de crue que M est faible d'où une décrue plus lente.

10.2.3 Autres paramètres

On a montré, dans la section 10.1, un impact faible sur les débits simulés en cas idéalisé de la variation des paramètres b , ψ_{sat} , W_{fc} et W_{wilt} . Cette influence faible est confirmée sur cas réel comme on le voit sur les figures 5 et 6 de l'article. La figure 10.7 montre l'impact très faible de la variation du paramètre W_{fc} comparé à ce qui est observé sur la figure 10.6.

10.2.4 Humidités initiales

On rappelle que les conditions initiales d'humidité des sol d'ISBA-TOP sont déduites des indices SWI de la couche racinaire prévus par SIM (cf. section 7.1.1). La méthode de perturbation des humidités initiales est décrite dans Edouard et al., submitted. Elle permet de préserver la cohérence spatiale du champ et les limites physiques de cette variable. La figure 10.8 illustre un ensemble obtenu en perturbant 100 fois les conditions initiales d'humidité des sols. Les différences entre les membres sont importantes en début d'expérience mais s'atténuent après le premier pic de crue.

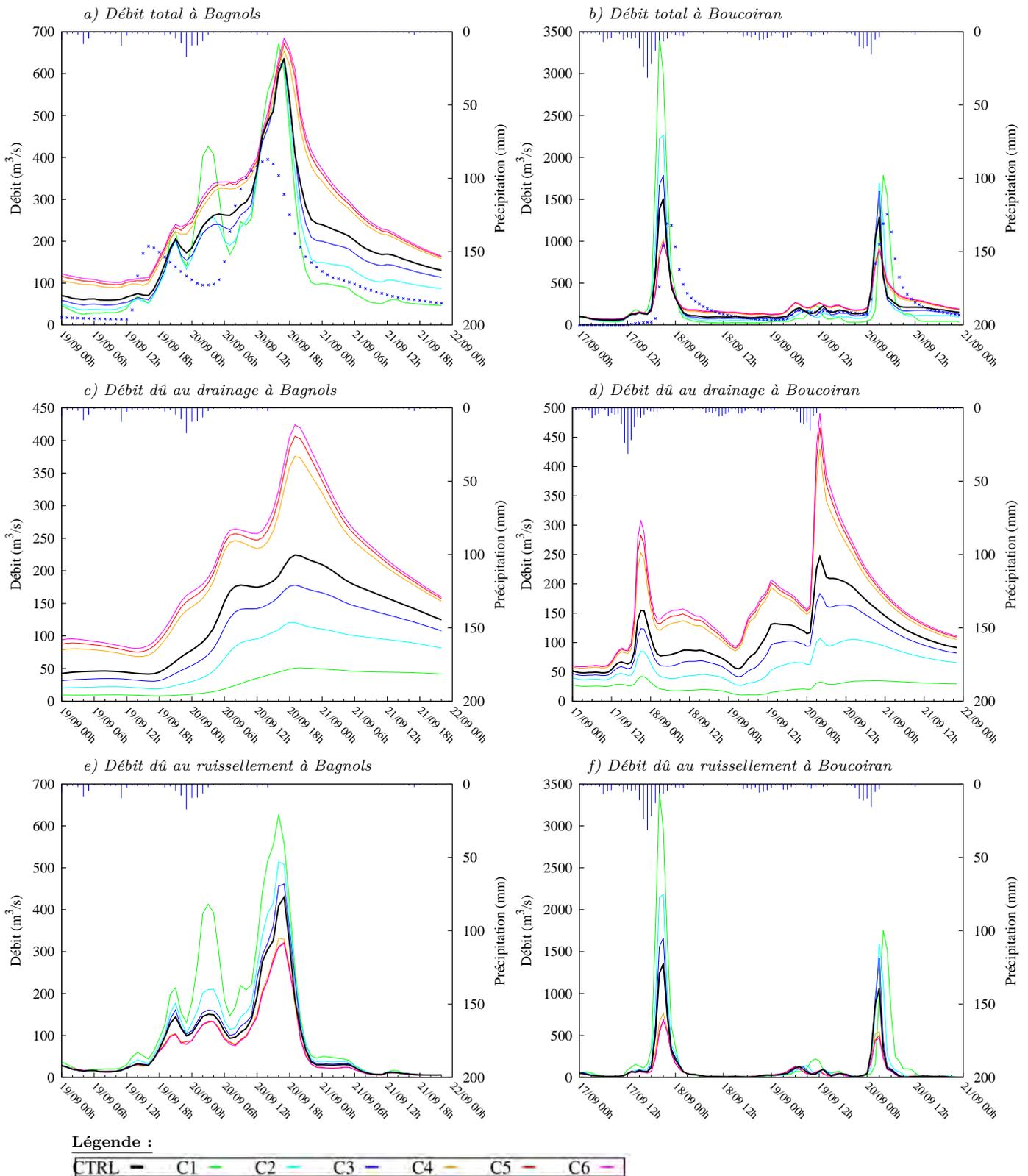


FIGURE 10.5 – a et b) Débits (en $m^3.s^{-1}$) de la Cèze à Bagnols (a) et du Gardon à Boucoiran (b) pour le cas de septembre 2014 simulés en faisant varier uniquement le paramètre K_{sat} . c à f) Contribution du drainage au débit (c et d) et contribution du ruissellement au débit (e et f) pour le même cas et les mêmes bassins. Attention, les échelles en ordonnées peuvent différer d'un graphe à l'autre.

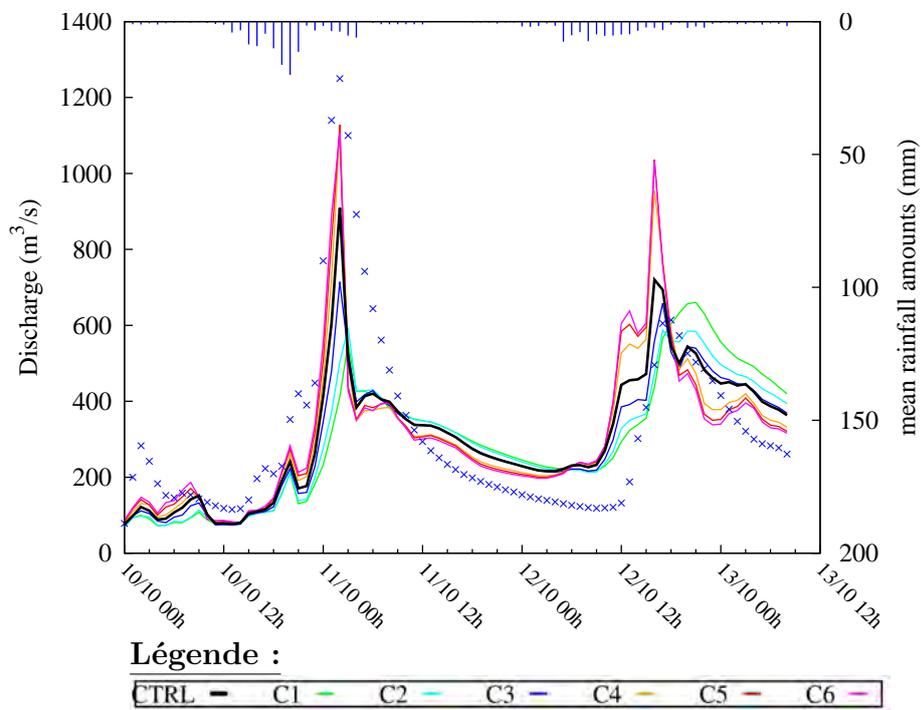


FIGURE 10.6 – Débits du Gardon à Boucoiran (en $m^3.s^{-1}$) du 10 au 13 octobre 2014 simulés en faisant varier uniquement le paramètre M .

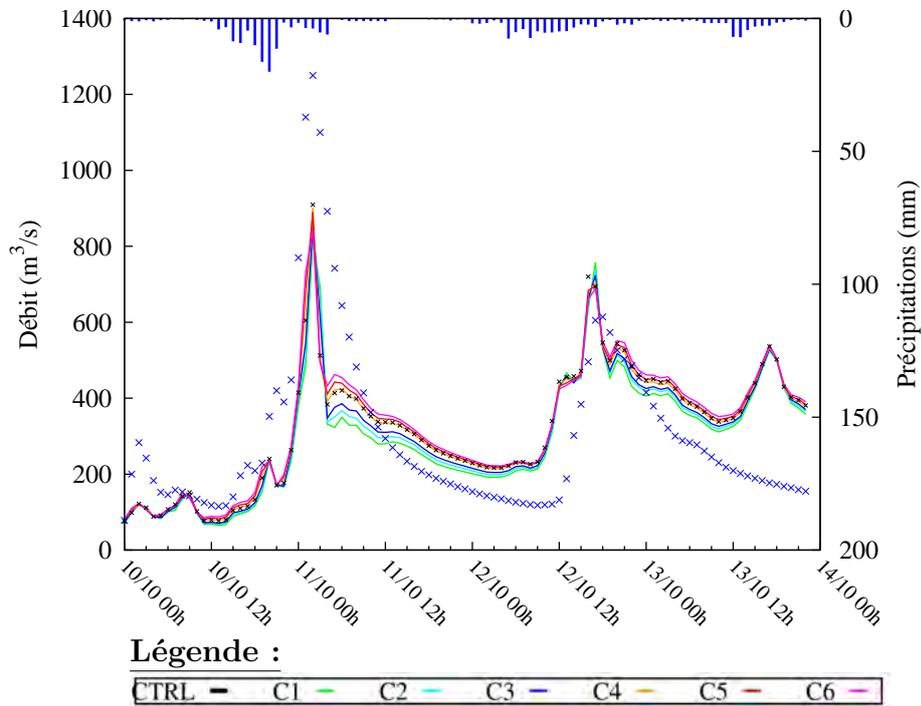


FIGURE 10.7 – Débits du Gardon à Boucoiran (en $m^3.s^{-1}$) du 10 au 13 octobre 2014 simulés en faisant varier uniquement le paramètre W_{fc} .

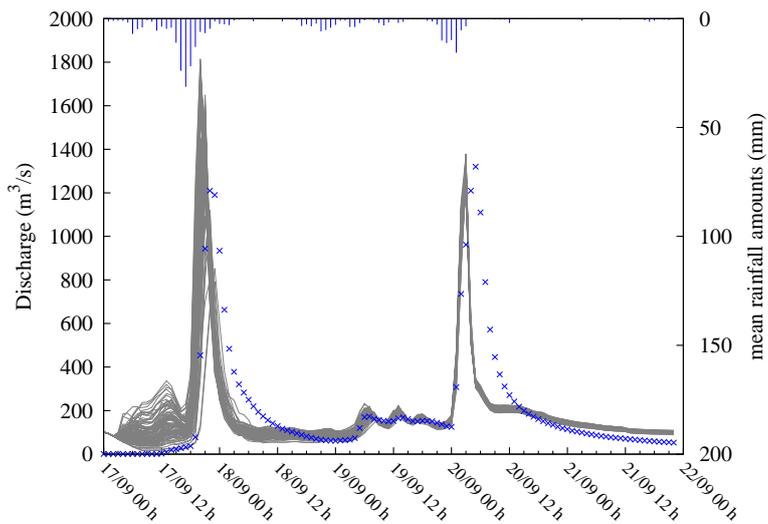


FIGURE 10.8 – Débits (en $m^3.s^{-1}$) du Gardon à Boucoiran du 17/09/2014 au 22/09/2014 observés (croix bleues) et simulés par ISBA-TOP en perturbant ses condition initiales d'humidité des sols 100 fois (courbes grises).

10.3 Conclusion des études de sensibilité

Les expériences réalisées à la fois sur cas réels et sur cas idéalisé amènent les conclusions suivantes :

- les paramètres K_{sat} , W_{sat} impactent fortement les simulations,
- le paramètre M a un impact plus modéré mais non négligeable sur les débits simulés,
- les simulations ne sont pas sensibles aux variations des paramètres b et ψ_{sat} ,
- des effets de seuils influent sur la simulation des débits (la valeur de K_{sat} peut conditionner le type de ruissellement, le SWI initial détermine dans quel sens la variation de W_{fc} affecte celle du débit simulé, . . .),
- l'humidité initiale du sol influe sur la hiérarchie des impacts entre les paramètres,
- l'hétérogénéité de la texture des sols sur le domaine de simulation a un impact sur les débits simulés.

Ces impacts, comme nous venons de la voir, sont cohérents avec les processus impliqués dans les crues et leur modélisation dans ISBA-TOP. Pour compléter ce travail, il sera nécessaire de considérer également les paramètres du module de transfert de l'eau (aussi appelé "module de routage") mais cela n'a pu être réalisé dans le temps imparti pour cette thèse.

Quatrième partie

Une prévision d'ensemble hydrométéorologique des crues rapides

Introduction

Le modèle ISBA-TOP peut donc désormais être utilisé en version ensembliste. Cet ensemble de simulations hydrologiques couvre des gammes de variations réalistes des incertitudes sur les paramètres et sur les conditions initiales en humidité du sol.

Il manque la prise en compte de l'incertitude sur la prévision des pluies pour obtenir un système de prévision d'ensemble des débits considérant les trois principales sources d'incertitudes. Le système de prévision d'ensemble PEARO (présentée section 4.3) permet d'échantillonner l'incertitude sur les prévisions météorologiques en général et donc sur les prévisions de pluie en particulier.

Cette dernière partie présente la conception de ce système de prévision d'ensemble des débits où les membres de la prévision d'ensemble PEARO sont utilisés en entrée de la version ensembliste d'ISBA-TOP.

Un premier chapitre décrit ce système de prévision d'ensemble hydrométéorologique et illustre ses résultats sur un cas d'étude. Dans un second temps, l'évaluation de cet ensemble sur les cas de l'automne 2014 est présentée. La sensibilité des résultats au nombre de membres de l'ensemble sera étudiée ainsi que la correction de biais de la PEARO pour la prévision des pluies.

Chapitre 11

L'ensemble hydrométéorologique : construction et illustration

11.1 Description du système de prévision d'ensemble hydrométéorologique

Le système de prévision d'ensemble PEARO disponible au moment de cette thèse est une version pré-opérationnelle. Elle est lancée (de manière non automatique et en temps différé) à la date d'un jour J à 18 UTC et couvre 36 heures d'échéances.

Pour chaque évènement, plusieurs simulations PEARO ont été utilisées pour forcer le modèle hydrologique et faire une prévision à 36h d'échéance des débits. Des prévisions d'ensemble hydrométéorologiques ont été ainsi réalisées pour les dates suivantes de l'automne 2014 :

- les 16, 17, 18 et 19 septembre pour le cas de septembre,
- les 8, 9, 10 et 11 octobre pour le cas d'octobre,
- les 2 et 3 novembre pour le cas de début novembre,
- les 25, 26 et 27 novembre pour le cas de fin novembre.

Ces dates sont celles du début de la prévision PEARO (démarrant à 18 UTC et valable jusqu'à 36 heures d'échéances).

Données de pluie	Modèle hydrologique	Dénomination
ANTILOPE	ISBA-TOP	CTRL
AROME	ISBA-TOP	DET
PEARO	ISBA-TOP	ENS_{PEARO}
PEARO	ISBA-TOP ensembliste	ENS_{120}

TABLE 11.1 – Caractéristiques des expériences de prévision d'ensemble hydrométéorologique.

Pour chaque évènement, les expériences suivantes ont été réalisées (voir table 11.1) :

- les lames d'eau ANTILOPE (donc observées à partir des radars et des pluviomètres) sont utilisées en entrée d'ISBA-TOP déterministe. Cette expérience est celle de contrôle, appelée CTRL.
- les prévisions de pluies du modèle AROME opérationnel déterministe sont utilisées en entrée d'ISBA-TOP déterministe pour obtenir des prévisions déterministes de débit. Cette expérience est appelée DET.

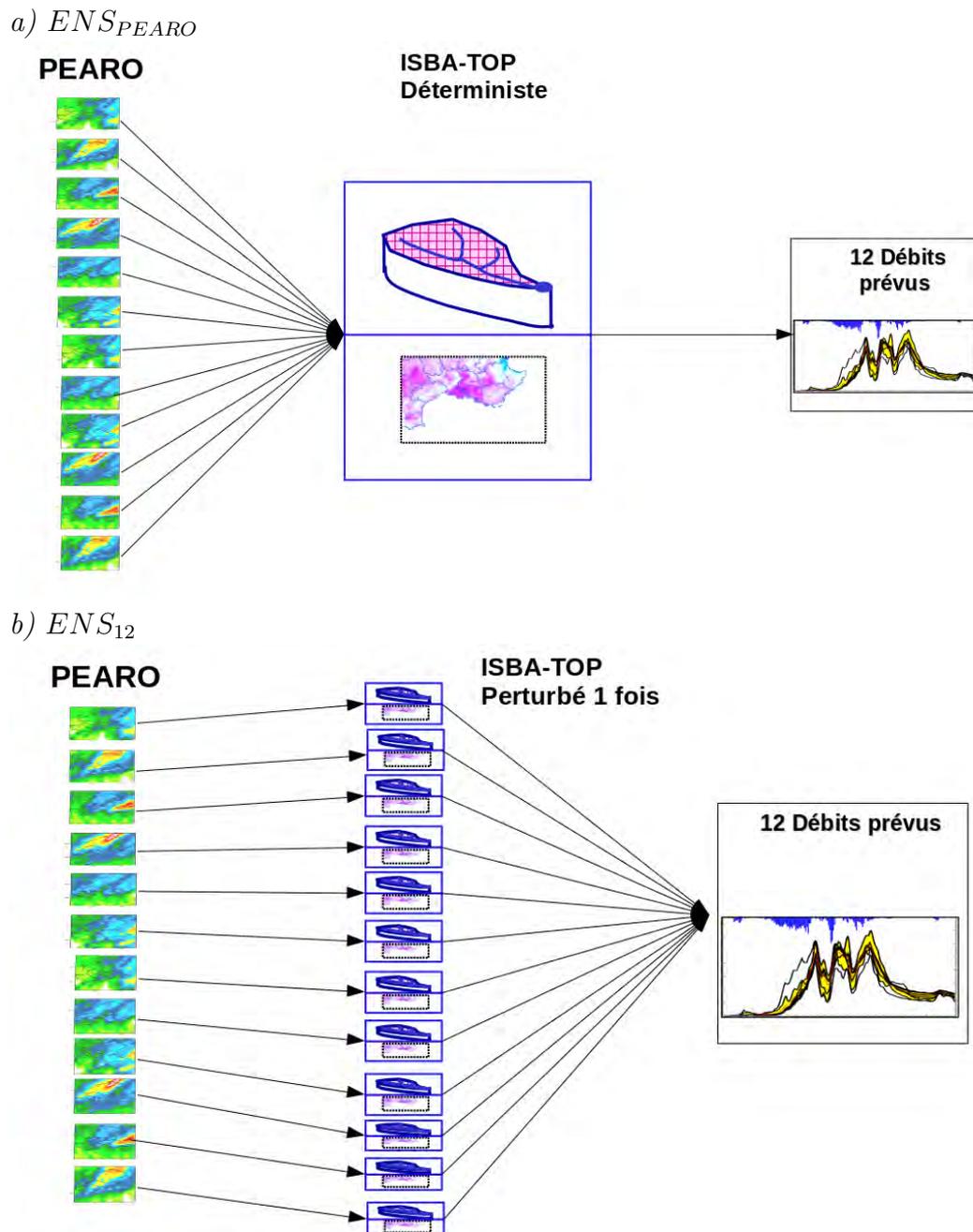
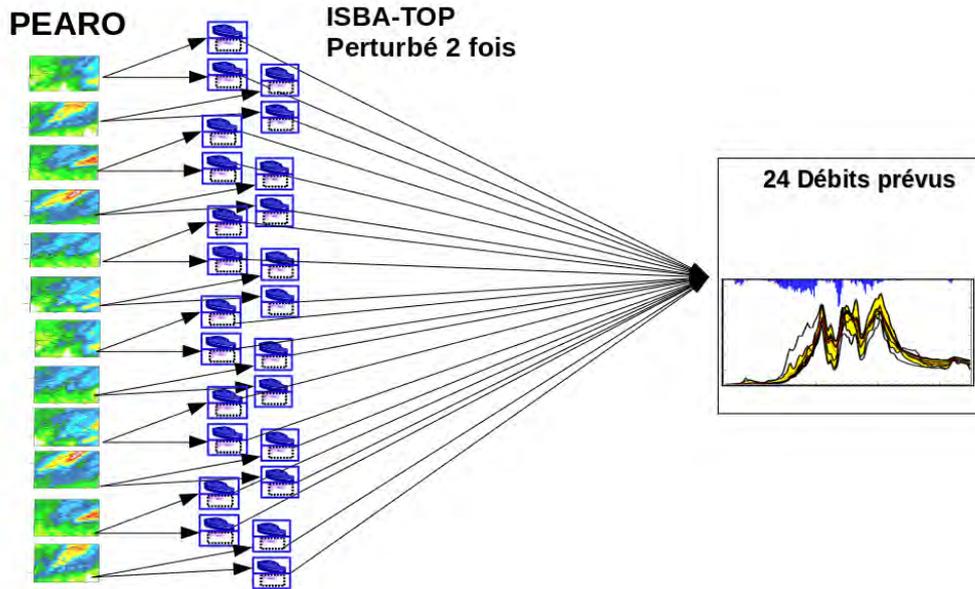


FIGURE 11.1 – Les différents types d’ensembles : (a) ENS_{PEARO} avec 12 scénarii de pluie en entrée d’ISBA-TOP perturbé 1 fois, soit au total 12 conditions initiales et 12 jeux de paramètres , (b) ENS_{12} avec 12 scénarii de pluie en entrée d’ISBA-TOP perturbé 1 fois, soit au total 12 conditions initiales et 12 jeux de paramètres.

c) ENS_{24}



d) ENS_{120}

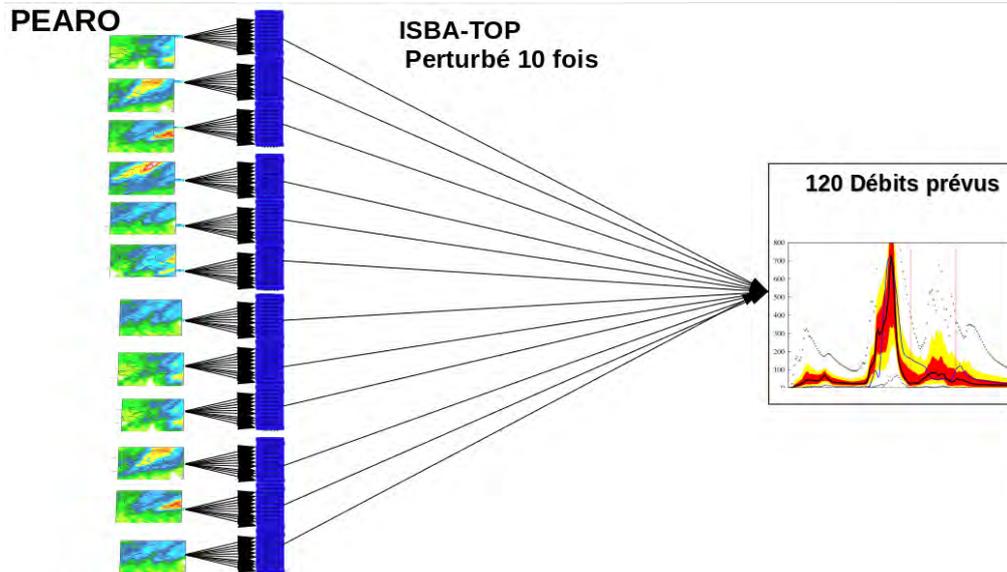


FIGURE 11.2 – Les différents types d'ensembles : (a) ENS_{24} avec 12 scénarii de pluie en entrée d'ISBA-TOP perturbé 2 fois, soit au total 24 conditions initiales et 24 jeux de paramètres, (b) ENS_{120} avec 12 scénarii de pluie en entrée d'ISBA-TOP perturbé 10 fois soit au total 120 conditions initiales et 120 jeux de paramètres.

- les prévisions de pluies de chaque membre de la PEARO sont utilisées en entrée d'ISBA-TOP déterministe pour obtenir des prévisions d'ensemble de débit. L'ensemble est constitué de 12 membres, douze scénarii de débit simulés à partir de douze scénarii de précipitations. Cette expérience est nommée ENS_{PEARO} (figure 11.1a).
- les prévisions de pluies de chaque membre de la PEARO sont utilisées en entrée de la version ensembliste d'ISBA-TOP. Les conditions initiales d'ISBA-TOP et ses paramètres hydrodynamiques sont perturbés pour chaque scénario météorologique.

Si on perturbe ISBA-TOP 1 fois, ses conditions initiales d'humidité du sol sont modifiées et un jeu "perturbé" de paramètres hydrodynamiques est appliqué et ce pour chaque membre de la PEARO. Ce système prévoit 12 scénarii de débit. Chaque scénario provient d'un champs de précipitation, de conditions d'humidité initiale du sol et d'un jeux de paramètres hydrodynamiques unique. (La différence avec ENS_{PEARO} est que pour chaque prévision de débit, les conditions initiales du sol et les paramètres hydrodynamiques sont différents des 11 autres prévisions.) C'est l'ensemble ENS_{12} (figure 11.1b).

Si maintenant pour chaque champ de précipitations de la PEARO, ISBA-TOP est perturbé 2 fois, le système prévoit 24 scénarii de débits issus de 24 conditions d'humidité initiale du sol et de 24 jeux de paramètres hydrodynamiques. C'est l'ensemble ENS_{24} (figure 11.2a).

Et ainsi de suite, un ensemble qui prévoit X scénarii de débits au final sera noté ENS_X par la suite. L'ensemble ENS_{120} (figure 11.2b) de débits prévus est donc constitué de 120 membres avec 120 conditions initiales de sol et 120 jeux de paramètres hydrodynamiques différentes.

Pour une bonne mise à l'équilibre du modèle ISBA-TOP, on ne peut pas utiliser les prévisions directement dès le début d'une simulation. Il faut que la simulation démarre au moins 48 heures avant le début de la période d'intérêt. Donc pour les prévisions (DET, ENS_{PEARO} et ENS_{120}), ISBA-TOP est d'abord forcé avec les données ANTILOPE jusqu'à la première échéance couverte par la prévision météorologique. La prévision météorologique est ensuite utilisée en entrée du modèle ISBA-TOP pour les 36 heures suivantes. Puis, des pluies nulles sont données en entrée d'ISBA-TOP. La figure 11.3 illustre ces trois étapes de forçage, délimitées par les lignes verticales vertes.

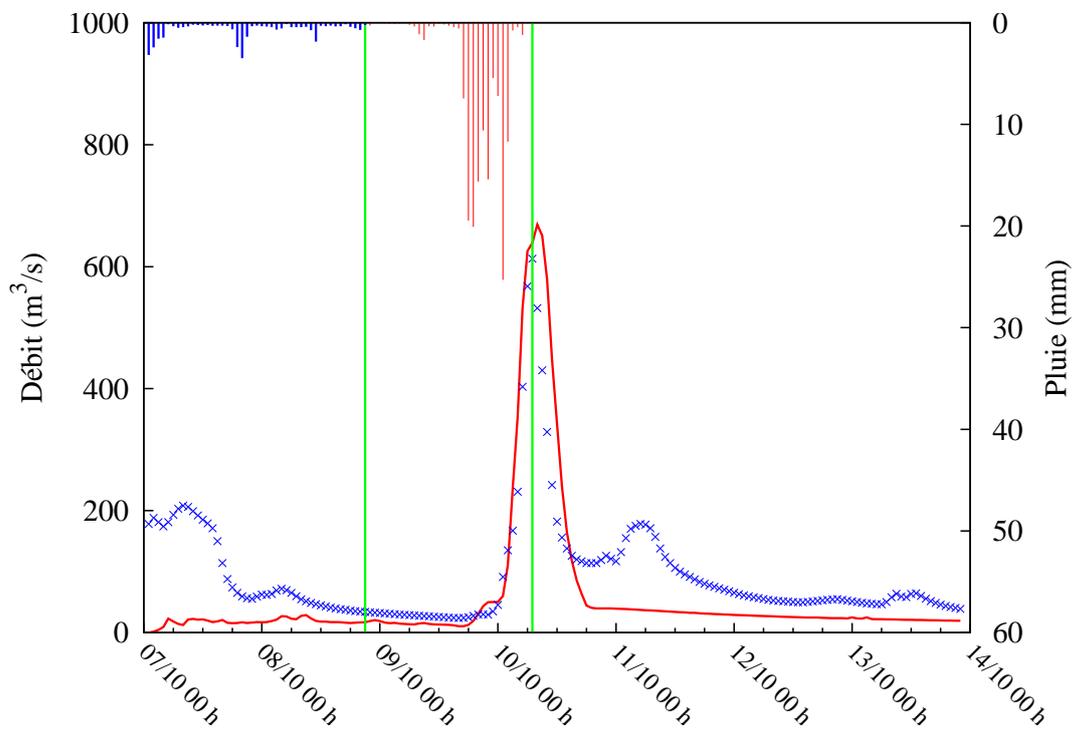


FIGURE 11.3 – Débit (en $m^3.s^{-1}$) du Vidourle à Sommières observé (croix bleues), ou simulé (courbe rouge) par ISBA-TOP à partir d'un des membres de la PEARO (prévision du 8/10/2014 à 18UTC) sur le cas d'octobre 2014. Les pluies utilisées en entrée pour la simulation sont indiquées en histogramme renversés et délimitées par des lignes verticales vertes : ANTILOPE (barres bleues), PEARO (barres rouges), pluie nulle.

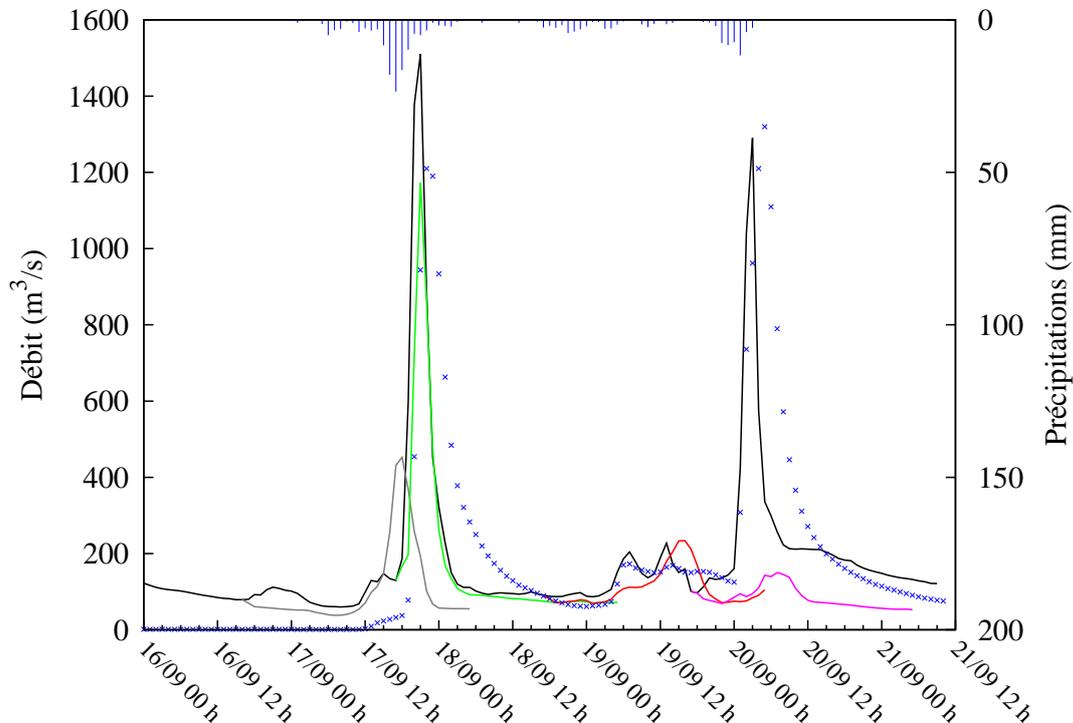


FIGURE 11.4 – Débits (en $m^3.s^{-1}$) du Gardon à Boucoiran observés (croix bleues), simulés avec l'expérience CTRL (courbe continue noire) et prévus avec les quatre prévisions déterministes AROME : celle lancée le 16/09/2014 à 18 UTC (courbe grise), celle lancée le 17/09/2014 à 18 UTC (courbe verte) celle lancée le 18/09/2014 à 18 UTC (courbe rouge) et celle lancée le 19/09/2014 à 18 UTC (courbe violette).

11.2 Exemple du cas de septembre 2014

On se propose d'ici d'illustrer les différentes expériences sur un cas et un bassin.

La figure 11.4 montre l'hydrogramme observé pour le cas de septembre 2014, celui obtenu avec la simulation CTRL et en couleur, les hydrogrammes prévus en utilisant en entrée d'ISBA-TOP les prévisions déterministes de pluie par AROME (expérience DET).

L'expérience CTRL est continue, elle débute le 15 septembre 2014 à 00 UTC (pour tenir compte de la période de mise à l'équilibre du modèle).

Pour couvrir tout l'évènement de septembre 2014, quatre prévisions météorologiques sont nécessaires. Les prévisions DET démarrent de l'état de CTRL à 18 UTC le jour de la prévision.

L'expérience CTRL reproduit bien le premier pic de crue mais le second est sous-estimé. Les prévisions déterministes lancées les 16 et 17 septembre à 18UTC indiquent un risque de crue mais la plus précoce le sous estime sensiblement. Aucune des prévisions déterministes ne permet de prévoir une hausse de débit dans la journée du 20 septembre.

La figure 11.5 présente les prévisions des ensembles ENS_{PEARO} lancés les 16, 17,

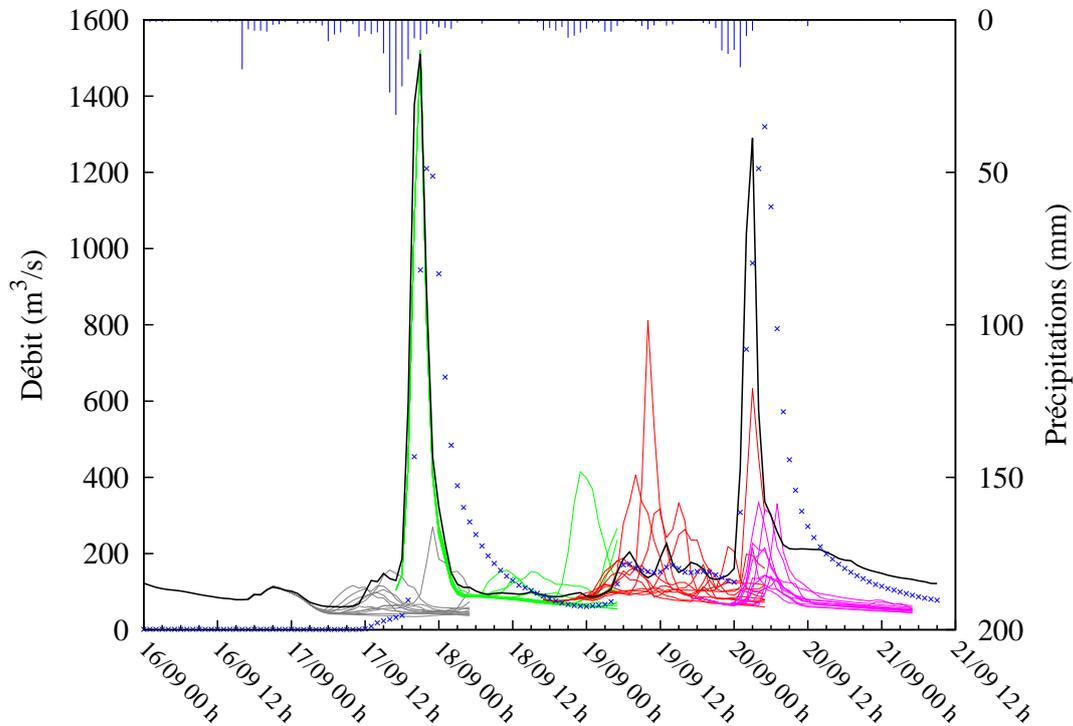


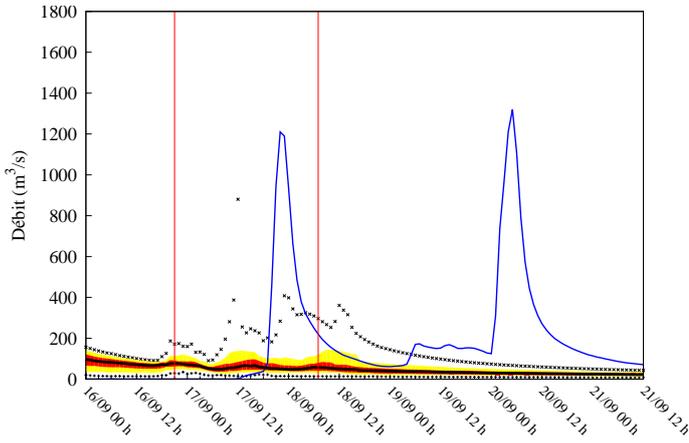
FIGURE 11.5 – Débits (en $m^3.s^{-1}$) du Gardon à Boucoiran observés (croix bleues), simulés avec l'expérience CTRL (en ligne continue noire) et prévus avec les quatre prévisions des 12 membres de l'ensemble ENS_{PEARO} : celles lancées le 16/09/2014 à 18 UTC (courbes grises), celles lancées le 17/09/2014 à 18 UTC (courbes vertes), celles lancées le 18/09/2014 à 18 UTC (courbes rouges) et celles lancées le 19/09/2014 à 18 UTC (courbes violettes).

18 et 19 septembre. Le premier pic n'est pas prévu avec beaucoup d'anticipation : les membres de l'ensemble ENS_{PEARO} du 16 septembre ne le simulent pas, alors que ceux de l'ensemble du 17 septembre y parviennent. Le second pic, du 20 septembre, est suggéré par l'ensemble ENS_{PEARO} du 18 septembre mais est sous estimé en amplitude. L'ensemble ENS_{PEARO} du 19 en revanche n'indique pas de risque de crue.

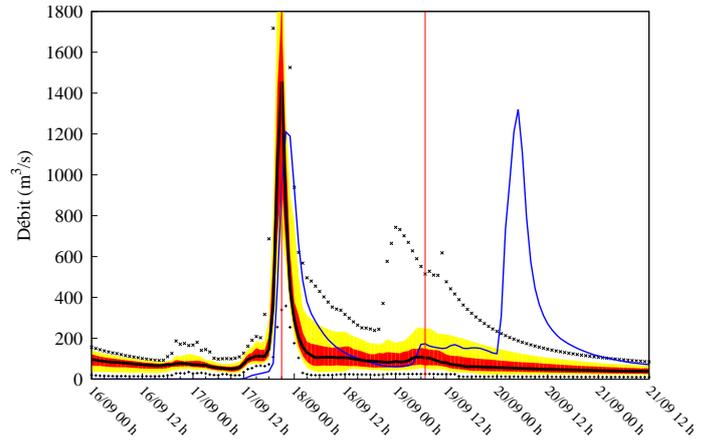
Pour représenter les 120 prévisions de débits de l'ensemble ENS_{120} , on choisit ici une représentation en quantile : la médiane de l'ensemble est représentée en noir, l'enveloppe regroupant la moitié des membres en rouge et l'enveloppe regroupant 80% des membres en jaune. Les extrema sont représentés par des croix noires. Contrairement aux courbes de la figure 11.5, les scénarii de débit de l'ensemble ENS_{120} (présentés figure 11.6) diffèrent dès le début de l'évènement et pas seulement au début de la prévision. En effet dans l'expérience ENS_{120} , la version ensembliste d'ISBA-TOP est aussi utilisée pour la phase de mise en équilibre. L'humidité initiale et les paramètres du modèle sont donc perturbés aussi lorsqu'on force avec la lame d'eau ANTILOPE avant de forcer par les prévisions PEARO.

La figure 11.6 montre que l'enveloppe regroupant 80% des membres est proche des

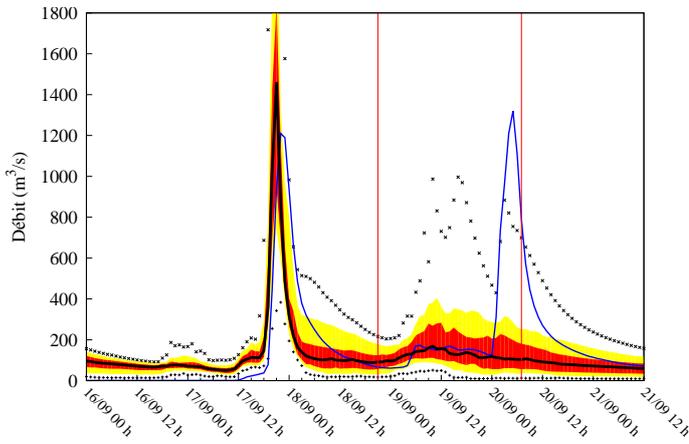
a) 16/09 18 UTC :



b) 17/09 18 UTC :



c) 18/09 18 UTC :



d) 19/09 18 UTC :

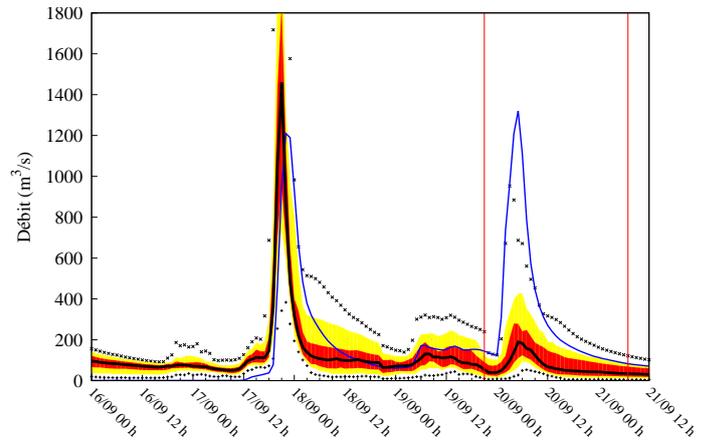


FIGURE 11.6 – Débits (en $m^3.s^{-1}$) du Gardon à Boucoiran observés (courbe bleue) et prévus avec l'ensemble ENS_{120} du 16/09/2014 à 18 UTC a), 17/09/2014 à 18 UTC b), 18/09/2014 à 18 UTC c), 19/09/2014 à 18 UTC d). 50% des membres de l'ensemble ENS_{120} sont contenus dans l'enveloppe rouge, 80% dans la jaune. La médiane de l'ensemble est en ligne noire et les extrema de l'ensemble en croix noires. Les lignes verticales rouges délimitent la période où les prévisions de la PEARO sont utilisées en entrée d'ISBA-TOP.

prévisions ENS_{PEARO} . Mais, les extrema sont toujours très proches des pics observés. Moins de 10% des membres de l'ensemble ENS_{120} , ont prévu le premier pic de crue à partir de la prévision du 16/09. Le second pic de crue, comme pour ENS_{PEARO} , est suggéré par une grande partie des membres de la prévision du 18/09, et une des simulations le modélise très bien. La prévision débutant le 19/09 prévoit au bon moment le pic de crue du 20 septembre mais sous estime son intensité même si quelques membres prévoient des débits très proches de ceux observés.

Cet exemple du cas de septembre 2014 met bien en évidence l'apport de l'utilisation de la version ensembliste d'ISBA-TOP pour la prévision des débits. Toutefois, on remarque que le signal "intéressant" se situe plutôt vers les quantiles supérieurs de la prévision d'ensemble. C'est un point connu pour la prévision des pluies avec la PEARO. Les évaluations réalisées en interne à Météo-France recommandent d'utiliser le quantile q90 comme seuil de décision quand on s'intéresse aux précipitations méditerranéennes.

Une évaluation de ces ensembles sur plus de cas est présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 12

Évaluation de la prévision d'ensemble hydrométéorologique

Des scores catégoriels et ensemblistes décrits dans l'annexe D ont été calculés pour évaluer les débits prévus et comparer les ensembles entre eux.

12.1 Évaluation des pluies de bassin prévues par la PEARO

Une évaluation des pluies horaires moyennées par bassin prévues par la PEARO a été réalisée dans le cadre d'un projet de modélisation d'élève ingénieurs de l'ENM 2013/2016 (Gastrin, Larvor, and Lovat, 2015). Ce projet a utilisé les mêmes outils que ceux développés au cours de ma thèse et j'ai eu l'occasion d'assister un peu les stagiaires. Les exutoires considérés dans cette étude étaient Vallon-Pont-d'Arc pour l'Ardèche, Bagnols pour la Cèze et Anduze pour le Gard. Les cas d'études étaient ceux de l'automne 2014 décrits en section 8.

run \ bassin versant	Anduze	Bagnols	Vallon-Pont-d'Arc
16 septembre 18h	-31.1%	-28.1%	56.1%
17 septembre 18h	40.9%	83.5%	80.7%
18 septembre 18h	-168.4%	-5.5%	-13.5%
8 octobre 18h	-97.5%	-49.7%	-87.2%
9 octobre 18h	5.8%	-35.6%	-77.2%
10 octobre 18h	-309.8%	-40.9%	-109.0%
11 octobre 18h	26.2%	33.1%	50.6%
2 novembre 18h	30.4%	-16.6%	0.4%
3 novembre 18h	-76.6%	11.4%	-28.5%
25 novembre 18h	-36.5%	11.9%	-77.5%
26 novembre 18h	-198.2%	-102.1%	-75.8%
27 novembre 18h	-89.1%	-73.7%	-105.3%

TABLE 12.1 – Pourcentage d'erreur relative des prévisions de cumul de pluie moyennées sur les bassins par le modèle AROME déterministe pour chaque simulation AROME, c'est à dire $100x[(\text{cumul observé} - \text{cumul prévu})/\text{cumul observé}]$.

Une évaluation des prévisions de pluies horaires d'AROME déterministe a d'abord été menée pour avoir une idée de sa performance sur les cas de l'automne 2014. Pour

score	bassin versant		
	Anduze	Bagnols	Vallon-Pont-d'Arc
RPSS	0.35	0.77	0.82
CRPS	1.07	0.92	1.08
MAE AROME	1.98	1.59	1.90
RMSE scénario moyen (AROME+PEARO)	2.85	1.96	2.47
σ (AROME+PEARO)	1.79	1.41	1.58
σ /RMSE	0.63	0.72	0.64

TABLE 12.2 – Scores pour les prévisions de pluies de bassin par l'ensemble PEARO tous évènements confondus et par bassin versant.

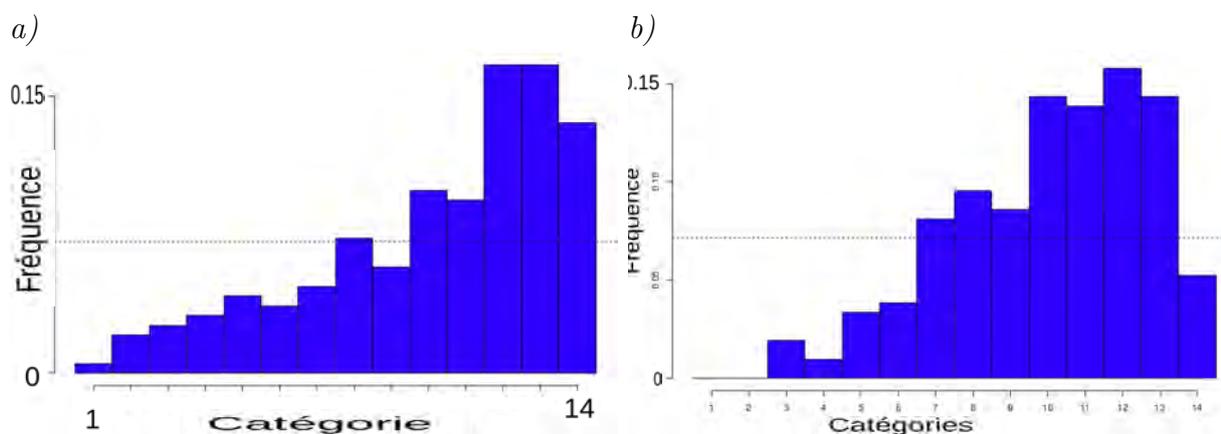


FIGURE 12.1 – Diagrammes de Talagrand pour les bassins versants de Bagnols (à gauche) et Vallon-Pont-d'Arc (à droite) pour les valeurs de pluies supérieures à 0,5 mm pour les quatre évènements confondus.

chaque prévision AROME lancée un jour J à 18 UTC, le cumul des pluies prévues du jour $J+1$ à 00 UTC au jour $J+2$ à 03 UTC (27 heures de cumul) moyenné sur le bassin versant est comparé au cumul (moyenné sur le bassin sur la même période) obtenu avec les lames d'eau horaires ANTILOPE. Le tableau 12.1 montre le pourcentage d'erreur relative commise par le modèle.

AROME surestime généralement les cumuls de pluies sur les bassins. Dans 24 simulations sur 36, ce score est négatif impliquant une surestimation de pluie sur le bassin. Cette surestimation provient soit d'erreurs de localisation ou d'intensité des pluies, soit de décalages temporels.

Concernant la PEARO, elle a un apport positif comparé aux prévisions déterministes comme en attestent les scores positifs de RPSS du tableau 12.2. Ce tableau montre aussi des valeurs de CRPS pour la PEARO (détaillés annexe D) inférieures à l'erreur absolue (MAE) calculée pour les prévisions AROME. Le rapport $\frac{\sigma}{RMSE}$ indiqué dans le tableau 12.2 est inférieur à 1 pour tous les bassins, ce qui tend à montrer une prévision d'ensemble sous-dispersive.

Les diagrammes de rang illustrés pour deux des bassins (figure 12.1) montrent cependant un biais plutôt bas par rapport aux observations sur l'échantillon d'étude.

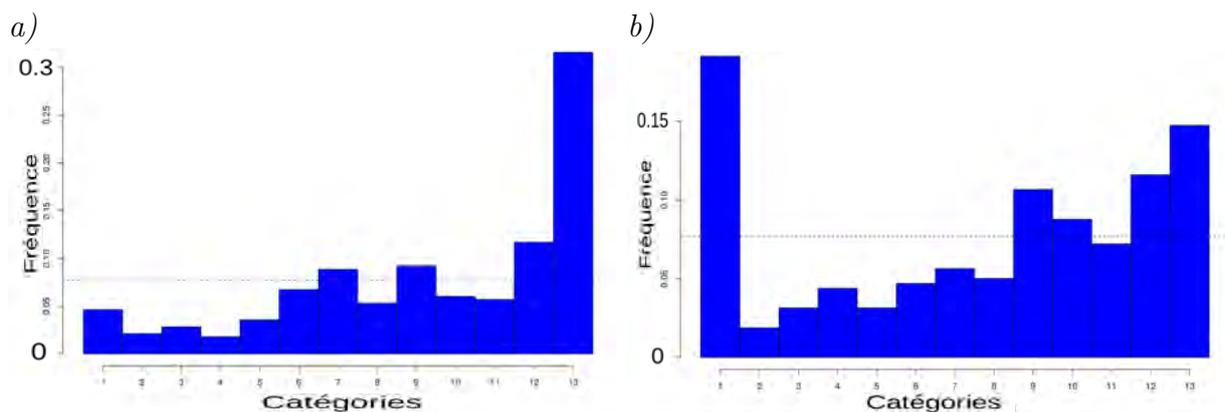


FIGURE 12.2 – Diagrammes de Talagrand pour les bassins versants de Bagnols (a) et Vallon-Pont-d’Arc (b) pour les valeurs de débits simulés pour les quatre évènements confondus pour les ensembles ENS_{PEARO} .

12.2 Évaluation des débits horaires à l’exutoire des bassins avec ENS_{PEARO}

L’évaluation des débits horaires simulés par ISBA-TOP forcé avec la PEARO a été réalisée dans le cadre d’un stage de découverte de la recherche réalisé par Lucas Brech, élève de l’ENPC (Brech, 2015). J’ai été associé au suivi de ce stage

Sur l’échantillon des cas de l’automne 2014, l’erreur inhérente à la modélisation hydrologique ISBA-TOP a été mise en évidence en comparant les observations de débit aux débits simulés avec l’expérience CTRL. Les ordres de grandeur de l’amplitude des pics de crue simulés sont corrects mais ISBA-TOP tend à surestimer l’amplitude de ces pics sur les trois bassins versants. La dynamique des pics de crue est en général bien reproduite dans le cas de pics uniques suivis d’une décrue rapide, avec souvent une légère avance (de 0 à -5h). Dans le cas de pics de crues successifs, le modèle a du mal à reproduire les pics secondaires ou les sous-estime et la décrue simulée est trop rapide.

Toutes simulations et tous bassins confondus, on obtient une moyenne des erreurs relatives sur l’amplitude des pics de crue de 2,72% pour l’ensemble ENS_{PEARO} . Comme attendu, le rapport sigma/RMSE calculé sur chaque simulation par bassin est presque toujours inférieur à 1, montrant que l’ensemble ENS_{PEARO} est largement sous-dispersif.

Le RPSS utilisant la prévision DET de débit comme référence atteint 0,31 pour l’ensemble ENS_{PEARO} (tous bassins et tous cas confondus), ce qui confirme l’apport de l’utilisation de la PEARO par rapport à l’utilisation d’AROME déterministe. Tous ces résultats vont dans le même sens que l’évaluation faite sur les pluies moyennées sur les bassins. Les histogrammes de Talagrand confirment le caractère sous dispersif sur les trois bassins pour l’ensemble ENS_{PEARO} . Le biais bas par rapport aux débits simulés est marqué sur les bassins du Gardon à Anduze et de la Cèze à Bagnols (figure 12.2 à gauche). C’est cohérent avec les biais observés sur les pluies prévues utilisées en entrée d’ISBA-TOP. Toutefois, sur le bassin versant de l’Ardèche à Vallon-Pont-d’Arc, le débit simulé est souvent inférieur à la valeur la plus faible prévue par les ensembles (voir figure 12.2 à droite). Cela s’explique par la sur-estimation des débits par le modèle hydrologique pour ce bassin pour un des cas.

La dernière caractéristique étudiée a été la dynamique de crue. Sur plusieurs simula-

tions, on obtient une meilleure performance avec la PEARO qu'en utilisant le scénario déterministe : les pics de crues sont atténués et les séries temporelles s'en trouvent plus "aplaties". Les valeurs de débits observées sont alors bien englobées par l'ensemble de débits prévus. Toutefois, la valeur moyenne de l'écart entre la date du pic prévu par le scénario déterministe et la date prévue par les membres de l'ensemble ENS_{PEARO} est inférieure à l'heure pour les trois bassins. L'écart moyen entre les pics de crues pour les ensembles de débits comparés au scénario déterministe prévu est 21 minutes pour Anduze, 31 minutes pour Bagnols et 44 minutes pour Vallon-Pont-d'Arc.

12.2.1 Évaluation des débits horaires à l'exutoire des bassins avec ENS_{120}

Les scores de RPS calculés pour le système de prévision d'ensemble hydrométéorologique (ENS_{120}) sont présentés dans la table 12.3, les RPSS sont présentés dans la table 12.4. Le meilleur RPS est bien sûr obtenu pour la simulation CTRL qui est la simulation utilisant en entrée les pluies observées. La simulation DET est celle qui a le moins bon RPS. Le score est amélioré lorsque la prévision d'ensemble AROME force le modèle hydrologique ISBA-TOP, la prise en compte de l'incertitude météorologique permet donc une amélioration de la prévision. Enfin en utilisant la PEARO en entrée d'ISBA-TOP ensembliste, le RPS est encore réduit et se rapproche fortement du RPS de la simulation CTRL. Ceci confirme l'intérêt de l'utilisation d'ISBA-TOP ensembliste couplé à la PEARO.

RPS CTRL	0.0239
RPS DET	0.0386
RPS ENS_{PEARO}	0.0324
RPS ENS_{120}	0.0257

TABLE 12.3 – RPS pour les simulations CTRL, DET, ENS_{120} et ENS_{PEARO} .

simulation	référence	
	ENS_{120}	ENS_{PEARO}
CTRL	-0.08	-0.35
DET	0.33	0.16

TABLE 12.4 – RPSS pour les ensembles ENS_{120} et ENS_{PEARO} en utilisant comme référence la simulation CTRL ou la prévision DET.

Le tableau 12.5 liste les valeurs obtenues pour l'erreur quadratique moyenne et la dispersion de l'ensemble. L'expérience ENS_{PEARO} conduit à une valeur de RMSE plus forte que l'expérience ENS_{120} mais a une dispersion plus faible. Le rapport $\frac{\sigma}{RMSE}$ confirme que les deux ensembles sont sous dispersifs (car inférieur à 1) mais que l'ensemble ENS_{120} est plus informatif que l'ensemble ENS_{PEARO} .

La figure 12.3 présente les diagrammes de rang obtenus pour l'ensemble ENS_{120} . Un biais bas apparaît nettement sur le diagramme classant les observations. Les débits simulés par l'expérience CTRL sont mieux "encadrés" par les membres de ENS_{120} .

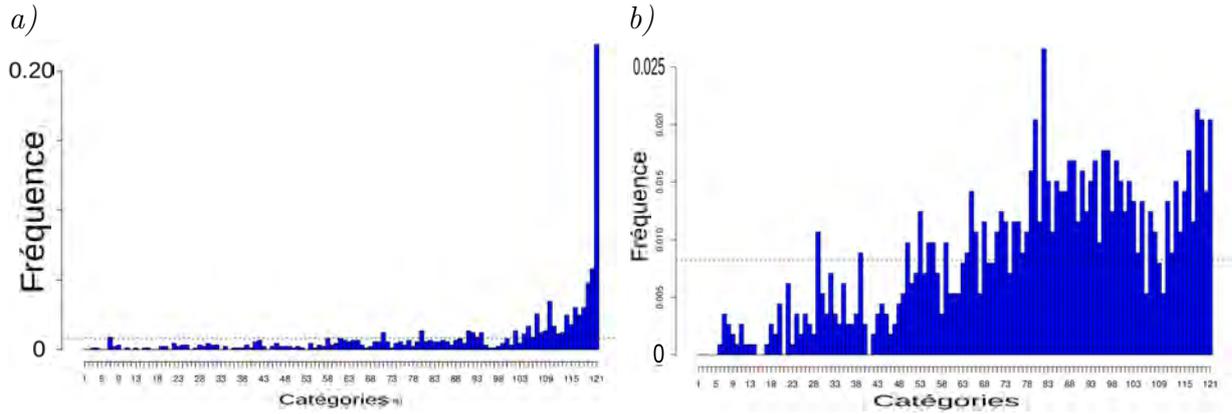


FIGURE 12.3 – Diagramme de Talagrand classant les débits observés (a) et les débits simulés par l’expérience CTRL (b) parmi les membre de l’ensemble ENS_{120} .

	simulation	
score	ENS_{120}	ENS_{PEARO}
RMSE	292	318
σ	82	27
$\frac{\sigma}{RMSE}$	0.28	0.08

TABLE 12.5 – Scores pour les ensembles ENS_{120} et ENS_{PEARO} .

Cette partie montre que le système de prévision d’ensemble hydrométéorologique composé de la PEARO et d’ISBA-TOP ensembliste permet d’améliorer les prévisions de crues par rapport à l’utilisation des prévisions AROME utilisées en entrée du modèle ISBA-TOP. Mais l’ensemble ENS_{120} représente 120 simulations, soit un temps de calcul 10 fois plus important que l’ensemble ENS_{PEARO} . On peut donc se demander si ce nombre de membres ne peut pas être réduit tout en gardant la qualité de l’ensemble combinant PEARO et version ensembliste d’ISBA-TOP.

12.2.2 Sensibilité à la taille de l’ensemble ENS_{120}

Le modèle ISBA-TOP étant un modèle physique, son temps de calcul est plus long que pour des modèles plus simples comme des modèles conceptuels. Pour déterminer le nombre optimal de membres pour l’ensemble hydrométéorologique complet, les performances des ensembles ENS_X (voir section 11.1) ont été comparées. Il s’agit de trouver un nombre de membres (et donc un nombre de perturbations différentes d’ISBA-TOP pour chaque membre de la PEARO) permettant d’avoir de meilleurs résultats qu’en utilisant ENS_{PEARO} , mais avec un temps de calcul réduit. Des ensembles avec 12, 24, 48, 96, 120, 180 et 240 ont été élaborés, correspondants respectivement à 1, 2, 4, 8, 10, 15 et 20 perturbations d’ISBA-TOP, comme expliqué dans la section 11.1 et illustré par les figures 11.1 et 11.2.

Les scores d’évaluation sont calculés sur les quatre évènements de 2014 et sur les quatre bassins versants. Le nombre de membres a peu d’impact sur les scores (figures 12.4 et 12.5). On constate une légère augmentation du RPSS en augmentant le nombre de membres de 12 à 96 puis une légère diminution en continuant à augmenter ce nombre jusqu’à 120. Toutefois les différences de scores sont très faibles .

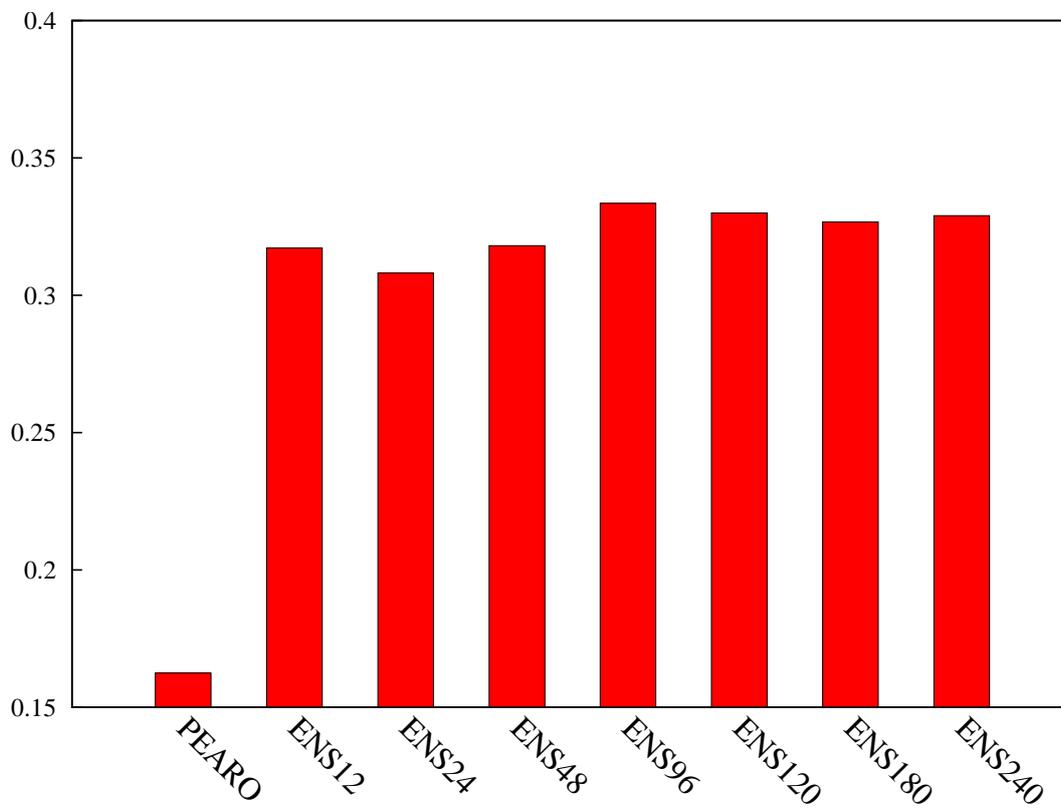


FIGURE 12.4 – RPSS des différents ensembles sur les quatre bassins versants et sur les quatre évènements de 2014. La référence est la simulation CTRL.

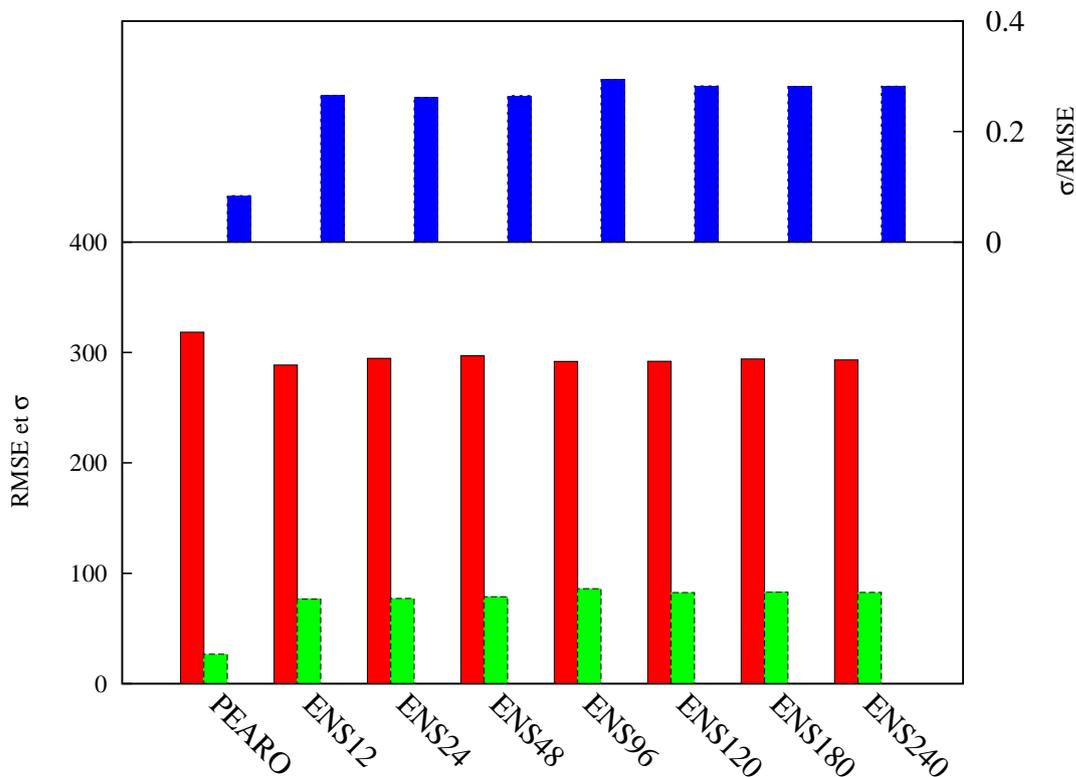


FIGURE 12.5 – RMSE (en rouge), dispersion (en vert) et le rapport des deux (bleu) des différents ensembles.

La différence est plus marquée entre tous les ensembles ENS_X et l'ensemble ENS_{PEARO} (figure 12.4) : l'utilisation d'ISBA-TOP ensembliste plutôt que sa version déterministe permet d'améliorer les scores. Les erreurs quadratiques obtenues pour les différents ensembles sont très proches (figure 12.5). La dispersion est plus forte pour les ensembles ENS_X que pour l'ensemble ENS_{PEARO} . Le rapport $\frac{\sigma}{RMSE}$ est meilleur pour les ensembles utilisant ISBA-TOP ensembliste mais reste très inférieur à 1.

La prévision d'ensemble avec ISBA-TOP ensembliste est donc plus performante que celle basée sur la version déterministe d'ISBA-TOP. Le fait d'engendrer des perturbations dès le début de la simulation permet, en effet, de créer de la dispersion qui se répercute au fur et à mesure de la prévision. Perturber les paramètres et humidités initiales des sols d'ISBA-TOP ensembliste, même un petit nombre de fois, conduit à de meilleurs résultats qu'ISBA-TOP déterministe. Le fait de multiplier les membres ne modifie pas énormément la dispersion très faible de l'ensemble. Mais, le fait d'augmenter le nombre de membres permet d'augmenter la probabilité d'englober les observations. La probabilité que tous les membres de l'ensemble soient inférieurs à l'observation passe de 0.45 à 0.22 (diagrammes de Talagrand 12.3) pour ENS_{120} et elle est inférieure à 0.17 pour l'ensemble à 240 membres. Ces diagrammes montrent une sous-estimation des débits prévus quelque soit le nombre de membres ainsi qu'une faible dispersion, ce que nous avons déjà constaté à travers les autres scores.

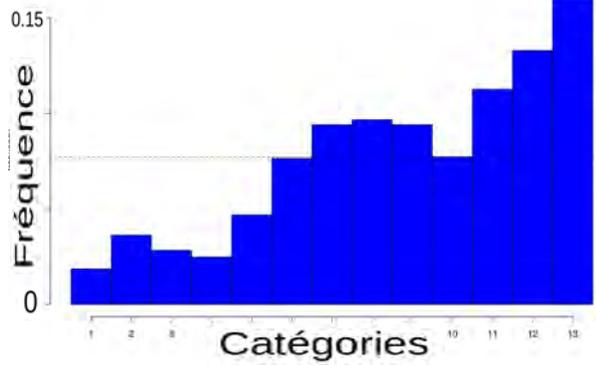
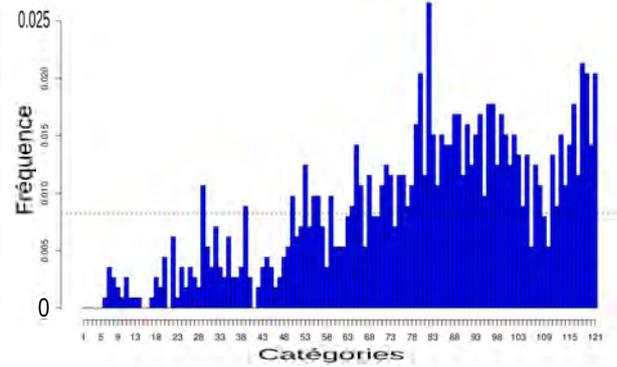
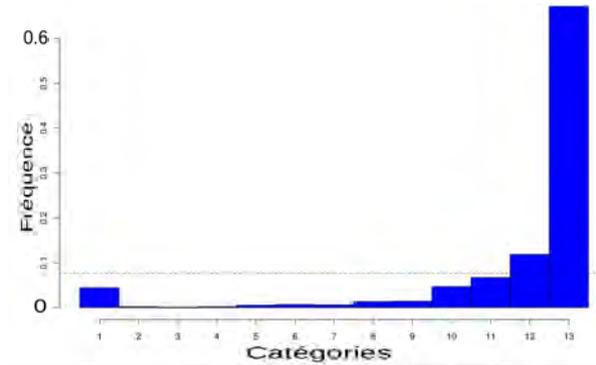
a) Ensemble ENS_{12} b) Ensemble ENS_{120} c) Ensemble ENS_{PEARO} 

FIGURE 12.6 – Diagramme de Talagrand classant les débits simulés par l’expérience CTRL par rapport aux membres des ensembles ENS_{12} et ENS_{120} et ENS_{PEARO} .

Le diagramme 12.6 a est plus aplati que celui de la figure 12.6.c, confirmant l’apport d’ISBA-TOP ensembliste par rapport à sa version déterministe. Le diagramme de rang 12.6.b montre un biais bas moins marqué que sur le diagramme 12.6.a mais toujours présent. Une des causes provient du biais bas observé sur les pluies de bassin (partie 12.1). Une solution serait donc de corriger le biais de la PEARO sur les pluies prévues avant de les utiliser en entrée d’ISBA-TOP.

12.3 Correction du biais de la PEARO

12.3.1 Méthode de correction

Comme on l’a vu dans la section 12.1, les prévisions de pluies prévues par la PEARO présentent un biais bas. La correction de ce biais apparaît comme nécessaire pour mieux utiliser les pluies prévues en entrée du modèle hydrologique. La méthode employée ici est simple. Il s’agit de considérer l’erreur sur les lames d’eau moyennées sur les bassins. Le tableau 12.6 montre les erreurs relatives de lames d’eau prévues par la PEARO par rapport aux lames d’eau mesurées par cas et par bassin. La sous-estimation varie fortement en fonction des cas et des bassins (de 9 à 87%). En considérant tous les cas et tous les bassins, on trouve une erreur relative moyenne de 58%.

Cette erreur moyenne a été utilisée pour corriger les quantités de précipitations prévues par la PEARO. Les lames d’eau horaires ont été systématiquement multipliées

bassins dates	Septembre	Octobre	Début novembre	Fin novembre	Moyenne
La Cèze à Bagnols	42	56	50	70	58
Le Gardon à Boucoiran	48	53	57	9	62
Le Vidourle à Sommières	33	40	49	65	47
L'Ardèche à Vallon-Pont-d'Arc	36	64	66	87	63
Moyenne	40	53	56	78	58

TABLE 12.6 – Erreur relative des lames d'eau prévues par la PEARO par rapport aux lames d'eau mesurées en fonction des cas et des bassins.

par un facteur correctif de 1,72. On appellera les ensembles hydrologiques forcés par les membres de la PEARO dont on a corrigé le biais ENS_X^{CORR} , par exemple ENS_{120}^{CORR} , ENS_{PEARO}^{CORR} ...

D'autres méthodes de correction de biais plus élaborées existent. Par exemple, une correction quantile/quantile par point de grille peut être réalisée. La méthode de perturbation des pluies appliquée aux membres de la PEARO est aussi envisageable. Dans les deux cas, il est nécessaire de réaliser au préalable une étude des fonctions densité de probabilité d'erreurs commises par la PEARO. Ces études n'ont pas été possibles dans le temps imparti pour cette thèse.

12.3.2 Apport sur l'exemple de septembre 2014

La figure 12.7 présente les prévisions des ensembles ENS_{PEARO}^{CORR} lancés les 16, 17, 18 et 19 septembre à 18 UTC. Elle peut donc être comparée à la figure 11.5 qui présente les mêmes résultats pour l'ensemble ENS_{PEARO} . Comme attendu vu la méthode de correction de biais, les différences ne concernent que les amplitudes des débits prévus.

En considérant les ensembles ENS_{120}^{CORR} (figure 12.8), les observations sont beaucoup mieux englobées dans les scénarii de prévision qu'avec les ensemble ENS_{120} (figure 11.6). Les pics de crues sont en général compris parmi les 10% de scénarii les plus forts.

Ceci ne consitue qu'une illustration, l'évaluation plus objective suit.

12.3.3 Évaluation des ensembles basés sur la PEARO corrigée

La figure 12.9 compare les RPS et RPSS des expériences utilisant les sorties de la PEARO et celles utilisant les pluies prévues de la PEARO après correction du biais. Les scores sont nettement améliorés grâce à la correction de biais. Les RPSS montrent notamment un apport de cette méthode par rapport à la version déterministe. Si la référence considérée est la simulation CTRL, les RPSS deviennent même positifs. Les valeurs de RMSE et dispersion sont également améliorées. Les rapports $\frac{\sigma}{RMSE}$ passent de valeurs voisines de 0,3 sans correction de biais à des valeurs avoisinant les 0,5. Toutefois, les ensembles restent sous dispersifs. La figure 12.11 représente les diagrammes de rang où les débits observés ont été classés par rapport aux membres des ensembles ENS_{12}^{CORR} et ENS_{120}^{CORR} . Les ensembles ont toujours un biais bas mais la probabilité que les débits

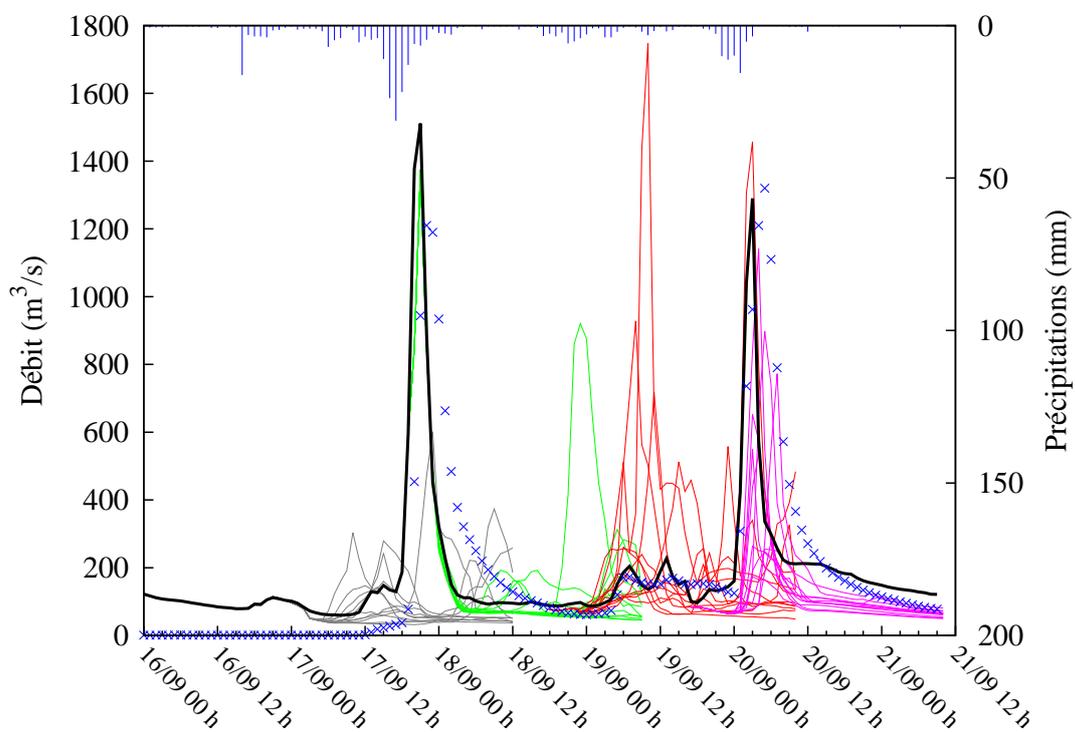
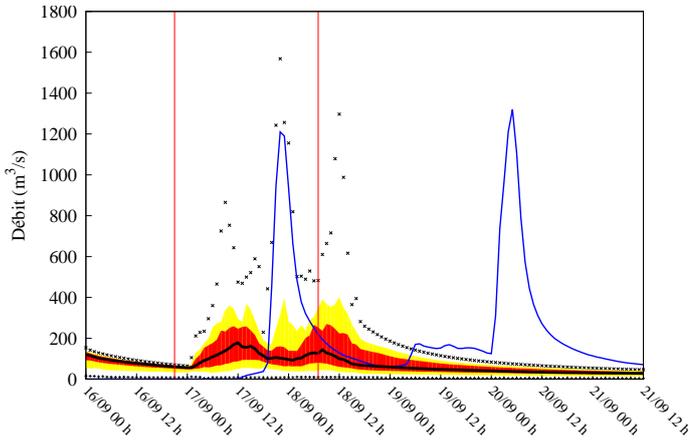
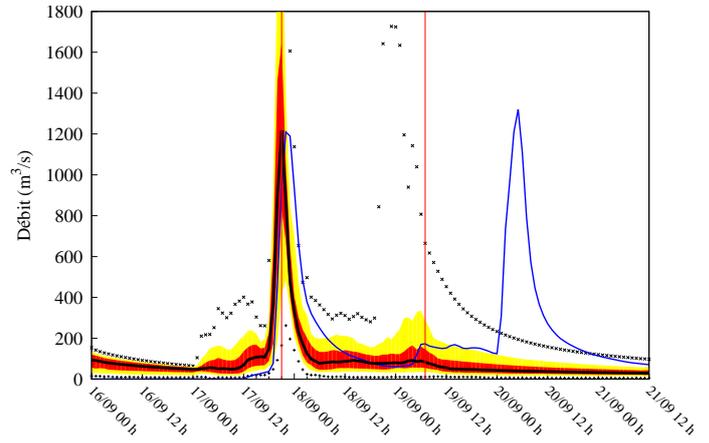


FIGURE 12.7 – Débits (en $m^3.s^{-1}$) du Gardon à Boucoiran observés (croix bleues), simulés avec l'expérience CTRL (en ligne continue noire) et prévus avec les quatre prévisions des 12 membres de l'ensemble ENS_{PEARO}^{CORR} : celles lancées le 16/09/2014 à 18 UTC (lignes grises), celles lancées le 17/09/2014 à 18 UTC (lignes vertes) celles lancées le 18/09/2014 à 18 UTC (lignes rouges) et celles lancées le 19/09/2014 à 18 UTC (lignes violette).

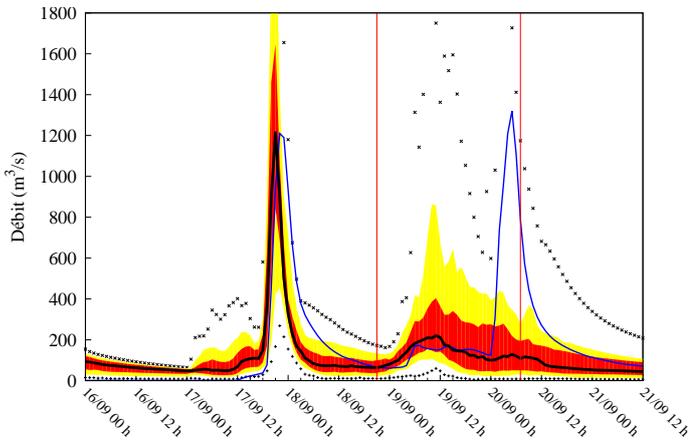
a) 16/09 18 UTC :



b) 17/09 18 UTC :



c) 18/09 18 UTC :



d) 19/09 18 UTC :

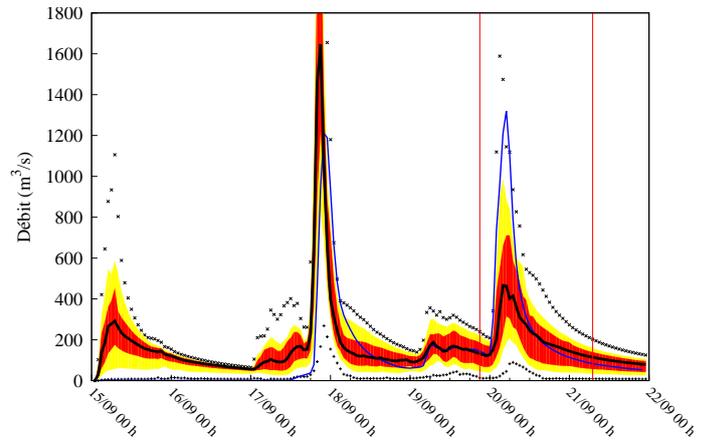


FIGURE 12.8 – Débits ($m^3.s^{-1}$) du Gardon à Boucoiran observés (courbe bleue) et prévus avec l'ensemble ENS_{120}^{CORR} du 16/09/2014 à 18 UTC a), 17/09/2014 à 18 UTC b), 18/09/2014 à 18 UTC c), 19/09/2014 à 18 UTC d). 50% des membres de l'ensemble ENS_{120}^{CORR} sont contenus dans l'enveloppe rouge, 80% dans la jaune. La médiane de l'ensemble est en ligne noire et les extrema de l'ensemble en croix noires. Les lignes verticales rouges délimitent la période où les prévisions de la PEARO sont utilisées en entrée d'ISBA-TOP.

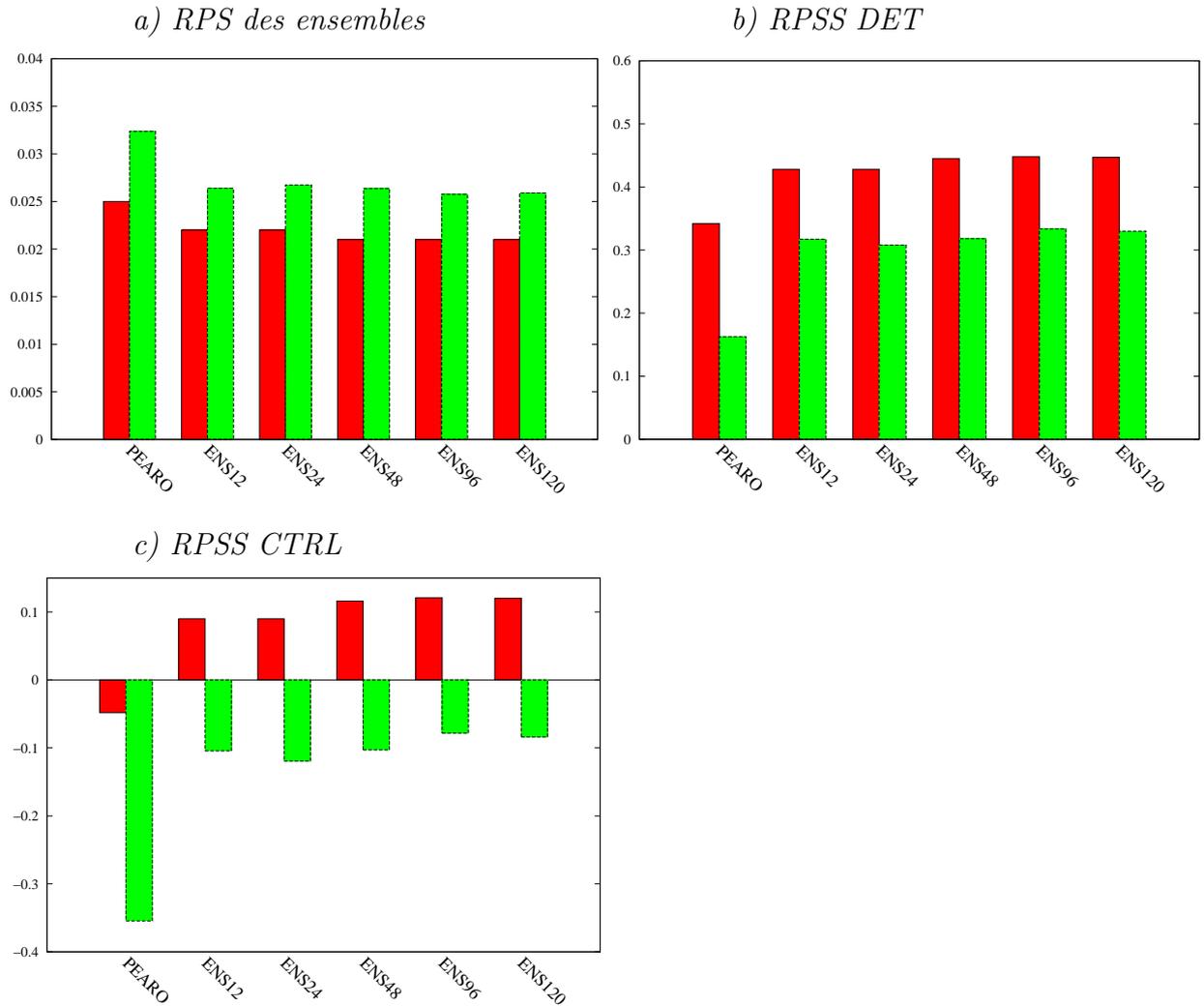


FIGURE 12.9 – RPS (a) et RPSS (b et c) des différents ensembles sur les quatre bassins versants et sur les quatre évènements de 2014. La référence est la prévision DET (b) ou la simulation CTRL (c). L'ensemble météorologique considéré est soit la PEARO (en vert) soit la PEARO après correction du biais (en rouge).

observés soient supérieurs aux débits simulés par tous les membres est bien plus faible : elle est de 0,5 pour ENS_{PEARO}^{CORR} alors qu'elle était 0,8 pour ENS_{PEARO} .

Les diagrammes de rang où la simulation CTRL est classée sont représentés figure 12.12 pour deux des ensembles ENS_{12}^{CORR} et pour ENS_{PEARO}^{CORR} . Là encore, leur forme est aplatie par rapport à celle des diagrammes de rang des mêmes ensembles sans correction de biais. Mais la présence d'un biais bas est toujours manifeste même si elle est réduite.

Les courbes ROC tracées pour les différents ensembles hydrométéorologiques pour le dépassement du seuil $120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont présentés figure 12.13. La correction du biais sur les pluies prévues par la PEARO permet d'améliorer le rapport entre le taux de bonnes détections et celui de fausses alarmes en utilisant ISBA-TOP déterministe (courbes vertes) comme ISBA-TOP ensembliste (courbes rouge). La version ensembliste est bénéfique surtout lorsque la correction de biais est appliquée.

La correction du biais de la PEARO permet de réduire le biais "final" sur les ensembles de débits mais ne suffit pas.

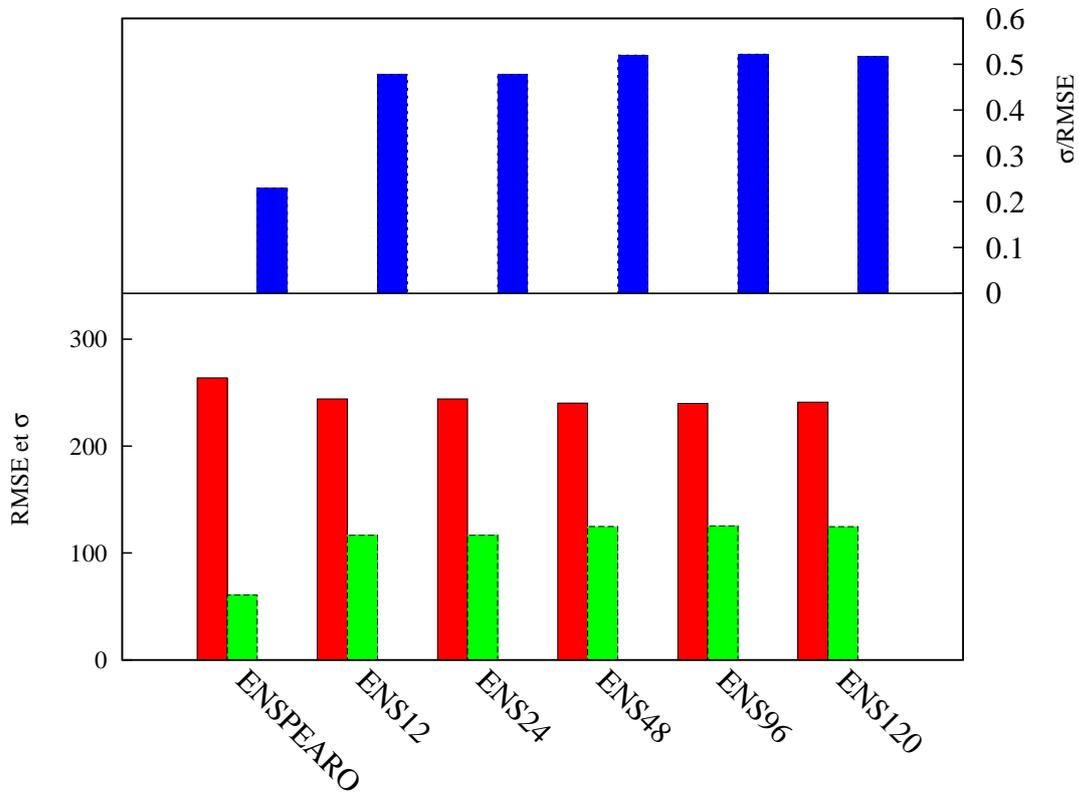


FIGURE 12.10 – RMSE (en rouge), dispersion (en vert) et le rapport des deux (en bleu) des ensembles ENS_X^{CORR} .

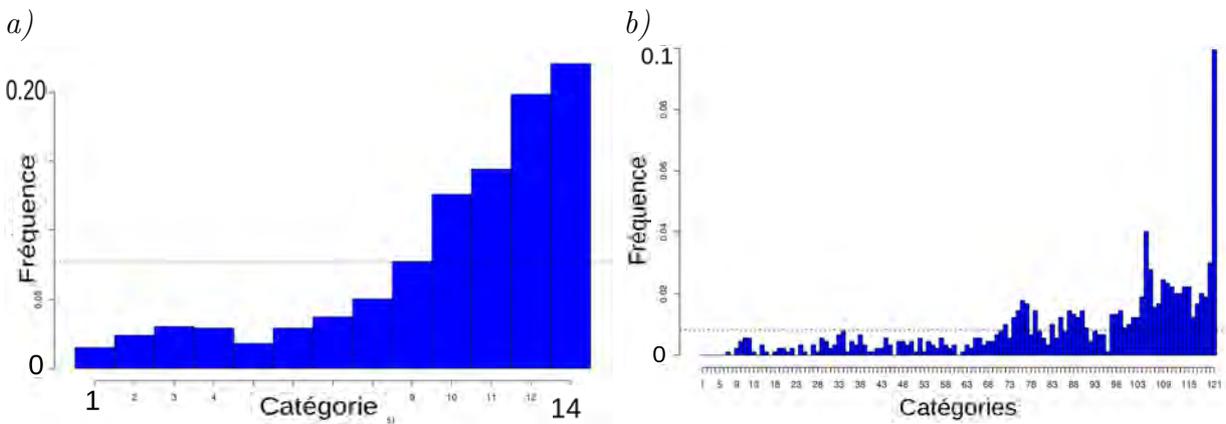


FIGURE 12.11 – Diagramme de Talagrand classant les observations parmi les membres des ensembles ENS_{12}^{CORR} (a) et ENS_{120}^{CORR} (b).

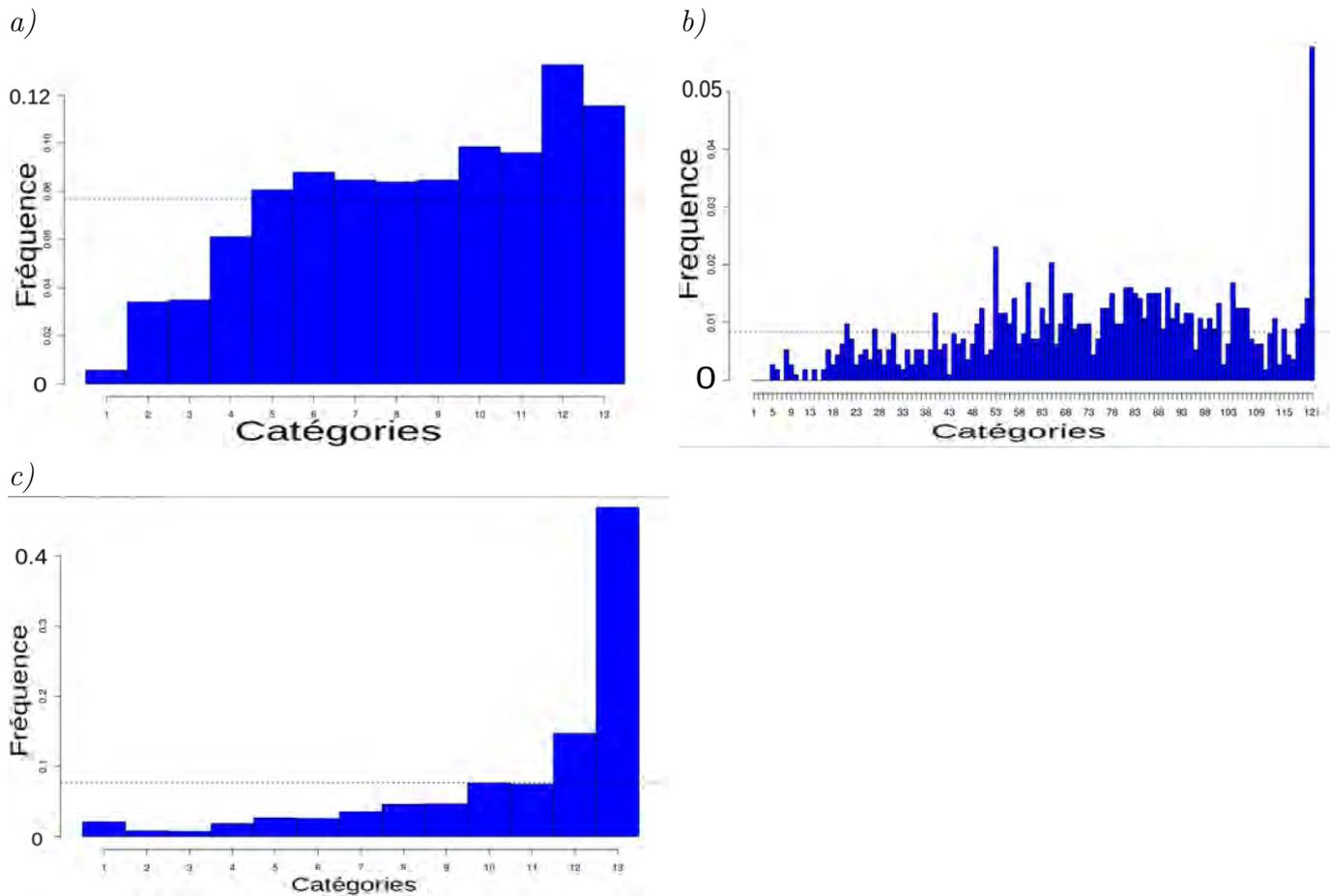


FIGURE 12.12 – Diagramme de Talagrand classant les débits simulés par CTRL par rapport aux membres des ensembles ENS_{12}^{CORR} et ENS_{120}^{CORR} et ENS_{PEARO}^{CORR} .

a) Ensembles à partir des pluies prévues par la PEARO

b) Ensembles à partir des pluies prévues par la PEARO et corrigées de leur biais

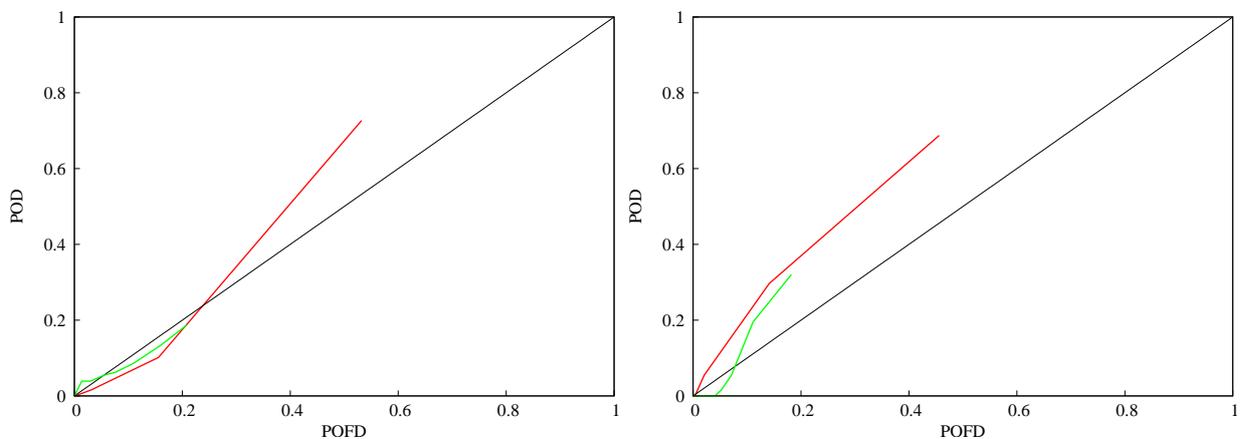


FIGURE 12.13 – Courbes ROC des ensembles de débits pour le seuil de $120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les ensembles ENS_{PEARO} (figure a courbe verte), ENS_{120} (figure a courbe rouge), ENS_{PEARO}^{CORR} (figure b courbe verte) et ENS_{120}^{CORR} (figure b courbe rouge).

12.3.4 Conclusion

Le système de prévision d'ensemble des débits basé sur la PEARO et la version ensembliste d'ISBA-TOP permet d'obtenir des ensembles de débits prévus, englobant en général les observations à condition de corriger le biais bas des prévisions de pluies de la PEARO. Pour réaliser cette correction, il sera bon de comparer plusieurs méthodes, ce qui n'a pas pu être fait dans cette thèse. La variation du nombre de membres de l'ensemble hydrométéorologique montre qu'il n'est pas nécessaire d'augmenter les membres à outrance.

La prévision d'ensemble peut proposer une gamme large de possibilités qui, du point de vue opérationnel, peut apparaître comme plus incertaine et donc plus difficile à utiliser pour la prise de décision. Il peut donc s'avérer utile de déterminer des seuils optimaux de décision. Comme cela a déjà été remarqué pour les prévisions de pluies méditerranéennes avec la PEARO, le seuil de décision optimal pour la prévision d'ensemble des débits développée ici se situe probablement vers le quantile 90 % et non vers la médiane de l'ensemble.

Évidemment, il serait utile de vérifier ces résultats sur un échantillon de cas plus important.

Ces résultats obtenus avec le modèle ISBA-TOP conduisent à des conclusions qui peuvent être généralisées à d'autres modèles à base physique de modélisation des crues rapides. Dans plusieurs études, le modèle MARINE a été forcé avec des membres de la PEARO. Des approches multi-modèles seraient d'ailleurs utiles pour prendre en compte toutes les sources d'incertitudes.

Conclusion et perspectives

Les crues rapides méditerranéennes sont des évènements particulièrement violents. Elles affectent des régions fortement peuplées et avec une forte activité socio-économique. Ces crues causent de nombreux dégâts matériels et peuvent aller jusqu'à entraîner la mort de personnes. La violence et la rapidité de ces évènements les rend difficiles à prévoir avec un délai suffisamment important pour alerter la population. Améliorer les systèmes de prévision des crues afin d'augmenter le délai d'anticipation est par conséquent crucial.

Les modèles de prévision numérique du temps à très courtes échéances ont maintenant une résolution horizontale kilométrique, qui leur permet de prévoir des évènements de précipitations méditerranéens réalistes. Leur champs de pluie prévus peuvent donc être utilisés en entrée de modèles hydrologiques pour augmenter l'échéance de prévision des débits. L'incertitude qui affecte la prévision des pluies reste cependant à prendre en compte car elle se propage jusqu'à la réponse hydrologique en s'amplifiant. Des méthodes ont été développées par le passé pour considérer cette incertitude. En particulier, l'apport d'une prévision d'ensemble météorologique à la résolution kilométrique en entrée d'un modèle dédié à la simulation des crues rapides méditerranéennes pour la prévision de ces crues a été évalué. Cependant ces travaux ne prenaient pas en compte deux autres sources d'incertitude qui affectent cette chaîne hydrométéorologique : celles concernant les conditions initiales d'humidité des sols et celles inhérentes au modèle hydrologique lui même.

L'objectif principal de cette thèse était d'évaluer s'il était nécessaire de prendre en compte ces deux autres sources d'incertitudes pour la prévision des crues rapides et de concevoir le cas échéant un système de prévision d'ensemble hydrométéorologique qui échantillonne ces incertitudes associées aux conditions initiales et aux paramètres du modèle hydrologique en plus des incertitudes dues à la prévision des précipitations. Le modèle hydrologique utilisé est le système couplé ISBA-TOP. Les prévisions de pluies proviennent, quant à elles, de la prévision d'ensemble AROME (PEARO).

Une première partie a consisté à évaluer une nouvelle version d'ISBA-TOP, dont l'intérêt est de s'affranchir du calage du modèle. En effet, les méthodes de calage ne peuvent être appliquées que pour des bassins versants instrumentés ou au moins jaugés. Les simulations sur des petits cours d'eau non jaugés ne sont alors pas possible ou s'en trouvent dégradées. La nouvelle version d'ISBA-TOP consiste à remplacer la version du schéma de surface ISBA-3L (où les colonnes de sols sont découpées verticalement en 3 couches et où un principe "force-restore" est utilisé) par ISBA-DF qui se base sur une approche diffusive pour le transfert de l'eau dans la colonne de sol découpée en de multiples couches. Les résultats de cette nouvelle version ont été comparés à ceux de la version originale sur 18 cas survenus entre 2006 et 2015. Ils sont globalement légèrement

meilleurs avec la version basée sur ISBA-DF. Ainsi, cette meilleure représentation du sol et des mécanismes impliqués permet d'améliorer la simulation des débits et d'avoir une meilleure confiance dans les résultats sur des bassins versants non jaugés.

La seconde partie de ce travail a eu pour objectif de caractériser les incertitudes qui affectent les simulations de débits avec le modèle hydrologique ISBA-TOP. Pour cela, une étude de sensibilité du modèle à ses paramètres et à ses conditions initiales d'humidité des sols a été réalisée. Un cas idéalisé a d'abord servi à identifier les paramètres qui ont le plus d'impacts sur la simulation des débits. La hiérarchie de ces impacts dépend de l'humidité initiale du sol et est conditionnée par des effets de seuils. L'hétérogénéité de la texture des sols sur le domaine de simulation a également un impact sur les débits simulés. L'étude de sensibilité a ensuite porté sur des cas réels afin de bien prendre en compte les différents degrés de liberté du système. En conclusion, les simulations de débit avec ISBA-TOP se sont avérées particulièrement sensibles à trois des paramètres hydrodynamiques : w_{sat} , contenu en eau à saturation, K_{sat} , conductivité hydraulique à saturation et M , taux de décroissance de la transmissivité avec la profondeur. Cette sensibilité, toutefois, est très dépendante des conditions initiales d'humidité des sols.

Une fois connue la sensibilité du modèle, il a été possible de concevoir un ensemble hydrologique en perturbant les trois paramètres qui impactent le plus les simulations ainsi que l'humidité initiale des sols. Cette méthode de perturbations a été évaluée sur six cas réels. Un apport pour la simulation des débits est obtenu par rapport à la version déterministe du modèle. Concernant le nombre optimal de membres, la performance de l'ensemble composé de 30 à 50 membres est proche de celle d'un ensemble de 100 membres mais nettement meilleure qu'avec seulement 10 membres.

Enfin, en dernière étape de la thèse, un système de prévision d'ensemble hydrométéorologique complet est conçu. Les prévisions d'ensemble PEARO sont utilisées pour forcer la version ensembliste du modèle hydrologique. Les champs de précipitations prévus de la PEARO ont tendance à sous-estimer les quantités de pluie s'abattant sur les bassins versants d'étude, ce qui entraîne évidemment une sous-estimation des débits. En corrigeant de manière simple (par un coefficient multiplicatif) le biais de la PEARO pour la prévision des pluies, les performances du système de prévision d'ensemble hydrométéorologique sont améliorées même si les débits sont encore souvent sous-estimés. L'utilisation de la version ensembliste d'ISBA-TOP forcée avec les 12 membres de la PEARO conduit à de meilleurs résultats que l'utilisation de la PEARO en entrée d'ISBA-TOP déterministe.

Ceci confirme que l'incertitude sur la modélisation hydrologique est aussi une composante importante à prendre en compte pour la prévision des crues rapides.

Il conviendrait de confirmer les résultats obtenus sur un échantillon de cas plus fourni. La PEARO est entrée en phase pré-opérationnelle en octobre 2016. Ses sorties régulières permettront de disposer de plus de cas d'études dans les années qui viennent.

D'autres méthodes existent pour échantillonner l'incertitude totale en sortie d'un système de prévision hydrométéorologique, par exemple, des post-traitements statistiques appliqués aux débits prévus.

Une perspective intéressante serait de corriger le biais de la PEARO pour la prévision des pluies de manière différente. Il est par exemple possible d'appliquer la méthode de

perturbation des pluies de Vincendon et al., 2011 à chaque membre de la PEARO. Une étape préalable serait alors de réaliser une climatologie des erreurs de prévision des pluies de la PEARO. On pourrait également réaliser une correction quantile-quantile sur les champs de pluie en sortie de la PEARO (qui auraient alors les caractéristiques statistiques des champs de pluies observés). Là encore, une étude doit déterminer les valeurs de quantiles dans les deux populations (observations/prévisions).

L'incertitude de modélisation, elle, pourrait être considérée différemment, par exemple, en utilisant plusieurs modèles. Par exemple, dans son stage de fin d'étude ingénieur de l'ENM, Alexane Lovat a utilisé les modèles ISBA-TOP et MARINE pour la prévision des crues rapides sur la région varoise. Les résultats obtenus avec cette approche multi-modèles sont améliorés par rapport à ceux issus d'un seul des deux modèles.

L'approche utilisée dans cette thèse peut bénéficier à la prévision des crues à des échéances beaucoup plus courtes que celles envisagées ici. En effet, avec l'apparition de produits de prévision à très court terme des pluies, la prévision immédiate des débits devient une perspective envisageable. Plusieurs scénarii seront disponibles pour une date de validité donnée : une approche probabiliste sera alors nécessaire.

La caractérisation de l'incertitude est de plus en plus courante dans les systèmes de prévision mais elle n'est pas toujours facile à interpréter pour les utilisateurs de ces prévisions. Ces derniers ont parfois des décisions à prendre très rapidement en contexte de crise et il est important de leur proposer des produits adaptés à leurs besoins. C'est aussi un axe qui devra être développé avec les prévisionnistes ou décideurs pour faciliter l'appropriation de ces nouveaux systèmes et la conception de produits adaptés à leurs besoins. Des collaborations entre scientifiques et prévisionnistes ou décideurs doivent donc être mises en place.

Bibliographie

- Addor, N., Jaun, S., Fundel, F., Zappa, M., 2011. An operational hydrological ensemble prediction system for the city of zurich (switzerland) : skill, case studies and scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences* 15 (7), 2327–2347.
- Adhikary, P. P., Chakraborty, D., Kalra, N., Sachdev, C., Patra, A., Kumar, S., Tomar, R., Chandna, P., Raghav, D., Agrawal, K., et al., 2008. Pedotransfer functions for predicting the hydraulic properties of indian soils. *Soil Research* 46 (5), 476–484.
- Albergel, C., Rüdiger, C., Pellarin, T., Calvet, J., Fritz, N., Froissard, F., Suquia, D., Petitpa, A., Pignatelli, B., Martin, E., 2008. From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter : an assessment of the method based on in-situ observations and model simulations. *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 1323–1337.
- Alfieri, L., Thielen, J., 2010. Towards a flash flood early warning system through hydrological simulation of probabilistic ensemble forecasts. *Geophysical Research Abstracts* 12.
- Alsdorf, D. E., Rodriguez, E., Lettenmaier, D. P., 2007. Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics* 45 (2).
- Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles. HGA.
- Andréassian, V., Le Moine, N., Perrin, C., Ramos, M.-H., Oudin, L., Mathevet, T., Lerat, J., Berthet, L., 2012. All that glitters is not gold : the case of calibrating hydrological models. *Hydrological Processes* 26 (14), 2206–2210.
- Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., 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, 134–147.
- Arnaud, P., Lavabre, J., Sol, B., C., D., 2008. Regionalization of an hourly rainfall generating model over metropolitan france for flood hazard estimation. *Hydrological Sciences Journal* 53.
- Aronica, G., Bates, P., Horritt, M., 2002. Assessing the uncertainty in distributed model predictions using observed binary pattern information within glue. *Hydrological Processes* 16 (10), 2001–2016.
- Artigue, G., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2012. Flash flood forecasting in poorly gauged basins using neural networks : case study of the gardon de mialet basin (southern france). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12 (11), 3307–3324.
- Atger, F., 2004. Estimation of the reliability of ensemble-based probabilistic forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130 (597), 627–646.
- Audard-Vincendon, B., 2010. Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes : vers une prévision d'ensemble des débits en région cévennes-vivarais. Ph.D. thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

- Ayral, P.-A., Sauvagnargues-Lesage, S., F., B., 2005. Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAIR. *Études de Géographie Physique XXXII*, 75–97.
- Bahreman, A., 2016. Hess opinions : Advocating process modeling and de-emphasizing parameter estimation. *Hydrology and Earth System Sciences* 20 (4), 1433–1445.
- Barredo, J. I., 2007. Major flood disasters in europe : 1950–2005. *Natural Hazards* 42 (1), 125–148.
- Barthlott, C., Kalthoff, N., 2011. A numerical sensitivity study on the impact of soil moisture on convection-related parameters and convective precipitation over complex terrain. *Journal of the Atmospheric Sciences* 68 (12), 2971–2987.
- Bartholmes, J., Thielen, J., Ramos, M., Gentilini, S., 2009. The european flood alert system efas—part 2 : Statistical skill assessment of probabilistic and deterministic operational forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences* 13 (2), 141–153.
- Bates, B., Campbell, E., 2001. A markov chain monte carlo scheme for parameter estimation and inference in conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research* 37, 937–947.
- Beck, J., Bouttier, F., Wiegand, L., Gebhardt, C., Eagle, C., Roberts, N., 2016. Development and verification of two convection-resolving multi-model ensembles over western europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Benoit, R., Kouwen, N., Yu, W., Chamberland, S., Pellerin, P., 2003. Hydrometeorological aspects of the Real-time ultrafine scale forecast support during the Special Observation Period of MAP . *Hydrology and Earth System Sciences* 7, 877–889.
- Bergström, S., Graham, L. P., 1998. On the scale problem in hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 211 (1), 253–265.
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology—the case of physically-based models. *Journal of hydrology* 105 (1-2), 157–172.
- Beven, K., 1996. The limits of splitting : *Hydrology. Science of the Total Environment* 183 (1), 89–97.
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes* 6 (3), 279–298.
- Beven, K., Kirkby, M., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 43–69.
- Biancamaria, S., Andreadis, K. M., Durand, M., Clark, E. A., Rodriguez, E., Mognard, N. M., Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D. P., Oudin, Y., 2010. Preliminary characterization of swot hydrology error budget and global capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 3 (1), 6–19.
- Bigorre, F., 2000. Influence de la pedogenese et de l’usage des sols sur leurs proprietes physiques. mecanismes d’evolution et elements de prevision. Ph.D. thesis, Université Catholique de Louvain.
- Biondi, D., De Luca, D., 2012. A bayesian approach for real-time flood forecasting. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 42, 91–97.
- Bishop, Craig H., B. J. E. S. J. M., 2001. Adaptive Sampling with the Ensemble Transform Kalman Filter. Part I : Theoretical Aspects. *Monthly Weather Review* 129 (3), 420–436.
- Bjerklie, D. M., Moller, D., Smith, L. C., Dingman, S. L., 2005. Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information. *Journal of Hydrology* 309 (1), 191–209.
- Blasone, R.-S., Vrugt, J. A., Madsen, H., Rosbjerg, D., Robinson, B. A., Zyvoloski,

- G. A., 2008. Generalized likelihood uncertainty estimation (glue) using adaptive markov chain monte carlo sampling. *Advances in Water Resources* 31 (4), 630–648.
- Blazkova, S., Beven, K., 2002. Flood frequency estimation by continuous simulation for a catchment treated as ungauged (with uncertainty). *Water Resources Research* 38 (8).
- Bloemen, G., 1980. Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 143 (5), 581–605.
- Bogner, K., Pappenberger, F., 2011. Multiscale error analysis, correction, and predictive uncertainty estimation in a flood forecasting system. *Water Resources Research* 47.
- Boissier, L., 2013. La mortalité liée aux crues torrentielles dans le sud de la France : une approche de la vulnérabilité humaine face à l'inondation. Ph.D. thesis, Université Paul Valéry-Montpellier III.
- Boone, A., Calvet, J., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology* 38, 1611–1630.
- Boone, A., Masson, V., Meyer, T., Noilhan, J., 2000. The influence of the inclusion of soil freezing on simulation by a soil-atmosphere-transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology* 9, 1544–1569.
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Wijbrans, A., Confoland, A., 2016. A high-resolution rainfall re-analysis based on radar-rain gauge merging in the Cévennes-Vivarais region, France. *Journal of Hydrology* 541, 14–23.
- Bougeault, P., Toth, Z., Bishop, C., Brown, B., Burridge, D., Chen, D. H., Ebert, B., Fuentes, M., Hamill, T. M., Mylne, K., et al., 2010. The Thorpex interactive grand global ensemble. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91 (8), 1059.
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., Noilhan, J., 2010. Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for Mediterranean flash-floods forecasting : description, calibration and validation. *Journal of Hydrometeorology* 11, 315–332.
- Bouma, J., Van Lanen, H., 1987. Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land qualities.
- Bourke, W., Buizza, R., Naughton, M., 2004. Performance of the ECMWF and the BOM ensemble prediction systems in the southern hemisphere. *Monthly Weather Review* 132 (10), 2338–2357.
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O., Raynaud, L., 2012. Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. *Monthly Weather Review* 140 (11), 3706–3721.
- Bowler, N. E., Arribas, A., Mylne, K. R., Robertson, K. B., Beare, S. E., 2008. The MoGREPS short-range ensemble prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134 (632), 703–722.
- Braud, I., Ayrat, P.-A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J.-P., Anquetin, S., Adamovic, M., et al., 2014. Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash-flood understanding. *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (9), 3733–3761.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A., Vauclin, M., Thont, J., Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) ; Development and field verification . *Journal of Hydrology* 166, 213–250.
- Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., Vauclin, M., 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions : observations

- and parameterization. *Boundary-Layer Meteorology* 66, 173–200.
- Braud, I., Roux, H., Anquetin, S., Maubourguet, M.-M., Manus, C., Viallet, P., Dartus, D., 2010. The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event : Analysis of associated hydrological processes. *Journal of Hydrology* 394 (1), 162–181.
- Brech, L., 2015. Assesment of hydological PEARO EPS sub catchments in the Mediterranean, Scientific Report. Master’s thesis, Ecole des Ponts ParisTech.
- Bresson, R., Ricard, D., Ducrocq, V., 2009. Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems . *Meteorology of Atmospheric Physics*. 103 (1-4), 45–55.
- Brier, G. W., 1950. Verification of forecasts expressed in term of probability. *Monthly Weather review* 78 (0), 1–3.
- Brooks, R., Corey, A., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 17, 187–208.
- Bruen, M., Krahe, P., Zappa, M., Olsson, J., Vehvilainen, B., Kok, K., Daamen, K., 2010. Visualising flood forecasting uncertainty : some current European EPS platforms - COST731 Working Group 3. *Atmospheric Science Letters* (doi :10.1002/asl.258).
- Bubnova, R., Horanyi, A., Malardel, S., 1993. International project ARPEGE/ALADIN. *EWGLAM newsletter*, 117–130.
- Buizza, R., Milleer, M., Palmer, T., 1999. Stochastic representation of model uncertainties in the ecmwf ensemble prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125 (560), 2887–2908.
- Calvet, J., Fritz, N., Froissard, F., Suquia, D., Petitpa, A., B, P., 2007. In-situ soil moisture observations for the CAL/VAL of SMOS : the SMOSMANIA network. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS, Barcelone* (doi10.1109/IGARSS.2007.4423019.), 1196–1199.
- Calvet, J., Noilhan, J., Roujean, J., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., Wigneron, J., 1998. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 92, 73–95.
- Cameron, D., Beven, K. J., Tawn, J., Blazkova, S., Naden, P., 1999. Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty). *Journal of Hydrology* 219 (3), 169–187.
- Campbell, G. S., 1985. *Soil physics with BASIC : transport models for soil-plant systems*. Vol. 14. Elsevier.
- Candille, G., 2003. *Validation des systèmes de prévisions météorologiques probabilistes*, . Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris France.
- Cappus, P., 1960. Études des lois d’écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche* A, 493–520.
- Castaings, W., Dartus, D., Le Dimet, F., Saulnier, G. M., 2009. Sensitivity analysis and parameter estimation for distributed hydrological modeling : potential of variational methods. *Hydrological and Earth System Sciences* 13, 503–517.
- Chancibault, K., Anquetin, S., Ducrocq, V., Saulnier, G.-M., 2006a. Hydrological evaluation of high resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 september 2002). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 132, 1091–1117.
- Chang, M., Flannery, L. A., 2001. Spherical gauges for improving the accuracy of rainfall measurements. *Hydrological processes* 15 (4), 643–654.

- Chen, J., Kumar, P., 2001. Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America. *Journal of Climate* 14, 1989–2014.
- Choi, H. T., Beven, K., 2007. Multi-period and multi-criteria model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of topmodel within the glue framework. *Journal of Hydrology* 332 (3), 316–336.
- Christensen, O., 2004. Monte Carlo maximum likelihood in model-based geostatistics. *Journal of Computational and Graphical Statistics* 13, 702–718.
- Clapp, R., Hornberger, G., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resource Research* 14, 601–604.
- Claudet, R., Bouvier, C., 2005. Outils de prévision des crues rapides : les besoins de l’alerte et du suivi en temps réel. *La Houille Blanche* 1, 36–41.
- Cloke, H., Pappenberger, F., 2009. Ensemble flood forecasting : A review. *Journal of Hydrology* 375, 613–626.
- Cloke, H. L., Pappenberger, F., 2008. Evaluating forecasts of extreme events for hydrological applications : an approach for screening unfamiliar performance measures. *Meteorological Applications* 15 (1), 181–197.
- Collier, C., al., 2001. Advanced weather radar systems. COST75-Final report.
- Cosby, B. and Hornberger, G., Clapp, R., Ginn, T., 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research* 20, 682–690.
- Coulibaly, P., Anctil, F., Bobee, B., 2000. Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach. *Journal of Hydrology* 230 (3), 244–257.
- Courtier, P., Geleyn, J., 1988. A global numerical weather prediction model with variable resolution : application to the shallow water equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 114, 1321–1346.
- Coustau, M., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., 2012. Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model : case of the karstic lez river catchment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12 (4), 1119–1133.
- Coustau, M., Ricci, S., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V., Thual, O., 2013. Benefits and limitations of data assimilation for discharge forecasting using an event-based rainfall-runoff model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13, 583–596.
- Cox, P., Betts, R., Bunton, C., Essery, R., Rowntree, P., Smith, J., 1999. The impact of new land surface physics on the gcm simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics* 15 (3), 183–203.
- Crawford, N. H., Linsley, R. K., 1963. Estimate of the hydrologic results of rainfall augmentation. *Journal of Applied Meteorology* 2 (3), 426–427.
- Creutin, J., Muste, M., Bradley, A., Kim, S., Kruger, A., 2003. River gauging using piv techniques : a proof of concept experiment on the iowa river. *Journal of Hydrology* 277 (3), 182–194.
- Creutin, J., Obled, C., Tourasse, P., 1980. Analyse spatiale et temporelle des épisodes pluvieux cévenols. *La Météorologie* 6, 233–242.
- Creutin, J. D., Borga, M., Grunfest, E., Lutoff, C., Zoccatelli, D., Ruin, I., 2013. A space and time framework for analyzing human anticipation of flash floods. *Journal of Hydrology* 482, 14–24.
- Darcy, H., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application...*

- Davis, R. S., 2001. Flash flood forecast and detection methods. In : Severe Convective Storms. Springer, pp. 481–525.
- Dawson, C. W., Wilby, R., 1998. An artificial neural network approach to rainfall-runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal* 43 (1), 47–66.
- Day, G. N., 1985. Extended streamflow forecasting using nwsrfs. *Journal of Water Resources Planning and Management* 111 (2), 157–170.
- de Roo, A., Gouweleeuw, B., Thielen, J., Bartholmes, J., Bongioannini-Cerlini, P., Todini, E., Bates, P., Horritt, M., Hunter, N., Beven, K., et al., 2003. Development of a european flood forecasting system. *International Journal of River Basin Management* 1, 49–59.
- De Vries, D., 1958. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 39 (5), 909–916.
- Deardorff, J., 1977. A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmosphere prediction model. *Journal of Applied Meteorology* 16, 1182–1185.
- Deardorff, J., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research* 20, 1889–1903.
- Decharme, B., Douville, H., 2006. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate dynamics* 26 (1), 65–78.
- Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., 2006. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the isba lsm : simulations over the rhône basin. *Journal of Hydrometeorology* 7 (1), 61–80.
- Delhomme, J., 1978. Application de la théorie des variables régionalisées dans le domaine des sciences de l'eau. *Bulletin du BRGM* 4, 341–375.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payraastre, O., Yates, E., Kirstetter, P., Andrieu, H., Arsal, P., Bouvier, C., Creutin, J., Livet, M., Anquetin, A., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-du Chatelet, J., Saulnier, G.-M., Walpersdorf, A., 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. *Journal of Hydrometeorology* 6 (1), 34–52.
- Delrieu, G., Wijbrans, A., Boudevillain, B., Faure, D., Bonnifait, L., Kirstetter, P.-E., 2014. Geostatistical radar–raingauge merging : A novel method for the quantification of rain estimation accuracy. *Advances in Water Resources* 71, 110–124.
- Demeritt, D., Cloke, H., Pappenberger, F., Thielen, J., Bartholmes, J., Ramos, M.-H., 2007. Ensemble predictions and perceptions of risk, uncertainty, and error in flood forecasting. *Environmental Hazards* 7 (2), 115–127.
- Demeritt, D., Nobert, S., Cloke, H., Pappenberger, F., 2010. Challenges in communicating and using ensembles in operational flood forecasting. *Meteorological applications* 17 (2), 209–222.
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J., Wilson, M. F., 1986. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the ncar community climate model. *Rapport technique*, NCAR, Boulder, Colorado. 7.
- Dietrich, J., Trepte, S., Wang, Y., Schumann, A., Voß, F., Hesser, F., Denhard, M., 2008. Combination of different types of ensembles for the adaptive simulation of probabilistic flood forecasts : hindcasts for the mulde 2002 extreme event. *Nonlinear Processes in Geophysics* 15 (2), 275–286.
- Diks, C. G., Vrugt, J. A., 2010. Comparison of point forecast accuracy of model averaging methods in hydrologic applications. *Stochastic Environmental Research and*

- Risk Assessment 24 (6), 809–820.
- Doviak, R., Zrníc, D., 1993. Doppler radar and weather observations academic. San Diego, Calif.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G. e. a., 2014. Hymex : a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95, 1063–1082.
- Du Vachat, R., Thomas, P., Bocré, E., Monceau, G., Cosentino, P., Senesi, S., Tzanos, R., Boichard, J., 1995. The precipitation nowcast scheme in the Aspic project. In *Proc. Second European conference on Radar Meteorology*, 29–32.
- Duan, Q., Ajami, N. K., Gao, X., Sorooshian, S., 2007. Multi-model ensemble hydrologic prediction using bayesian model averaging. *Advances in Water Resources* 30 (5), 1371–1386.
- Ducoudré, N. I., Laval, K., Perrier, A., 1993. Sechiba, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the lmd atmospheric general circulation model. *Journal of Climate* 6 (2), 248–273.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrál, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiato, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delano, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrie, N., Gourley, J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F., Molini, G., Montani, A., Nord, G., Nuret, M., Ramage, K., Rison, B., Roussot, O., Said, F., Schwarzenboeck, A., Testor, P., Van-Baelen, J., Vincendon, B., Aran, M., , Tamayo, J., 2014. Hymex-sop1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash-flooding in northwestern mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Ducrocq, V., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Santaner, V. H., Kalthoff, N., Richard, E., Wernli, H., 2016. Introduction to the hymex special issue on ‘advances in understanding and forecasting of heavy precipitation in the mediterranean through the hymex sop1 field campaign’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142 (S1), 1–6.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeauvin, C., T., T., 2008. A Numerical Study of Three Catastrophic Precipitating Events over Southern France. Part II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134, 131–145.
- Ducrocq, V., Roussot, O., Béranger, K., Braud, I., Chanzy, A., Delrieu, G., Drobinski, P., Estournel, C., Ivancan-Picek, B., Josey, S., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Montanari, A., Richard, E., Romero, R., Ruin, I., Somot, S., et al., 2010. HyMeX Science Plan.
- Dunne, T., Black, R. D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed. *Water resources research* 6 (5), 1296–1311.
- Dümenil, L., Todini, E., 1992. A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Advances in Theoretical hydrology, A tribute to James Dooge, J.P.O. Kane , ED. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences* 1, 129–157.
- Edijatno, C., Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche* 2, 113–121.
- Edouard, S., Vincendon, B., Ducrocq, V., submitted. Ensemble-based flash-flood modelling :taking into account hydrodynamic parameters and initial soil moisture un-

- certainties. *Journal of Hydrology*, –.
- Ehret, U., Zehe, E., 2011. Series distance—an intuitive metric to quantify hydrograph similarity in terms of occurrence, amplitude and timing of hydrological events. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Engeland, K., Xu, C.-Y., 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).
- Epstein, E. S., 1969. A scoring system for probability forecasts of ranked categories. *Journal of Applied Meteorology* 8 (6), 985–987.
- Etchevers, P., 2000. Modélisation de la phase continentale du cycle de l’eau à l’échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l’hydrologie du Rhone. These de doctorat de l’Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Famiglietti, J. S., Wood, E., 1994a. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resource Research* 30, 3061–3078.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., Le Moigne, P., 2013. ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development* 96, 563–582.
- Farquhar, G. v., von Caemmerer, S. v., Berry, J., 1980. A biochemical model of photosynthetic co₂ assimilation in leaves of c₃ species. *Planta* 149 (1), 78–90.
- Fatichi, S., Vivoni, E. R., Ogden, F. L., Ivanov, V. Y., Mirus, B., Gochis, D., Downer, C. W., Camporese, M., Davison, J. H., Ebel, B., et al., 2016. An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. *Journal of Hydrology* 537, 45–60.
- Ferro, C. A., Richardson, D. S., Weigel, A. P., 2008. On the effect of ensemble size on the discrete and continuous ranked probability scores. *Meteorological Applications* 15 (1), 19–24.
- Franks, S., Beven, K. J., Quinn, P., Wright, I., 1997. On the sensitivity of soil-vegetation-atmosphere transfer (svat) schemes : equifinality and the problem of robust calibration. *Agricultural and Forest Meteorology* 86 (1), 63–75.
- Freer, J., Beven, K., Ambroise, B., 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : An application of the GLUE approach. *Water Resources Research* 32 (7), 2161–2173.
- Gastrin, P., Larvor, G., Lovat, A., 2015. Evaluation hydrométéorologique de la PEARO sur des bassins versants méditerranéens, rapport de stage, ienm2 projet de modélisation.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaskovicov, 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., Viglione, A., 2009. A compilation of data on european flash floods. *Journal of Hydrology* 367, 70–78.
- Gaume, E., Livet, M., Desborbes, M., Villeneuve, J., 2004. Hydrological analysis of the river aude, france, flash flood on 12 and 13 november 1999. *Journal of Hydrology* 286, 135–154.
- Gebhardt, C., Theis, S., Paulat, M., Bouallègue, Z. B., 2011. Uncertainties in cosmo- de precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral

- boundaries. *Atmospheric Research* 100 (2), 168–177.
- Georgakakos, K., Seo, D., Gupta, H., Schaake, J., Butts, M., 2004. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. *Journal of Hydrology* 298, 222–241.
- Germann, P. F., Anderson, M., Burt, T., et al., 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. *Process studies in hillslope hydrology.*, 327–363.
- Gilbert, G. K., 1884. Finley’s tornado predictions. Burr.
- Golding, B., 1998. Nimrod : A system for generating automated very short-range forecasts. *Meteorological Applications* 5, 1–16.
- Gourley, J. J., Vieux, B. E., 2005. A method for evaluating the accuracy of quantitative precipitation estimates from a hydrologic modeling perspective. *Journal of Hydrometeorology* 6 (2), 115–133.
- Greco, M., Krajewski, W., 2000. A large-sample investigation of statistical procedures for radar-based short-term quantitative precipitation forecasting. *Journal of hydrology* 239 (1), 69–84.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., Martinez, G. F., 2009. Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377 (1), 80–91.
- Gupta, H. V., Nearing, G. S., 2014. Debates—the future of hydrological sciences : A (common) path forward? using models and data to learn : A systems theoretic perspective on the future of hydrological science. *Water Resources Research* 50 (6), 5351–5359.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Segui, P., Rousset-Regimbeau, F., Viennot, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research* 113 (D06113), doi :10.1029/2007JD008548.
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Laccarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, O., Vidal-madjar, D., 1999a. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area. Part I : Model and database. *Journal of Hydrology* 217, 75–96.
- Habets, F., Saulnier, G., 2001. Subgrid runoff parametrization. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 455–459.
- Hanssen, A., Kuipers, W., 1965. On the Relationship Between the Frequency of Rain and Various Meteorological Parameters :(with Reference to the Problem Of Objective Forecasting). Staatsdrukkerij-en Uitgeverijbedrijf.
- Hauet, A., 2009. Estimation de débit et mesure de vitesse en rivière par large-scale particle image velocimetry. *La Houille Blanche* (1), 80–85.
- Heidari, A., Saghafian, B., Maknoon, R., 2006. Assessment of flood forecasting lead time based on generalized likelihood uncertainty estimation approach. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 20 (5), 363–380.
- Heidke, P., 1926. Calculation of the success and goodness of strong wind forecasts in the storm warning service. *Geogr. Ann. Stockholm* 8, 301–349.
- Hewlett, J. D., Hibbert, A. R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology* 1, 275–290.
- Hirsch, R. M., Costa, J. E., 2004. Us stream flow measurement and data dissemination improve. *Eos* 85 (20), 197–203.
- Hlzcova, K., Szolgay, J., Kubes, R., Kohnova, S., Zvolenský, M., 2006. Routing of

- numerical weather predictions through a rainfall-runoff model. In : *Transboundary Floods : Reducing Risks through Flood Management*. Springer, pp. 79–90.
- Horton, R., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions - American Geophysical Union* 14, 446–460.
- Houtekamer, P., Lefaiivre, L., 1997. Using ensemble forecasts for model validation. *Monthly Weather Review* 125 (10), 2416–2426.
- Hsu, K. H., Gupta, V., Sorooshian, S., 1995. Artificial Neural Network Modeling of the Rainfall-Runoff Process. . *Water Resources Research* 31 (10), 2517–2530.
- Hsu, K.-l., Moradkhani, H., Sorooshian, S., 2009. A sequential bayesian approach for hydrologic model selection and prediction. *Water Resources Research* 45 (12).
- Hubbard, S. S., Rubin, Y., 2000. Hydrogeological parameter estimation using geophysical data : a review of selected techniques. *Journal of Contaminant Hydrology* 45 (1), 3–34.
- Huet, P., Martin, X., Prime, J., Foin, P., Laurin, C., Cannard, P., 2003. Retour d'expérience des crues de Septembre 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches du Rhône, de l-Ardèche et de la Drome. Rapport de l'Inspection Générale de l'Environnement, Ministère de l'écologie et du développement durable, 133p.
- Jackson, R., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H., Sala, O., Schulze, E., 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108 (3), 389–411.
- Jakeman, A., Whitehead, P., 1996. Preface. unit hydrograph methods and applications. *Hydrological Processes* 10 (6), 771–771.
- Jasper, K., Gurtz, J., Lang, H., 2002. Advanced flood forecasting in alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *Journal of hydrology* 267 (1), 40–52.
- Javelle, P., Demargne, J., Defrance, D., Pansu, J., Arnaud, P., 2014. Evaluating flash-flood warnings at ungauged locations using post-event surveys : a case study with the AIGA warning system. *Hydrological Sciences Journal* 59 (7), 1390–1402.
- Johansen, O., 1977. Thermal conductivity of soils. Tech. rep., DTIC Document.
- Jolliffe, I. T., 2008. The impenetrable hedge : A note on propriety, equitability and consistency. *Meteorological applications* 15 (1), 25–30.
- Jonkman, S., 2005. Aglobal perspectives on loss of human life caused by flood. *Natural Hazards* 34, 151–175.
- Joss, J., Pittini, A., 1991. Real-time estimation of the vertical profile of radar reflectivity to improve the measurement of precipitation in an alpine region. *Meteorology and Atmospheric Physics* 47 (1), 61–72.
- Kim, C. P., Salvucci, G. D., Entekhabi, D., 1999. Groundwater-surface water interaction and the climatic spatial patterns of hillslope hydrological response. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 3 (3), 375–384.
- Kitanidis, P., Bras, R., 1980. Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model. i. analysis of uncertainty. *Water resources research* 16 (6).
- Knebl, M., Yang, Z.-L., Hutchison, K., Maidment, D., 2005. Regional scale flood modeling using nexrad rainfall, gis, and hec-hms/ras : a case study for the san antonio river basin summer 2002 storm event. *Journal of Environmental Management* 75 (4), 325–336.
- Koster, R., Suarez, M., Ducharne, A., M., S., Kumar, P., 2000. A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM. Part I : Model structure . *Journal of Geophysical Research* 105, 24809–24822.

- Koutrouvelis, I., Canavos, G., 2000. A comparison of moment-based methods of estimation for the log pearson type 3 distribution. *Journal of Hydrology* 234 (1), 71–81.
- Krajewski, W., 1987. Cokriging radar-rainfall and rain gage data. *Journal of Geophysical Research* 92 (D8), 9571–9580.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., Prentice, I. C., 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (1).
- Krzysztofowicz, R., 1999. Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic hydrologic model. *Water Resources Research* 35 (9), 2739–2750.
- Kuczera, G., Parent, E., 1998. Monte carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models : the metropolis algorithm. *Journal of Hydrology* 211, 69–85.
- Lafore, J., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fisher, C., Hereil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J., Redelsperger, J., Richard, E., de Arelano J., V.-G., 1998. The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : Adiabatic Formulation and Control Simulation. *Annales Geophysicae* 16, 90–109.
- Laloy, E., Vrugt, J., 2012. High-dimensional posterior exploration of hydrologic models using multiple-try dream (zs) and high-performance computing. *Water Resources Research* 48, –.
- Lang, M., Perret, C., Renouf, E., Sauquet, E., Paquier, A., 2006. Incertitudes sur les débits de crue. *La Houille Blanche-Revue internationale de l'eau* 6, p–33.
- Larson, W. E., Pierce, F. J., 1994. The dynamics of soil quality as a measure of sustainable management. *Defining soil quality for a sustainable environment (definingsoilqua)*, 37–51.
- Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J., Cuenca, R., Braud, I., Haverkamp, R., 2006. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments—best. *Soil Science Society of America Journal* 70 (2), 521–532.
- Laurantin, O., 2008. ANTILOPE : hourly rainfall analysis merging radar and raingauges data. *Proceedings of Weather Radar and Hydrology Conference 2008, Grenoble*.
- Le Boursicaud, R., Pénard, L., Hauet, A., Thollet, F., Le Coz, J., 2016. Gauging extreme floods on youtube : application of lspiv to home movies for the post-event determination of stream discharges. *Hydrological Processes* 30 (1), 90–105.
- Le Coz, J., Hauet, A., Pierrefeu, G., Dramais, G., Camenen, B., 2010. Performance of image-based velocimetry (lspiv) applied to flash-flood discharge measurements in mediterranean rivers. *Journal of Hydrology* 394 (1), 42–52.
- Le Coz, J., Renard, B., Bonnifait, L., Branger, F., Le Boursicaud, R., 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., Saulnier, G., 2007. Exploring the signature of spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8-9 september 2002 Cévennes-vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letters* 34 (L13401 doi :10.1029/2007GL029746).
- Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J., Decharme, B., Faroux, S., et al., 2009. Surfex scientific documentation. Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France.
- Lebel, T., Laborde, J., 2006. A geostatistical approach for areal rainfall statistics assessment. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 2, 245–261.
- Lemoigne, P., 2002. Description de l’analyse des champs de surface sur la France par le

- système SAFRAN. Note de centre GMME, Meteo-France.
- Lerat, J., Perrin, C., Andréassian, V., Loumagne, C., Ribstein, P., 2012. Towards robust methods to couple lumped rainfall–runoff models and hydraulic models : A sensitivity analysis on the illinois river. *Journal of Hydrology* 418, 123–135.
- Lian, Y., Chan, I.-C., Singh, J., Demissie, M., Knapp, V., Xie, H., 2007. Coupling of hydrologic and hydraulic models for the illinois river basin. *Journal of hydrology* 344 (3), 210–222.
- Line Kong, a. S., 2011. Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. cas du bassin du lez (france). Ph.D. thesis, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.
- Llasat, C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A. A., Rossello, J., Vinet, F., Boissier, L., 2013. Floods in the north-western mediterranean region : presentation of the hymex database and comparison with pre-existing global databases. *La Houille Blanche* (1), 5–9.
- Mahfouf, J., Noilhan, J., 1996. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology* 35, 987–992.
- Makhlouf, Z., 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. . Thèse de Doctorat de l'Université Paris XI Orsay, 426 p.
- Manabe, S., 1969. Climate and the ocean circulation. PartI : The atmospheric circulation and the hydrology of the.
- Mantovan, P., Todini, E., 2000. Hydrological forecasting uncertainty assessment : Incoherence of the GLUE methodology. *Journal of Hydrology* 330, 368–381.
- Manzi, A., Planton, S., 1994. Implementation of the isba parametrization scheme for land surface processes in a gcm—an annual cycle experiment. *Journal of Hydrology* 155 (3-4), 353–387.
- Maranzano, C. J., Krzysztofowicz, R., 2004. Identification of likelihood and prior dependence structures for hydrologic uncertainty processor. *Journal of Hydrology* 290 (1), 1–21.
- 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.. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II.
- Maréchal, D., 2011. Du drain potentiel au drain réel : utilisation de données satellitales à très haute résolution pour l'étude de l'origine géomorphologique des chemins de l'eau sur des bassins versants méditerranéens soumis aux crues éclair. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne.
- Marshall, L., Nott, D., Sharma, A., 2007. Towards dynamic catchment modelling : a bayesian hierarchical mixtures of experts framework. *Hydrological Processes* 21 (7), 847–861.
- Marsigli, C., Montani, A., Paccagnella, T., 2008. A spatial verification method applied to the evaluation of high-resolution ensemble forecasts. *Meteorological Applications* 15 (1), 125–143.
- Marty, R., Zin, I., Obled, C., 2013. Sensitivity of hydrological ensemble forecasts to different sources and temporal resolutions of probabilistic quantitative precipitation forecasts : flash flood case studies in the cévennes-vivarais region (southern france). *Hydrological Processes* 27 (1), 33–44.
- Mascaro, G., Vivoni, E. R., Deidda, R., 2010. Implications of ensemble quantitative

- precipitation forecast errors on distributed streamflow forecasting. *Journal of Hydro-meteorology* 11 (1), 69–86.
- Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate* 16 (9), 1261–1282.
- Mathevet, T., 2005. Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. . Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), France, 463 pp.
- Matos, J., Liechti, T. C., Portela, M., Schleiss, A., 2014. Pattern-oriented memory interpolation of sparse historical rainfall records. *Journal of Hydrology* 510, 493–503.
- Matott, L. S., Babendreier, J. E., Purucker, S. T., 2009. Evaluating uncertainty in integrated environmental models : a review of concepts and tools. *Water Resources Research* 45 (6).
- McMichael, C., Hope, A., Loaiciga, H., 2006. Distributed hydrological modeling in California semi-arid shrublands : MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology* 317, 307–324.
- Meischner, P., 2005. *Weather radar : principles and advanced applications*. Springer Science & Business Media.
- Melone, F., Barbetta, F., Diomede, T., Perucacci, S., Rossi, M., Tessarollo, A., Verdecchia, M., 2005. Review and selection of hydrological models-Intergration of hydrological models and meteorological inputs. Resulting from WP1, Action 13, RISK AWARE,- INTERREG III B -CADSES, 34p.
- Michel, C., 1983. *Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux*. La Houille Blanche 1, 39–44.
- Mirzaei, M., Huang, Y. F., El-Shafie, A., 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.
- Mirzaei, M., Huang, Y. F., Lee, T. S., El-Shafie, A., Ghazali, A. H., 2014. Quantifying uncertainties associated with depth duration frequency curves. *Natural Hazards* 71 (2), 1227–1239.
- Montanari, A., 2005. Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulation. *Water Resource Research* 41 (doi :10.1029/2004WR003826.).
- Montanari, A., 2011. Uncertainty of hydrological predictions. *Treatise on Water Science* 2, 459–478.
- Moramarco, T., Melone, F., Singh, V., 2005. Assessment of flooding in urbanized ungauged basins : a case study in the upper tiber area, italy. *Hydrological Processes* 19 (10), 1909–1924.
- Mure-Ravaud, M., Binet, G., Bracq, M., Perarnaud, J.-J., Fradin, A., Litrico, X., 2016. A web based tool for operational real-time flood forecasting using data assimilation to update hydraulic states. *Environmental Modelling & Software* 84, 35–49.
- Murphy, A. H., 1971. A note on the ranked probability score. *Journal of Applied Meteorology* 10 (1), 155–156.
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I : A discussion of principles . *Journal of Hydrology*. 10, 282–290.
- Noilhan, J., Laccarrère, P., 1995. GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling.

- Journal of Climate 8, 206–223.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* 117, 536–549.
- Norbiato, D., Borga, M., Merzb, R., Blöschl, G., Carton, A., 2009. Controls on event runoff coefficients in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrology* 375 (3-4), 312–325.
- Ntekelos, A., Georgakakos, K., Krajewski, W., 2006. On the uncertainty of Flash Flood Guidance : Toward Probabilistic Forecasting of Flash Floods. *Journal of Hydrometeorology* 7 (5), 896–915.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., Anquetin, S., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society* 134 (630), 111.
- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., 2010. A statistical downscaling to identify the large scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. submitted to *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Nuissier, O., Joly, B., Vié, B., Ducrocq, V., 2012. Uncertainty of lateral boundary conditions in a convection-permitting ensemble : a strategy of selection for mediterranean heavy precipitation events. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci* 12, 2993–3011.
- Nuissier, O., Marsigli, C., Vincendon, B., Hally, A., Bouttier, F., Montani, A., Paccagnella, T., 2016. Evaluation of two convection-permitting ensemble systems in the hymex special observation period (sop1) framework. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Palmer, T., 1995. The singular-vector structure of the atmospheric general circulation. *J. Atmos. Sci* 52, 1434–1456.
- Paniconi, C., Putti, M., 2015. Physically based modeling in catchment hydrology at 50 : Survey and outlook. *Water Resources Research* 51 (9), 7090–7129.
- Pappenberger, F., Beven, K., Hunter, N., Bates, P., Gouweleeuw, B., Thielen, J., De Roo, A., 2005. Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions within the european flood forecasting system (effs). *Hydrology and Earth System Sciences* 9, 381–393.
- Park, Y.-Y., Buizza, R., Leutbecher, M., 2008. Tigge : Preliminary results on comparing and combining ensembles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134 (637), 2029–2050.
- Pascaline, Delbiso, T., Below, R., Wahlström, M., McClean, D., Landelle, S., Leoni, B., 2015. The human cost of weather related disasters : 1995-2015. Tech. rep., CRED, UNISDR.
- Payrastre, O., 2012. Hydrological analysis of the catastrophic flash flood of 15th June 2010 in the area of Draguignan (Var, France). *Proc. Congrès SHF : Evènements Extrêmes Fluviaux et Maritimes*, Paris, France, SHF., –.
- Pedinotti, V., Boone, A., Ricci, S., Biancamaria, S., N., M., 2014. Assimilation of satellite data to optimize large-scale hydrological model parameters : a case study for the SWOT mission . *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 4485–4507.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G., Andrieu, H., Vignal, B., Creutin, J., 2002. Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions : Case Study for the Ardeche Catchment (France). *Journal of Hydrometeorology* 3, 539–555.

- Peralta, C., Ben Bouallègue, Z., Theis, S., Gebhardt, C., Buchhold, M., 2012. Accounting for initial condition uncertainties in cosmo-de-eps. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 117 (D7).
- Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Peters-Lidard, C., Blackburn, E., Liang, X., Wood, E., 1998. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences* 55 (7), 1209–1224.
- Philip, J., De Vries, D., 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 38 (2), 222–232.
- Philipp, A., Schmitz, G., Krube, T., Schutze, N., Cullmann, J., 2008. Flash Flood Forecasting Combining Meteorological Ensemble Forecasts and Uncertainty of Initial Hydrological Conditions. *Australian Journal of Water Resources* 12 (3), 257–267.
- Pielke, R. A., Avissar, R., Raupach, M., Dolman, A. J., Zeng, X., Denning, A. S., et al., 1998. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems : influence on weather and climate. *Global change biology* 4 (5), 461–475.
- Pierce, C., Collier, C., Hardaker, P., Haggett, C., 2000. GANDOLF : a system for generating automated nowcasts of convective precipitation. *Meteorological Applications* 7, 341–360.
- Pietroniro, A., Fortin, V., Kouwen, N., Neal, C., Turcotte, R., Davison, B., Versegny, D., Soulis, E., Caldwell, R., Evora, N., Pellerin, P., 2007. Development of the mesh modelling system for hydrological ensemble forecasting of the laurentian great lakes at the regional scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 11 (4), 1279–1294.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological processes* 5 (1), 59–79.
- Quintana-Seguí, P., Martin, E., Habets, F., Noilhan, J., 2008. Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrology and Earth System Sciences* 5, 1319–1370.
- Rabiei, E., Haberlandt, U., 2015. Applying bias correction for merging rain gauge and radar data. *Journal of Hydrology* 522, 544–557.
- Ramos, M.-H., Mathevet, T., Thielen, J., Pappenberger, F., 2010. Communicating uncertainty in hydro-meteorological forecasts : mission impossible ? *Meteorological Applications* 17 (2), 223–235.
- Randrianasolo, A., Ramos, M., Thirel, G., Andréassian, V., Martin, E., 2010. Comparing the scores of hydrological ensemble forecasts issued by two different hydrological models. *Atmospheric Science Letters* 11 (2), 100–107.
- Refsgaard, J. C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of hydrology* 198 (1), 69–97.
- Refsgaard, J. C., van der Sluijs, J. P., Højberg, A. L., Vanrolleghem, P. A., 2007. Uncertainty in the environmental modelling process—a framework and guidance. *Environmental modelling & software* 22 (11), 1543–1556.
- Reggiani, P., Renner, M., Weerts, A., Van Gelder, P., 2009. Uncertainty assessment via Bayesian revision of ensemble stream flow predictions in the operational river Rhine forecasting system. *Water Resource Research* 45, –.
- Ricard, D., Ducrocq, V., Auger, L., March 2012. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern mediterranean area. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 51 (3), 468–488.

URL <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-017.1>

- Richardson, D., 2005. The thorpex interactive grand global ensemble (tigge). In : Geophysical Research Abstracts. Vol. 7. p. 02815.
- Richardson, D. S., 2001. Measures of skill and value of ensemble prediction systems, their interrelationship and the effect of ensemble size. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127 (577), 2473–2489.
- Rossa, A., Liechti, K., Zappa, M., Bruen, M., Germann, U., Haase, G., Keil, C., Krahe, P., 2011. The cost 731 action : A review on uncertainty propagation in advanced hydro-meteorological forecast systems. *Atmospheric Research* 100 (2), 150–167.
- Rotach, M., Ambrosetti, P., Ament, F., Appenzeller, C., Arpagaus, M., Bauer, H.-S., Behrendt, A., Bouttier, F., B. A., Corazza, M., Davolio, S., Denhard, M., Dorninger, M., Fontannaz, L., Frick, J., Fundel, F., Germann, U., Gorgas, T., Hegg, C., Hering, A., Keil, C. and Liniger, M., Marsigli, C., McTaggart-Cowan, R., Montaini, A., Mylne, K., Ranzi, R., Richard, E., Rossa, A., Santos-Muñoz, D., Schär, C., Seity, Y., Staudinger, M., Stoll, M., Volkert, H., Walser, A., Wang, Y., Werhahn, J., Wulfmeyer, V., , Zappa, M., 2009. MAP D-PHASE : Real-time Demonstration of Weather Forecast Quality in the Alpine Region. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 1321–1336.
- Rousset-Regimbeau, F., 2007. Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application a la prévision d'ensemble des débits. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Rouzeau, M., Martin, X., Pauc, J.-C., 2010. Retour d'expérience des inondations survenues dans le département du Var les 15 et 16 Juin 2010. Rapport de l'Inspection Generale de l'Administration Rep. 10-070-02, 94p.
- Ruin, I., Lutoff, C., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Rojo, M. B., Boissier, L., Bonnifait, L., Borga, M., Colbeau-Justin, L., et al., 2014. Social and hydrological responses to extreme precipitations : an interdisciplinary strategy for postflood investigation. *Weather, climate, and society* 6 (1), 135–153.
- Saulnier, G., Datin, R., 2004. Analytical solution to a bias in a TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes*, 18, 1195–1218.
- Saulnier, G., Obled, C., Beven, K., 1997. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology* 202, 158–172.
- Saxton, K., Rawls, W., 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil science society of America Journal* 70 (5), 1569–1578.
- Saxton, K., Rawls, W., Romberger, J., Papendick, R., 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal* 50 (4), 1031–1036.
- Schaake, J., Hamill, T., Buizza, R., M., C., 2007. HEPEX : the Hydrometeorological Ensemble Prediction EXperiment. *Journal of HydroMeteorology* 88, 1541–1547.
- Schaap, M. G., Leij, F. J., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science* 163 (10), 765–779.
- Schaap, M. G., Leij, F. J., Van Genuchten, M. T., 2001. Rosetta : A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of hydrology* 251 (3), 163–176.
- Schermerhorn, V. P., Kuehl, D. W., 1968. Operational streamflow forecasting with the ssarr model. *Use of Analogue and Digital Computers in Hydrology*, Tucson, Arizona.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bernard, P., Bouttier, F., Lac, C.,

- Masson, V., 2010. The AROME-France convective scale operational model. *Monthly Weather Review* (accepted).
- Sellers, P., Dickinson, R., Randall, D., Betts, A., Hall, F., Berry, J., Collatz, G., Denning, A., Mooney, H., Nobre, C., et al., 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science* 275 (5299), 502–509.
- Seo, D., Koren, V., Cajina, N., 2003. Real-Time Variational Assimilation of Hydrologic and Hydrometeorological Data into Operational Hydrologic Forecasting. *Journal of Hydrometeorology* 4, 627–641.
- Shutts, G., 2005. A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (612), 3079–3102.
- Siou, L., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting : The case of the Lez Basin (southern France). *Journal of Hydrology* 403 (3-4), 367–380.
- Sivapalan, M., Beven, K., Wood, E., 1987. On hydrologic similarity :2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research* 23, 2266–2278.
- Sivapalan, M., Woods, R. A., Kalma, J. D., 1997. Variable bucket representation of top-model and investigation of the effects of rainfall heterogeneity. *Hydrological processes* 11 (9), 1307–1330.
- Sklash, M. G., Farvolden, R. N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Developments in Water Science* 12, 45–65.
- Smith, P., Beven, K. J., Tawn, J. A., 2008. Informal likelihood measures in model assessment : Theoretic development and investigation. *Advances in Water Resources* 31 (8), 1087–1100.
- Solomatine, D., Shrestha, D., 2009. A novel method to estimate model uncertainty using machine learning techniques. *Water Resources Research* 45, –.
- Steiner, M., Smith, J. A., Burges, S. J., Alonso, C. V., Darden, R. W., 1999. Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation. *Water Resources Research* 35 (8), 2487–2503.
- Stensrud, D. J., Bao, J.-W., Warner, T. T., 2000. Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review* 128 (7), 2077–2107.
- Stieglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J., Rosenzweig, C., 2005. An efficient approach to modelling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modelling . *Journal of Climate* 10, 118–137.
- Tao, J., Barros, A. P., 2013. Prospects for flash flood forecasting in mountainous regions—an investigation of tropical storm fay in the southern appalachians. *Journal of Hydrology* 506, 69–89.
- Tennant, W., Beare, S., 2014. New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in mogreps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140 (681), 1150–1160.
- Terti, G., Ruin, I., Anquetin, S., Gourley, J. J., 2015. Dynamic vulnerability factors for impact-based flash flood prediction. *Natural Hazards* 79 (3), 1481–1497.
- Thielen, J., Bartholmes, J., Ramos, M., Roo, A., 2009. The european flood alert system—part 1 : concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 125–140.
- Thielen, J., Bartholomes, J., Ramos, M., Kalas, M., de Roo, A., 2007. The European Flood Alert System : early flood warning based on ensemble prediction system products. 3rd HEPEX workshop, Book of abstracts, 111–115.
- Thielen, J., Schaake, J., Hartman, R., Buizza, R., 2008. Aims, challenges and progress

- of the Hydrological Ensemble Prediction EXperiment (HEPEX) following the third HEPEX workshop held in Stresa 27 to 29 June 2007. *Atmospheric Science Letters* 9, 29–35.
- Thirel, G., Rousset-Regimbeau, F., Martin, E., Habets, F., 2008. On the impact of short range meteorological forecasts for ensemble streamflow predictions. *Journal of Hydrometeorology* 9 (6), 1301–1317.
- Tietje, O., Hennings, V., 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within fao textural classes. *Geoderma* 69 (1), 71–84.
- Toth, Z., Kalnay, E., 1993. Ensemble forecasting at nmc : The generation of perturbations. *Bulletin of the American Meteorological Society* 74 (12), 2317–2330.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Ayrat, P., Marchandise, A., 2011. Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modelling efficiency and initial soil moisture conditions estimation. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 157–170.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J., Todorovik, D., Domergue, J., 2010. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall runoff modelling. *Journal of Hydrology* 387, 176–187.
- Vannier, O., Anquetin, S., Braud, I., 2016. Investigating the role of geology in the hydrological response of Mediterranean catchments prone to flash-floods : Regional modelling study and process understanding. *Journal Of Hydrology* 514, 158–172.
- Velazquez, J., Anctil, F., Perrin, C., 2010. Performance and reliability of multimodel hydrological ensemble simulations based on seventeen lumped models and a thousand catchments . *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 2303–2317.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science* 149 (1), 1–12.
- Vié, B., Nuissier, O., Ducrocq, V., 2011. Cloud-resolving ensemble simulations of mediterranean heavy precipitating events : uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review* 139 (2), 403–423.
- Villarini, G., 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.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Dierer, S., Kotroni, V., Le Lay, M., Milelli, M., Quesney, A., Saulnier, G.-M., Rabuffetti, D., Bouilloud, L., Chancibault, K., Anquetin, S., Lagouvardos, K., Steiner, P., 2009. Flash flood forecasting within the PREVIEW project : value of high-resolution hydrometeorological coupled forecast . *Meteorology and Atmospheric Physics* 103, 115–125.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., Vié, B., 2011. Perturbation of convection-permitting nwp forecast for flash-flood ensemble forecasting. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 1529–1544.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., Noilhan, J., 2010. Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOP-MODEL hydrological model dedicated to Mediterranean flash floods . *Journal of Hydrology* 394, 256–266.
- Vincendon, B., Edouard, S., Dewaele, H., Ducrocq, V., Lespinas, F., Delrieu, G., Anquetin, S., 2016. Modeling flash floods for any mediterranean sub-catchments for road management purposes. *Journal of Hydrology* submitted.
- Vogel, R., Stedinger, J., Batchelder, R., Lee, S., 2008. Appraisal of the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) method. *Water Resources Research* 44,

doi :10.1029/2008WR006822.

- Vrugt, J., Gupta, H., Bouten, W., Sorooshian, S., 2003. A shuffled complex evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research* 39 (8), –.
- Vrugt, J., ter Braak, C., Gupta, H., B., R., 2009. Equifinality of Formal (DREAM) and Informal (GLUE) Bayesian Approaches in Hydrologic Modeling . *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 23 (7), 1011–1026.
- Weerts, A. H., El Serafy, G. Y., Hummel, S., Dhondia, J., Gerritsen, H., 2010. Application of generic data assimilation tools (datools) for flood forecasting purposes. *Computers & Geosciences* 36 (4), 453–463.
- Wei, M., Toth, Z., Wobus, R., Zhu, Y., Bishop, C. H., Wang, X., 2006. Ensemble transform kalman filter-based ensemble perturbations in an operational global prediction system at ncep. *Tellus A* 58 (1), 28–44.
- Wernli, H., Paulat, M., Hagen, M., C., F., 2008. SAL-A novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts. *Monthly Weather Review* 136, 4470–4487.
- Whipkey, R. Z., 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydrological Sciences Journal* 10 (2), 74–85.
- White, L., Vieux, B., Armand, D., LeDimet, F., 2003. Estimation of optimal parameters for a surface hydrology model. *Advances in Water Resources* 26, 337–348.
- Whiteaker, T. L., Robayo, O., Maidment, D. R., Obenour, D., 2006. From a nexrad rainfall map to a flood inundation map. *Journal of Hydrologic Engineering* 11 (1), 37–45.
- Wilks, D., 1995. *Statistical methods in the Atmospheric sciences : An introduction*. Academic Press, 467pp.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L., 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of hydrology* 102 (1-4), 29–47.
- Wösten, J., Lilly, A., Nemes, A., Le Bas, C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of european soils. *Geoderma* 90, 169–185.
- Xiong, L., O’Connor, K. M., 2008. An empirical method to improve the prediction limits of the glue methodology in rainfall–runoff modeling. *Journal of Hydrology* 349 (1), 115–124.
- Xuan, Y., Cluckie, I., Wang, Y., 2009. Uncertainty analyses and hydrological ensemble forecasts in a distributed model utilising short range rainfall prediction. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 293–303.
- Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K. C., Yang, H., 2007. Hydrological modelling of the chaohe basin in china : Statistical model formulation and bayesian inference. *Journal of Hydrology* 340 (3), 167–182.
- Younis, J., Anquetin, S., Thielen, J., 2008. The benefit of high-resolution operational weather forecasts for flash flood warning. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 5 (1), 345–377.
- Yu, Z., Pollard, D., Cheng, L., 2006. On continental-scale hydrologic simulations with a coupled hydrologic model. *Journal of Hydrology* 331 (1), 110–124.
- Yule, G. U., 1900. On the association of attributes in statistics : with illustrations from the material of the childhood society, &c. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character* 194, 257–319.

- Zalachori, I., Ramos, M., Garcon, R., Mathevet, T., Gailhard, J., 2012. Statistical processing of forecasts for hydrological ensemble prediction : a comparative study of different bias correction strategies. *Advances in Science and Research* 8, 135–141.
- Zappa, M., Beven, K., Bruen, M., Kok, K., Martin, E., Nurmi, P., Orfila, B., Roulin, E., Schröter, K., Seed, A., Szturc, B., Vehviläinen, B., Germann, U., Rossa, A., 2010. Propagation of uncertainty from observing systems and NWP into hydrological models : COST-731 Working Group 2. *Atmospheric Science Letters* 11, 83–91.
- Zappa, M., Rotach, M. W., Arpagaus, M., Dorninger, M., Hegg, C., Montani, A., Ranzi, R., Ament, F., Germann, U., Grossi, G., et al., 2008. Map d-phase : real-time demonstration of hydrological ensemble prediction systems. *Atmospheric Science Letters* 9 (2), 80–87.
- Zhang, Z., Krishnamurti, T., 1999. A perturbation method for hurricane ensemble predictions. *Monthly Weather Review* 127 (4), 447–469.

ANNEXES

Annexe A

SURFEX

Une bonne description des processus de surface, c'est-à-dire des échanges entre le sol superficiel et l'atmosphère est essentielle pour les applications météorologiques et climatiques. Au CNRM, de nombreuses études ont été consacrées à cette problématique afin de rendre plus performants les modèles météorologiques. Au départ, les interactions sol-atmosphère étaient directement calculées dans le modèle météorologique. De nombreuses avancées ont été réalisées sur les interactions surfaces naturelles/atmosphère ou ville/atmosphère. Les modules ainsi développés ont ensuite été externalisés des modèles météorologiques et centralisés en une plateforme appelée SURFEX (Le Moigne et al., 2009). SURFEX mutualise 4 modèles d'échange entre surface et atmosphère différents qui dépendent de la nature des surfaces concernées :

- ISBA : sol naturel
- TEB : surface urbanisée
- FLAKE : surface d'eau continentale
- surface maritime

Cette externalisation facilite l'intégration de ces routines à différents modèles météorologiques (AROME, ARPEGE, Mésos-NH). SURFEX peut aussi être utilisé en mode forcé, il ne sert plus à donner des conditions aux limites des modèles météorologiques mais à fournir des résultats sur l'évolution des sols.

Dans SURFEX, chaque maille est composée de quatre fractions de sol suivant l'occupation du sol (végétale, urbaine, mer ou eau continentale), cette répartition est déterminée en fonction de la base de donnée Ecoclimap (Masson et al., 2003). Chaque type de surface est modélisé avec le modèle qui lui est dédié et le flux total pour un point de grille est la moyenne pondérée des flux des quatre surfaces.

Ici, SURFEX est utilisé en mode forcé. Seul le modèle ISBA est considéré.

Bilan d'énergie d'ISBA

Le bilan radiatif de surface G ($W.m^{-2}$) est égal à la somme des différents flux d'énergies entre le sol et l'atmosphère :

$$G = R_n - H + LE \quad (\text{A.1})$$

où R_n est le rayonnement net, H est le flux de chaleur sensible et LE le flux de chaleur latente, ils sont tous exprimés en $W.m^{-2}$

Le flux de chaleur dans le sol est déterminé par :

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{A.2})$$

avec λ ($Wm^{-2}k^{-1}$) la conductivité de chaleur du sol.

Le rayonnement net est calculé en fonction du rayonnement solaire R_g , du rayonnement atmosphérique R_a et du rayonnement infrarouge $\epsilon\sigma T_s^4$:

$$R_n = R_g(1 - \alpha_t) + \epsilon(R_a - \sigma T_s^4) \quad (\text{A.3})$$

où σ ($Wm^{-2}K^{-4}$) est la constante de Stephan Boltzmann , ϵ est l'emissivité de surface, α est l'albedo et T_s est la température de surface en Kelvin. ϵ et α sont sans unité et dépendent de la réflectivité du sol et de la végétation.

Le flux de chaleur sensible, H , est calculé en utilisant la formule classique de l'aérodynamique :

$$H = \rho_a C_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (\text{A.4})$$

où ρ_a ($kg.m^{-3}$) est la densité de l'air, C_p ($J.kg^{-1}.K^{-1}$) est la chaleur spécifique de l'air, C_H est le coefficient d'échange (sans unité) qui dépend de la stabilité de l'atmosphère et de la rugosité du sol, V_a est la vitesse du vent à 10m ($m.s^{-1}$) et T_a la température de l'air en Kelvin.

Enfin, le flux de chaleur latente, LE , correspond à l'énergie de changement de l'eau et dépend de l'évaporation de l'eau de la surface du sol, E_g , ainsi que de l'évapotranspiration, E_v , et de la sublimation de la neige, S_s , et de la glace présente dans le sol, S_i . Ces différentes valeurs sont exprimées en $kg.m^{-2}.s^{-1}$.

$$LE = L_v(E_g + E_v) + L_s(S_s + S_i) \quad (\text{A.5})$$

L_v et L_s sont les chaleurs latentes de vaporisation et de sublimation respectivement, et elles sont exprimées en $J.kg^{-1}$. Si on néglige les termes relatifs à la glace et à la neige (hypothèse H1), le flux de chaleur latente peut s'écrire :

$$LE = L_v(E_g + E_v) \quad (\text{A.6})$$

— L'évaporation du sol nu : E_g .

Dans l'hypothèse H1, l'expression est simplifiée :

$$E_g = (1 - veg) \frac{\rho_a (h_u q_{sat}(T_s) - q_a)}{R_a} \quad \text{si } q_{sat}(T_s) \geq q_a \quad (\text{A.7})$$

$$E_g = (1 - veg) \frac{\rho_a (q_{sat}(T_s) - q_a)}{R_a} \quad \text{si } q_{sat}(T_s) \leq q_a \text{ et } T_s \leq T_a \quad (\text{A.8})$$

où, $q_{sat}(T_s)$ est l'humidité spécifique à saturation à la température T_s , q_a l'humidité spécifique de l'air, veg représente la fraction de végétation dans une maille, w_s contenu volumique en eau de la couche de surface et h_u l'humidité relative de la surface du sol est définie par :

$$h_u = \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{w_{sat}}{w_{fc}} \pi \right) \right] \quad \text{si } w_s \leq w_{fc} \quad (\text{A.9})$$

$$h_u = 1 \quad \text{si } w_s > w_{fc} \quad (\text{A.10})$$

— L'évapotranspiration de l'eau du sol : E_v .

L'évapotranspiration regroupe deux phénomènes distincts qui sont l'évaporation directe de l'eau interceptée par la végétation (E_r) et la transpiration de cette dernière (E_{tr}). La valeur de l'évapotranspiration est la somme de ces deux termes : $E_v = E_{tr} + E_r$. L'équation de l'évaporation de l'eau interceptée s'obtient par :

$$E_r = veg \cdot \rho_a \frac{\delta}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (\text{A.11})$$

et celle de la transpiration de la végétation s'écrit :

$$E_{tr} = veg \cdot \rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (\text{A.12})$$

avec δ la fraction de feuillage recouverte d'eau selon la formulation de Deardorff (1978) pour les couverts bas et Manzi and Planton (1994) pour les zones forestières.

Annexe B

Compléments de test de sensibilité présentés dans le chapitre 2

B.1 Compléments de tests de sensibilité

Représentation de la surface du sol

Dans ISBA, pour chaque maille, il est possible de choisir le nombre maximal de type de surface qui recouvrira la maille. Il y a 12 couvertures végétales type dans ISBA, qui vont de la forêt dense à la surface recouverte de pierre imperméables. Si un seul patch est choisi, il sera considéré que toute la maille sera recouverte de la même couverture végétale. Si 12 patches sont choisis, la proportion des 12 types de végétations seront prise en compte. Si c'est un nombre compris entre 1 et 12, les classes de végétations seront regroupées entre elles suivant des comportements proches. Ensuite chaque maille est découpée en sous mailles (ou tuiles) de type de végétation. La contribution au ruissellement et drainage est calculé séparément sans échanges entre tuile. Le fait d'augmenter le nombre de maille a un impact faible sur les simulations de débit (cf figure B.1). Mais plus le nombre de tuile est grand plus le temps de calcul augmente.

Photosynthèse

ISBA calcule les échanges d'eau entre le sol et l'atmosphère, mais aussi les échanges de gaz. Ces échanges, en grande partie lié à l'action de la photosynthèse impactent la végétation fortement. Il est possible de représenter des échanges de dioxygène et de dioxyde de carbone en prenant compte ou non de l'évolution de la surface foliaire, et aussi de prendre en compte ou non les échanges d'azotes. Activées ou non, ces options ont peu d'impact sur débits modélisés

Ce peu d'impact de l'activation de la photosynthèse était attendu compte tenu des échelles de temps courtes des crues rapides. La photosynthèse joue un rôle notable pour des échelles temporelles plus longues. Elle est importante pour la modélisation de débits annuels par exemple.

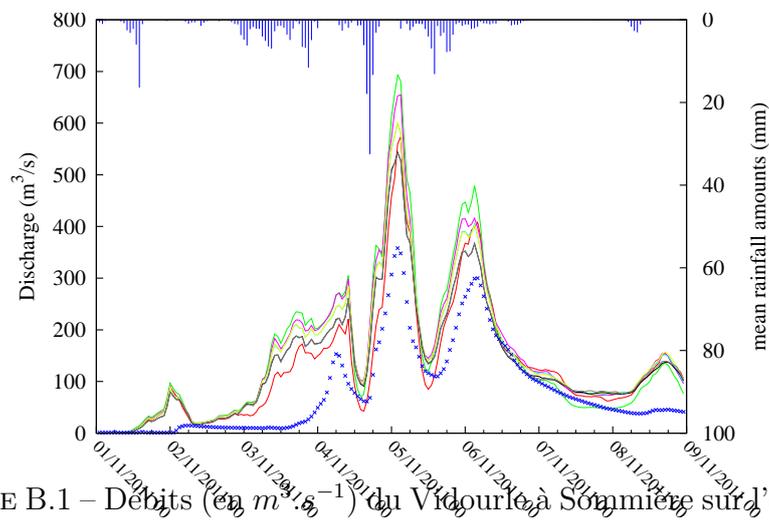


FIGURE B.1 – Débits (en $m^3 \cdot s^{-1}$) du Vidourle à Sommière sur l'évènement de novembre 2011 observé (croix bleues), simulé avec la nouvelle version d'ISBA-TOP en faisant varier le nombre de patch : 1 patch (courbe rouge), 2 patches (courbe verte), 4 patches (courbe rose), 6 patch (courbe cyan), 8 patches (courbe jaune), 10 patches (courbe noire), 12 patches (courbe grise).

Annexe C

Compléments de test de sensibilité présentés dans le chapitre 3

C.1 Impact de l'intensité de la pluie, et morphologie de bassin

Dans l'expérience idéalisée décrite dans Simon et al., 2016, le champs de précipitation en entrée est uniforme pendant 20 heures et avec des intensités horaires de 18mm/h. D'autres champs de pluies, conduisant au même cumul mais d'intensité et de durée différentes ont été testés (voir figure C.1),

- 72mm/h pendant 5h
- 36mm/h pendant 10h
- 18mm/h pendant 20h

Les simulations sont présentées sur la figure C.1. Sur les deux bassin, plus la pluie dure longtemps, plus le pic de crue est tardif. Pour les deux plus fortes intensités (courbes bleue et verte) les deux pics de crues sont similaires, ils ont quasiment la même forme, et le pic pour la pluie plus longue (en vert) est un peu plus tard que l'autre, et ce, pour les deux bassins versants. Le pic de crue obtenu sur le bassin de Remoulins est plus haut pour une pluie plus longue et moins intense (en rouge) que les deux autres pics de crues. C'est l'inverse sur le bassin versant de Vallon Pont d'Arc ou le pic de crue pour l'intensité la plus faible (en rouge) est plus bas et plus étalé. Ces différences de réactions aux pluies faibles, entre les bassins, sont dues aux morphologies des bassins versants. On constate que sur le bassin de Vallon Pont d'Arc, le pic de crue est atteint à la fin de la pluie pour la faible intensité, tandis que pour Remoulins il est atteint 5 heures après. Le bassin versant de Remoulins est allongé, contrairement à celui de Vallon Pont d'Arc de forme plus arrondie. Cette différence de forme de bassin explique, en partie, les différences de réactions aux pluies les moins intenses. Un bassin plus long aura un temps de concentration plus long, donc un pic plus tard pour Remoulins par rapport à Vallon Pont d'Arc.

a) Remoulins :

b) Vallon-Pont-d'Arc :

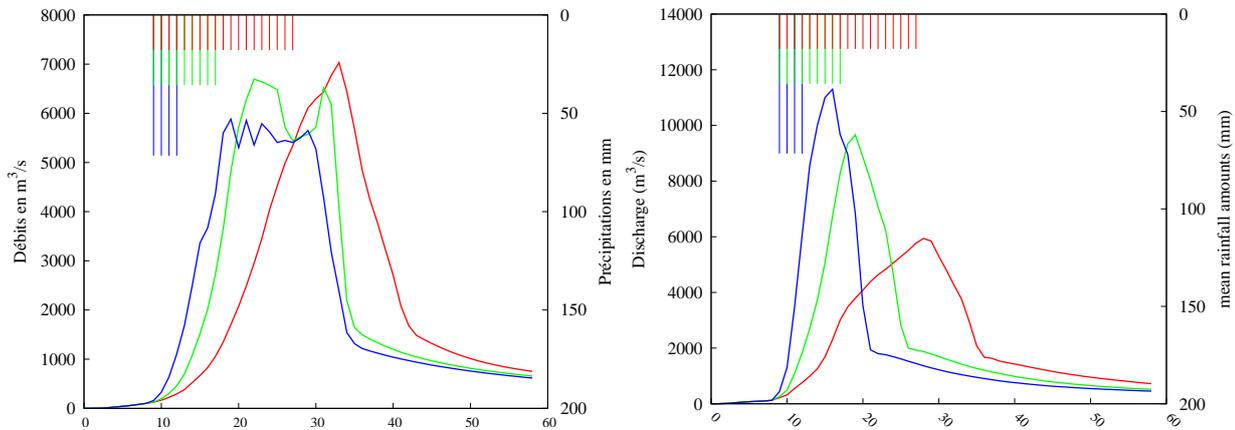
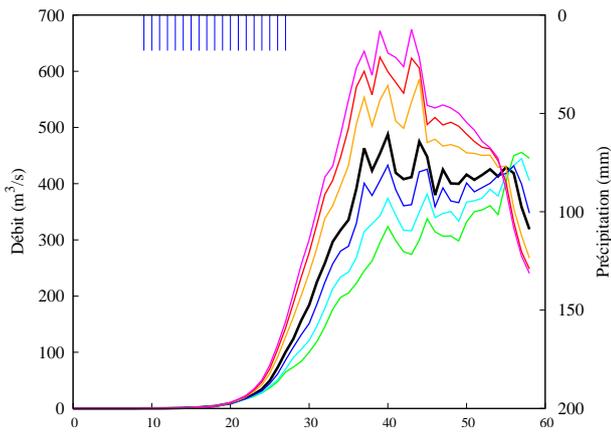


FIGURE C.1 – Débits simulés avec la version de référence d'ISBA-TOP avec les 3 forçages de pluies : 18mm/h (en rouge) , 36mm/h (en vert) et 72 mm/h(en bleu) à partir d'un sol humide initialement.

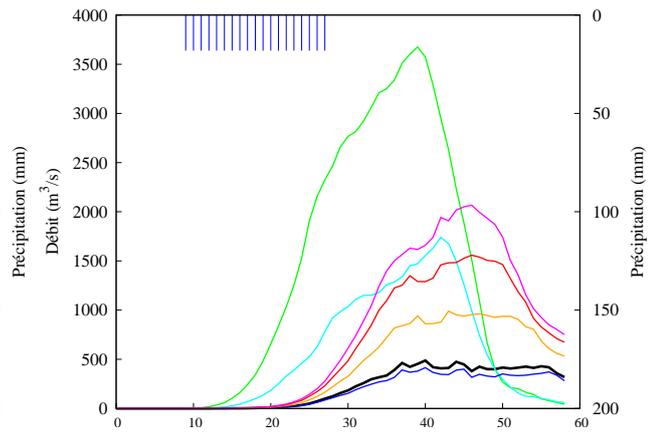
C.2 Hydrogrammes complémentaires des tests de sensibilité sur cas idéalisés

Les tests de sensibilités réalisés sur les paramètres hydrodynamiques ont été réalisés sur deux bassins versants ceux de Remoulins et Vallon-Pont-d'Arc. Ici sont présentés les résultats sur le bassin de Remoulins, non présentés précédemment. Ils viennent confirmer les observations et conclusions faites dans le chapitre 10.

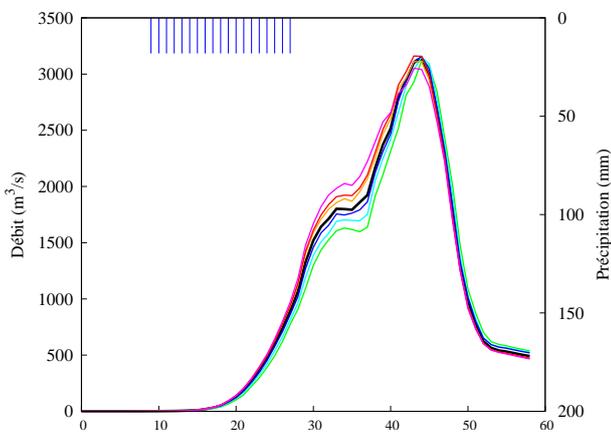
a) Paramètre M , SWI initial de 0



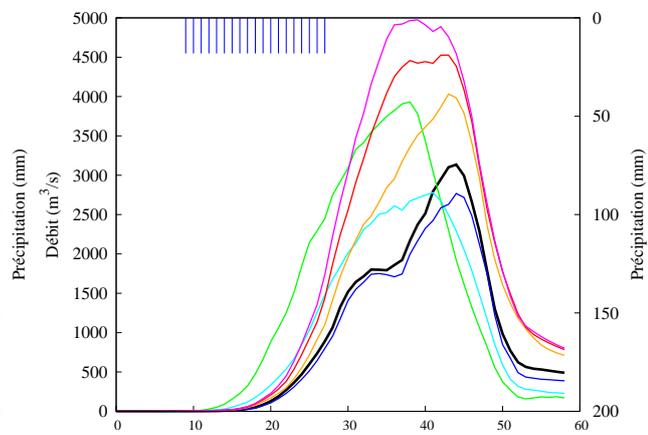
b) Paramètre K_{sat} , SWI initial de 0



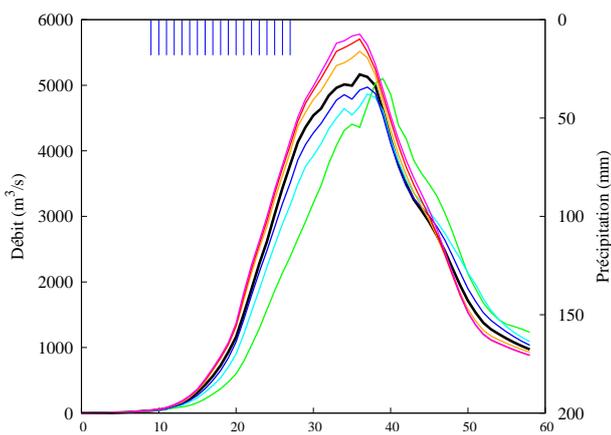
c) Paramètre M , SWI initial de 0.5



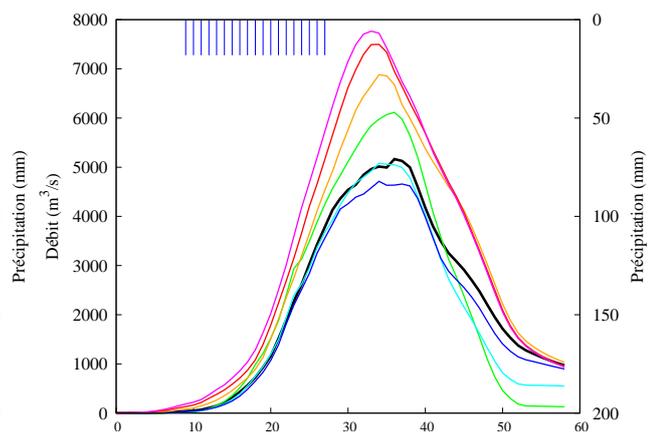
d) Paramètre K_{sat} , SWI initial de 0.5



e) Paramètre M , SWI initial de 1



f) Paramètre K_{sat} , SWI initial de 1



Légende :

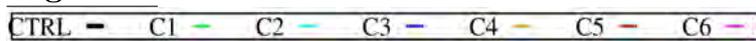
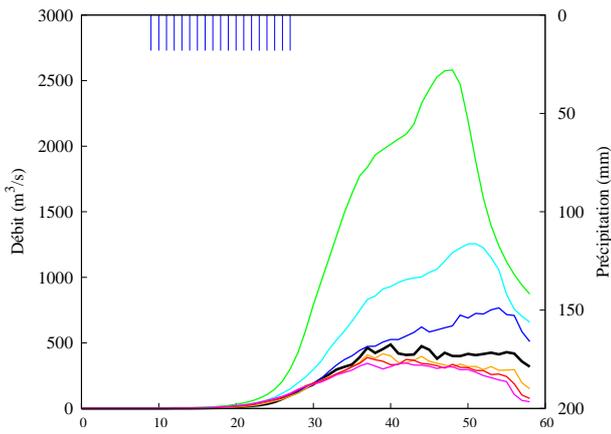
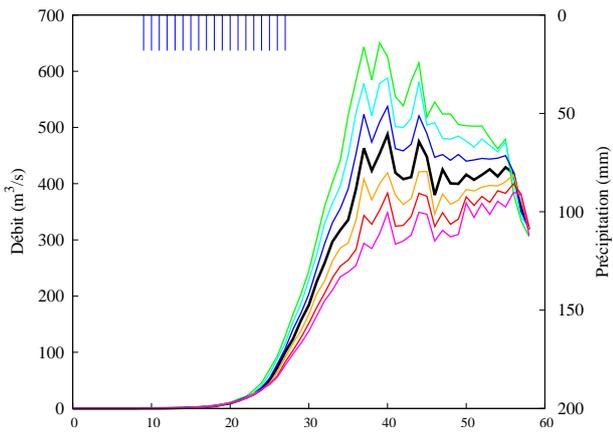


FIGURE C.2 – Débits simulés par ISBA-TOP à Remoulins pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur des paramètres M (à gauche) et K_{sat} (à droite) et pour différentes valeurs initiales du SWI : 0 (a et b), 0,5 (c et d) et 1 (e et f).

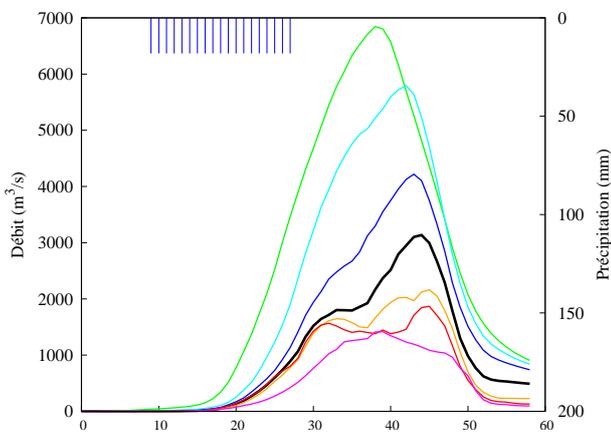
a) Paramètre W_{sat} , SWI initial de 0



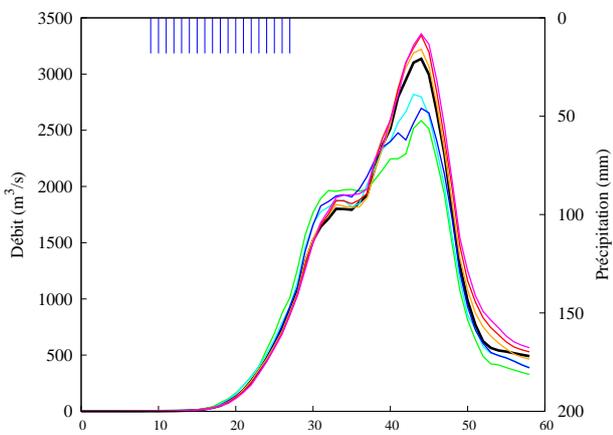
b) Paramètre W_{fc} , SWI initial de 0



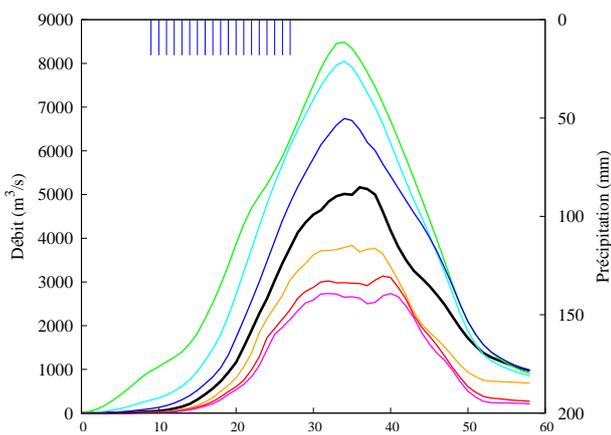
c) Paramètre W_{sat} , SWI initial de 0.5



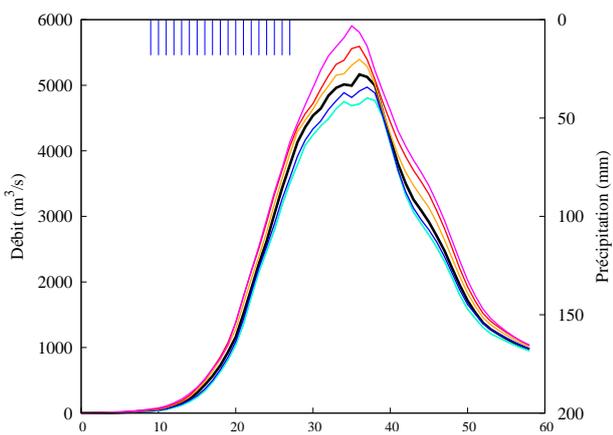
d) Paramètre W_{fc} , SWI initial de 0.5



e) Paramètre W_{sat} , SWI initial de 1



f) Paramètre W_{fc} , SWI initial de 1



Légende :

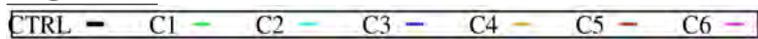
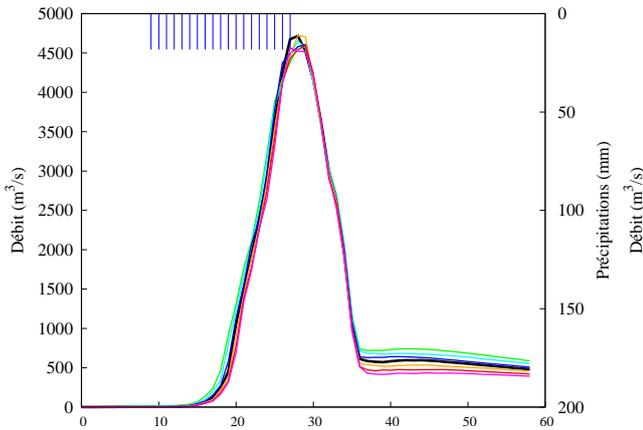
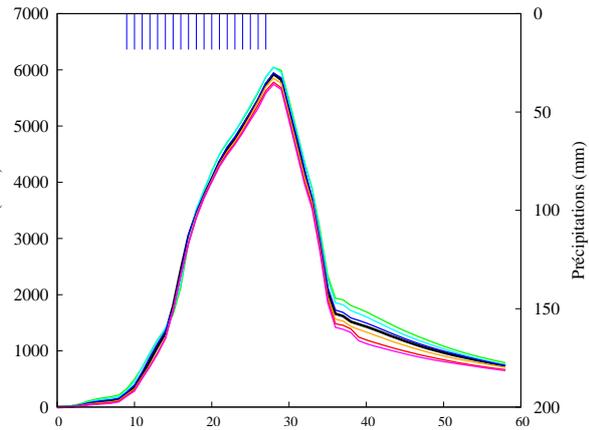


FIGURE C.3 – Débits simulés par ISBA-TOP à Remoulins pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur des paramètres W_{sat} (à gauche) et W_{fc} (à droite) et pour différentes valeurs initiales du SWI : 0 (a et b), 0,5 (c et d) et 1 (e et f).

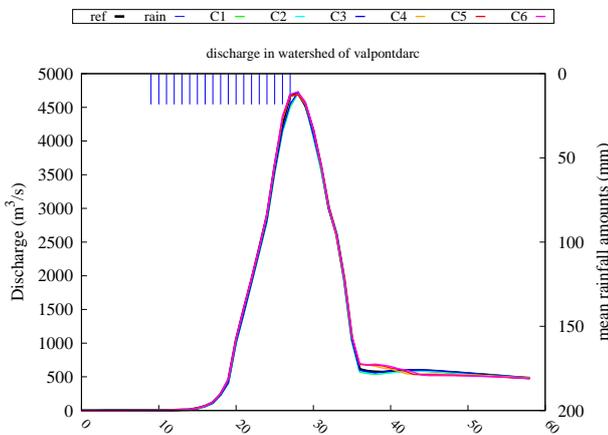
a) Paramètre b , SWI initial de 0.5



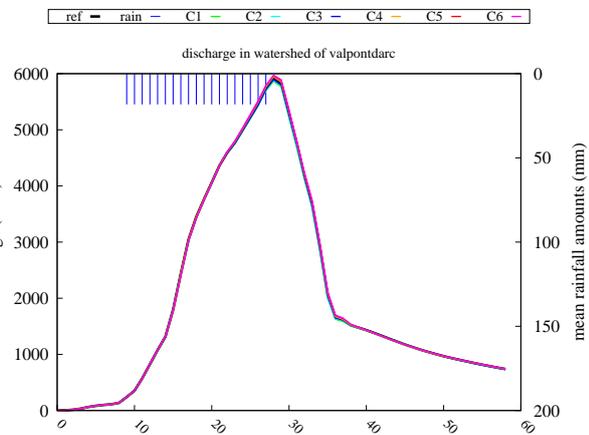
b) Paramètre b , SWI initial de 1



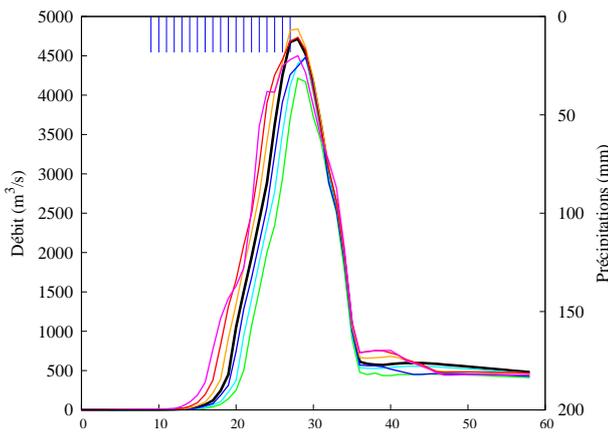
c) Paramètre ψ_{sat} , SWI initial de 0.5



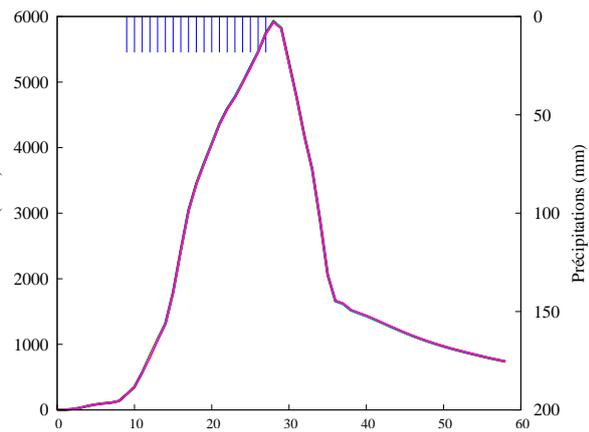
d) Paramètre ψ_{sat} , SWI initial de 1



e) Paramètre W_{wilt} , SWI initial de 0,5



f) Paramètre W_{wilt} , SWI initial de 1

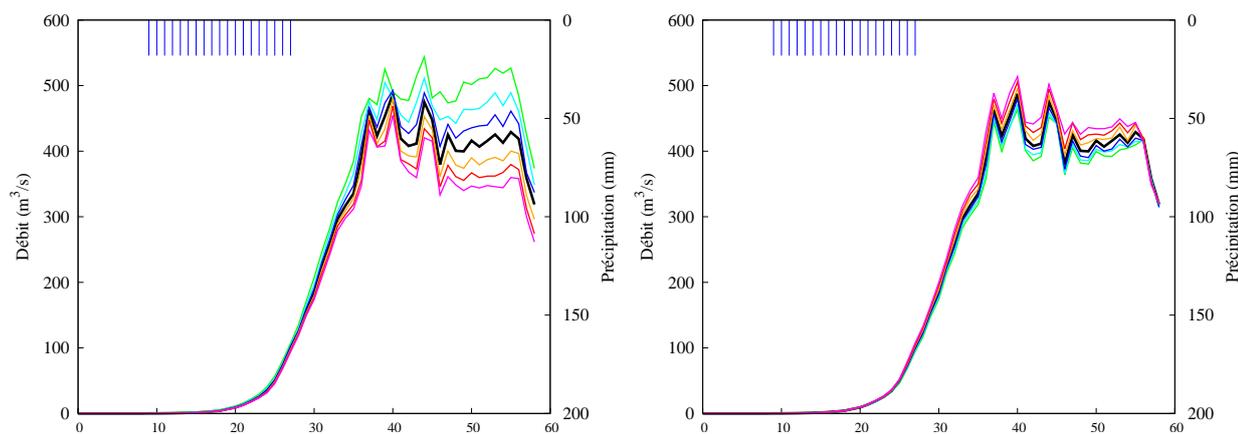


Légende :

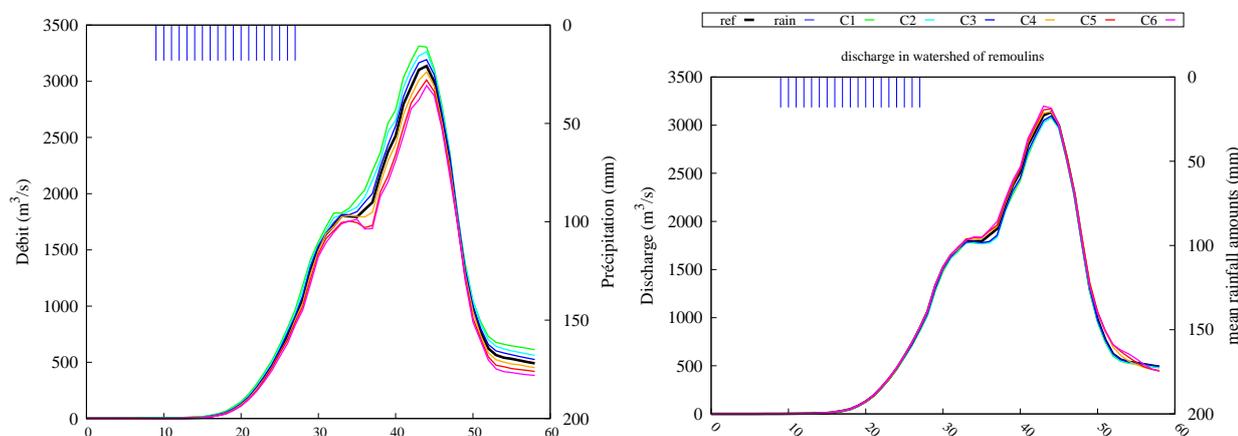


FIGURE C.4 – Débits simulés par ISBA-TOP à Vallon-Pont-d’Arc pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur des paramètres b (a et b), ψ_{sat} (c et d) et W_{wilt} (e et f).

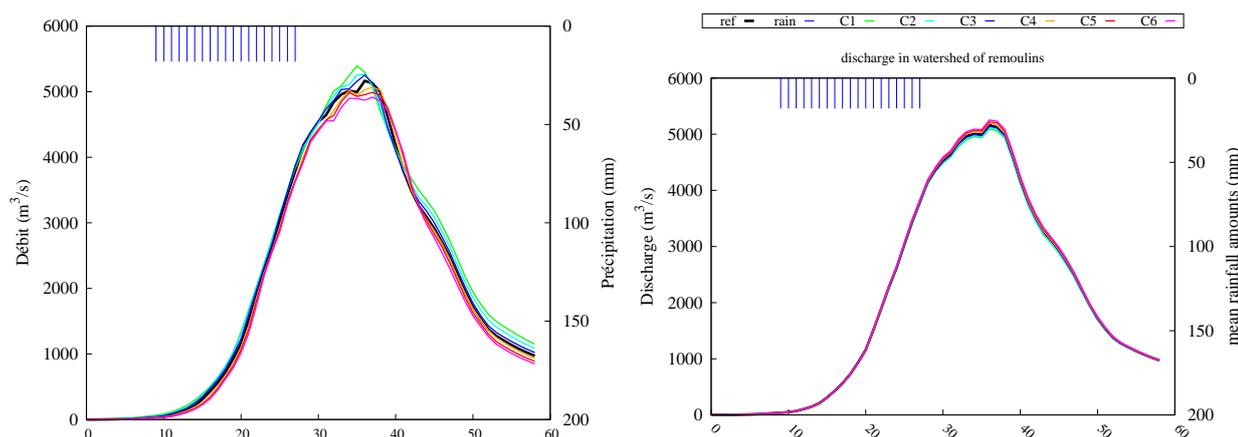
a) Paramètre b pour un SWI initial de 0 : b) Paramètre ψ_{sat} pour un SWI initial de 0 :



c) Paramètre b pour un SWI initial de 0.5 : d) Paramètre ψ_{sat} pour un SWI initial de 0.5 :



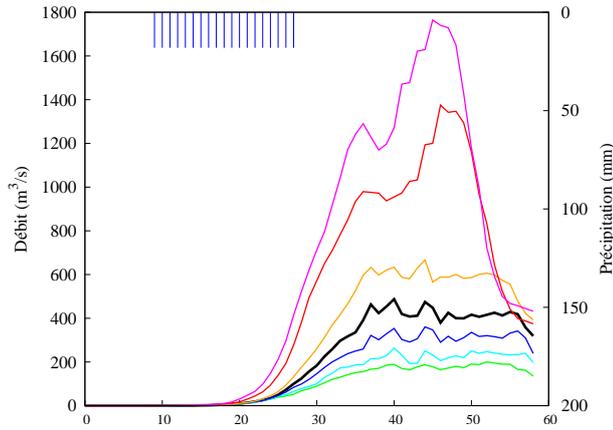
e) Paramètre b pour un SWI initial de 1 : f) Paramètre ψ_{sat} pour un SWI initial de 1 :



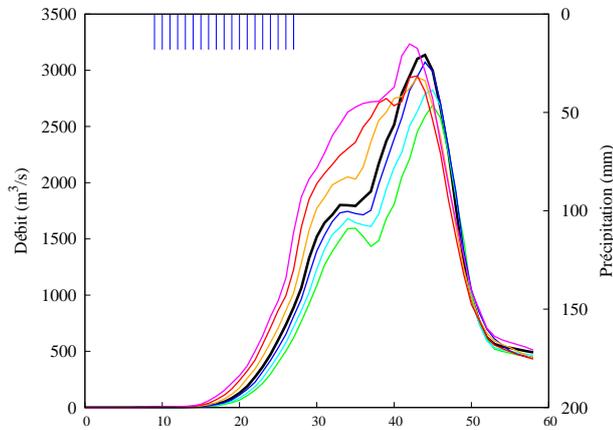
CTRL — C1 — C2 — C3 — C4 — C5 — C6 —

FIGURE C.5 – Débits simulés par ISBA-TOP à Remoulins pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur des paramètres b (à gauche), ψ_{sat} (à droite) et pour différentes valeurs initiales du SWI : 0 (a et b), 0,5 (c et d) et 1 (e et f).

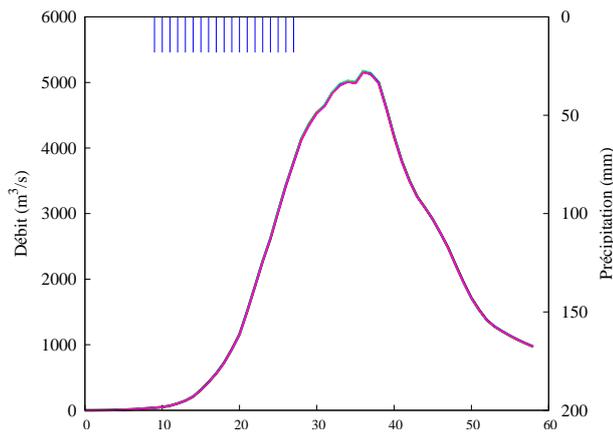
a) Paramètre k_{sat} pour un SWI initial de 0 :



b) Paramètre k_{sat} pour un SWI initial de 0.5 :



c) Paramètre k_{sat} pour un SWI initial de 1 :



Légende :



FIGURE C.6 – Débits simulés par ISBA-TOP à Remoulins pour la référence CH78 (courbe noire) et pour les expériences C1 à C6 variant la valeur du paramètre W_{wilt} et pour différentes valeurs initiales du SWI : 0 (a), 0,5 (c) et 1 (e).

Annexe D

Les scores pour analyser les ensembles

D.1 Les scores catégoriels

Pour comparer une série de données prévues à une série de données observées, il est possible de construire.

Evènement	Observé	Non-observé	
Prévu	HI	FA	FY
Non-Prévu	MI	CR	FN
	OY	ON	N

TABLE D.1 – Table de contingence pour les scores catégoriels

avec :

- HI (HIIts) : nombre d'évènements observés correctement prévus
- MI (Misses) : nombre d'évènements observés non prévus
- FA (False Alarms) : nombre d'évènements prévus non observés
- CR (Correct Rejections) : nombre d'évènements non observés et non prévus

La somme de tous ces éléments est le nombre total de simulations. Les totaux partiels sont :

- FY : Forecast Yes
- FN : Forecast No
- OY : Observed Yes
- ON : Observed No

Grâce à ces valeurs, il est possible de pointer les forces et faiblesses du modèle comme la part de bonne prévision, de fausse alarme, de bonnes prévisions sans compter celles dues au hasard.

- Le biais fréquentiel est le rapport entre fréquence de prévision et fréquence d'observation

$$FBIAS = \frac{HI + FA}{HI + MI} \quad (D.1)$$

FBIAS varie entre 0 et $+\infty$, pour une valeur de 1 le nombre de détection d'évènements est le même que le nombre d'évènements observés.

— L'ACCuracy est la part de bonnes prévisions

$$ACC = \frac{HI + CR}{N} \quad (D.2)$$

ACC varie entre 0 et 1. 1 correspond à une prévision parfaite.

— La probabilité de détection (POD) mesure la part d'évènements observés bien prévus :

$$POD = \frac{HI}{HI + MI} \quad (D.3)$$

Il varie entre 0 et 1 et 1 signifie que tous les évènements observés ont été prévus.

— Le rapport de fausse alarme donne la part d'évènements prévus qui n'ont pas été observés :

$$FAR = \frac{FA}{HI + FA} \quad (D.4)$$

Il varie entre 0 et 1, et 0 signifie qu'il n'y a pas de fausses alarmes.

— La probabilité de fausse détection (POFD) mesure la part d'évènements non observés mais prévus

$$POFD = \frac{FA}{CR + FA} \quad (D.5)$$

Il varie entre 0 et 1, une valeur de 0 signifie que lorsqu'il n'y a pas de dépassement de seuil observé il n'y a pas non plus de dépassement simulé.

— Le Threat Score (TS) donne la part des évènements prévus ou observés mais correctement prévus

$$TS = \frac{HI}{HI + MI + FA} \quad (D.6)$$

Il varie entre 0 et 1, 1 correspondant à une prévision qui prévoit tous les dépassements de seuils correctement.

— Afin de prendre en compte les simulations qui prévoient les dépassements de seuil au hasard, il a été établi l'équitabe Threat Score (ETS)(ou Gilbert Skill Score Gilbert (1884)). C'est un Threat Score auquel on retire les bonnes prévisions de dépassements de seuils dues au hasard. Un terme est donc rajouté : HI_{random} qui est le nombre de simulations correctement prévu mais par hasard. HI_{random} est obtenu par la formule suivante :

$$HI_{random} = \frac{FY.OY}{N} \quad (D.7)$$

il est ensuite utilisé dans le ETS :

$$ETS = \frac{HI - HI_{random}}{HI + MI + FA - HI_{random}} \quad (D.8)$$

Il varie entre -1/3 et 1, 1 correspondant à une prévision parfaite de tous les dépassements de seuil, notamment grâce aux bonnes prévisions dues au hasard.

— Le Hansen and Kuipers score (HS) (Hanssen and Kuipers, 1965) aussi connu sous le nom de Pierce skill score mesure la capacité du système de prévision à discriminer les cas observés de ceux non observés.

$$HK = POD - POFD \quad (D.9)$$

Une valeur de 1 correspond à une prévision parfaite.

- Dans le même esprit que l'ETS, le Heidke Skill Score (HSS) donne la part de bonnes prévisions par rapport à celles prévues au hasard (Heidke, 1926). C'est une version corrigée de l'ACC à laquelle on retire les évènements non observés qui n'ont pas été prévus par hasard (CR_{random}) :

$$CR_{random} = \frac{FY.OY + FN.ON}{N} \quad (D.10)$$

ce qui donne :

$$HSS = \frac{HI + CR - CR_{random}}{N - CR_{random}} \quad (D.11)$$

Ce score varie entre $-\infty$ et 1. 1 correspondant à une simulation parfaite.

- Le odds ration (OR) donne le rapport entre les chances de succès sur celles de fausse alarmes

$$OR = \frac{HI.CR}{FA.MI} \quad (D.12)$$

Sa version normalisée le ORSS (pour Odd Ratio Skill Score) qui varie entre -1 et 1, 1 correspondant à une prévision parfaite (Yule, 1900).

$$ORSS = \frac{HI.CR - FA.MI}{HI.CR + FA.MI} \quad (D.13)$$

Ces différents scores peuvent paraître redondant mais chacun apporte des informations utiles.

D.1.1 Courbe ROC

Les taux de fausses alarmes et de réussite pour des événements ou des valeurs-seuils prévus peuvent être rassemblés dans un seul et même graphique, que l'on appelle courbe ROC . Elle représente le tracé des couples taux de fausses alarmes (en abscisse) /taux de réussite (en ordonnée) obtenus pour différents pourcentages. La qualité de la prévision d'ensemble est indiquée par la position de cette courbe. En effet, une prévision parfaite donnerait un taux de fausses alarmes nul, alors que le taux de bonnes prévisions serait de 1. Ainsi, plus la courbe est proche de ce couple de valeurs (c'est-à-dire proche du coin haut gauche du graphe), plus la prévision est exacte.

D.2 les scores probabilistes

D.2.1 Description des scores

La prévision d'ensemble génère de nombreux scénarii équiprobables. Pour vérifier que ces scénarii apportent une information pertinente, un échantillon conséquent d'observations et de simulations est nécessaire Il faut normalement un échantillon conséquent d'observations et de simulations pour pouvoir évaluer une prévision déterministe donc encore plus important pour une prévision d'ensemble. D'après Candille (2003), il faudrait 6000 prévisions indépendantes pour vérifier une prévision d'ensemble comportant 12 membres et 60 000 pour un ensemble de 120 membres. Cela n'est pas possible dans le cas des crues rapides de par leur aspect évènementiel ainsi que le peu d'observations disponibles. Mais ces scores sont couramment utilisés pour évaluer la qualité d'un ensemble de prévision Gourley and Vieux (2005); Duan et al. (2007) Il n'existe pas de score universel pour mesurer la qualité des prévisions d'ensemble.

Les scores utilisés dans cette thèse sont calculés par rapport à une référence (en général l'observation), cette référence à l'instant t sera notée o_t , et le membre de l'ensemble à l'instant t sera noté $x_{k,t}$ (ou k représente le k ème membre de l'ensemble).

Ecart quadratique moyen

L'écart quadratique moyen (ou RMSE : Root Mean Square Error) est la racine carrée de la moyenne de l'erreur au carré et mesure l'erreur entre la moyenne de l'ensemble et la référence.

$$RMSE = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{t=1}^N (m_t - o_t)^2} \quad (D.14)$$

où m_t représente la moyenne des membres de l'ensemble à l'instant t et o_t la valeur de l'observation au temps t .

Plus cette erreur est importante plus la moyenne des membres est éloignée de l'observation, une RMSE à 0 correspond à un ensemble dont la moyenne représente parfaitement les observations. La RMSE assimile l'ensemble à sa moyenne et permet donc une étude de type déterministe de l'ensemble. Pour être utile à la caractérisation de l'ensemble il est préférable qu'il soit associé à d'autres scores qui eux caractérisent la dispersion de l'ensemble.

La dispersion

La dispersion (notée σ) permet de caractériser l'écart des membres autour de la moyenne de l'ensemble.

$$\sigma = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_{k,t} - m_t)^2} \quad (D.15)$$

où n est le nombre de membre de l'ensemble $x_{k,t}$ représente la valeur du membre k au temps t .

Plus la valeur de ce terme est importante plus l'ensemble est dispersif. Le rapport de la dispersion par le RMSE permet de savoir si l'ensemble est sous (ou sur) dispersif. Si $\frac{\sigma}{RMSE} \gg 1$ alors l'ensemble est sur-dispersif et donc l'ensemble n'apporte pas d'information pertinente de prévision. Dans le cas des crues, cela correspond à un ensemble dans lequel certains membres ne simulent aucune crues tandis que d'autres membres simulent des crues très importantes. A l'inverse si $\frac{\sigma}{RMSE} \ll 1$ alors l'ensemble est sous dispersif. Dans le cas des crues rapides cela correspond à un ensemble très rapproché de la moyenne. Ainsi une prévision d'ensemble informative aura des valeurs de RMSE et de σ du même ordre de grandeur.

Le Rank Probability Score

Le Rank Probability Score (RPS) est un score issu du Brier Score (Brier, 1950). Le Brier Score mesure la distance quadratique moyenne entre la probabilité d'un évènement binaire et son occurrence. Cet évènement binaire peut être le dépassement d'un seuil. Son expression est :

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (p_t - o_t)^2 \quad (D.16)$$

Avec p_t la probabilité au pas de temps t que le seuil soit dépassée, et $o_t = 1$ si l'observation dépasse ce seuil au pas de temps t et 0 sinon. Ce score vaut 0 pour une prévision parfaite, et les plus mauvaises prévisions donnent un score de 1. Ce score est dit propre car il attribue un meilleur score aux prévisions "honnêtes" (Jolliffe, 2008). Un score est dit propre, s'il tient compte simultanément de la position de l'observation dans la distribution prédictive et de la dispersion de cette distribution. Le score évalue donc les deux qualités essentielles de la distribution, soit la dispersion et la calibration. Une prévision est dite "honnête" si l'ensemble "englobe" l'observation (Wilks, 1995).

Epstein (1969), a défini le Rank Probability Score (RPS) qui a été amélioré par Murphy (1971). Le score RPS est équivalent à la somme des scores de Brier, évalués sur différentes catégories m . Ces catégories sont définies par des dépassements de seuils. A chaque pas de temps, il est possible de calculer le RPS associé par la formule suivante :

$$RPS(t) = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K \left(\sum_{i=1}^k r_i - \sum_{i=1}^k d_i \right)^2 = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K (Y_k - O_k)^2 \quad (D.17)$$

avec K le nombre de catégories utilisées. Ici les catégories sont des intervalles de débits, et $K = 128$. r_i représente la densité de probabilité que la prévision soit dans l'intervalle i . $o_i = 1$ si l'observation est dans l'intervalle i et 0 sinon. Y_k et O_k représentent les distributions cumulées des simulations et des observations respectivement.

Ensuite, pour avoir le RPS de l'ensemble des simulations il faut faire la somme des $RPS(t)$. Le RPS de l'ensemble est donc obtenu par l'expression suivante :

$$RPS = \frac{1}{M-1} \sum_{t=1}^M RPS(t) = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N \left(\frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K \left(\sum_{i=1}^k r_{i,t} - \sum_{i=1}^k d_{i,t} \right)^2 \right) \quad (D.18)$$

Tout comme le BS c'est un score propre. Il varie entre 0 pour une prévision parfaite (probabilité de 1 pour l'évènement observé) et 1 pour une prévision parfaite. Ce score est souvent utilisé pour évaluer les prévisions d'ensemble (Richardson, 2001; Ferro et al., 2008; Atger, 2004)

Ce score est en quelque sorte une mesure de "distance" entre les distributions de probabilité cumulative des prévisions et les observations (Rousset-Regimbeau, 2007). Il est faible pour les ensembles de prévision dont le centre de gravité (classe modale) est proche de la valeur observée. Le grand inconvénient de ce score réside dans le fait que sa valeur peut varier fortement selon le nombre et la largeur des catégories. Une version continue (nommée CRPS Continuous Rank Probability Score) permet de s'affranchir de ces classes de prévision.

Il peut être utile de comparer des ensembles entre eux ou avec des simulations déterministes. C'est dans cette optique qu'a été créé le RPSS : Rank Probability Skill Score. Le RPSS compare le RPS d'un ensemble à celui d'une référence, où la simulation de référence peut être une climatologie de débits.

$$RPSS = 1 - \frac{RPS}{RPS_{REF}} \quad (D.19)$$

Le RPSS est égal à 1 si la prévision est parfaite, 0 ou moins si le modèle est moins bon que la référence et est positif si le modèle est meilleur que la référence. Un RPSS inférieur à 0 signifie que la simulation est moins bonne que la référence tandis qu'un RPSS supérieur à 0 signifie un apport d'information de l'ensemble testé par rapport à la référence.

D.2.2 Diagramme de Talagrand

Le diagramme de Talagrand fournit une représentation de la fiabilité d'un système de prévision d'ensemble. C'est un type d'histogramme dans lequel les catégories que représentent les barres sont des rangs variables plutôt que des valeurs particulières — un histogramme de rangs. Sa construction se fait à partir de plusieurs réalisations (prévisions et observations). A chaque pas de temps d'un événement, N valeurs de débits sont prévues par l'ensemble, la valeur de l'observation peut être classée parmi elles. Le diagramme de Talagrand indique la fréquence des positions prises par l'observation dans ce classement sur toutes les échéances de l'événement (position 1 : observation < N membres, position 2 : 1membre < observation < $(N-1)$ membres, . . . , position $(N+1)$: N membres < observation). En examinant la forme du diagramme de Talagrand, on peut tirer des conclusions sur le biais du système d'ensemble et sur l'adéquation de sa dispersion. Un diagramme plat dans lequel toutes les barres sont égales indiquerait une fiabilité parfaite. Une configuration asymétrique indique souvent un biais de la moyenne de l'ensemble. Un diagramme symétrique en U (respectivement de U inversé) peut être le résultat d'un ensemble sous-dispersif (respectivement sur-dispersif).

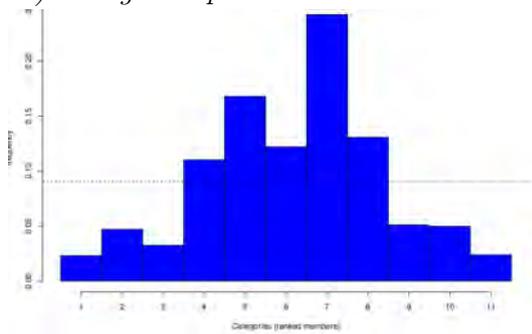
Annexe E

Variations par rapport à la version de référence

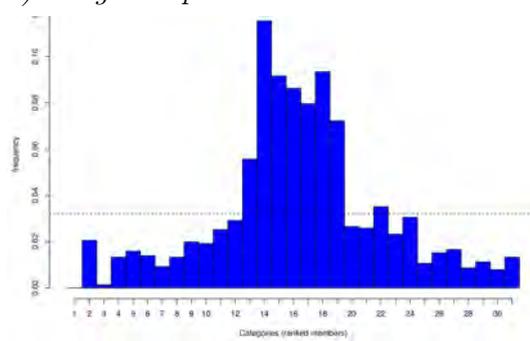
L'étude du nombre de membres dans l'article Edouard et al. (2016) a été réalisé avec les scores probabilistes, mais la représentation de Talagrand peut aussi apporter des informations supplémentaires. Les diagrammes de Talagrand (figure E.1), les diagrammes de Talagrand sont représentés pour 10, 30, 50 et 100 membres. La forme de ces derniers, montre une légère sous dispersion autour de la simulation CTRL. Cela signifie que les perturbations sont légères et ne changent pas complètement la réponse du modèle, ce qui confirme sa robustesse.

Ensuite, lorsqu'on compare les valeurs entre ces différents diagrammes pour un nombre de membres compris entre 30 et 50, le "pic" du milieu a globalement les mêmes valeurs (12% pour les valeurs médianes à 30 et 50 membres). En augmentant fortement le nombre de membres, la valeur descend à 7%, et avec seulement 10 membres elle est de l'ordre de 25%. Pour 100 membres, le "pic" est très fin et ensuite toutes les classes sont en dessous de la moyenne. Tandis qu'en réduisant le nombre de membres le "pic" est plus étalé. Pour l'ensemble à 30 membres l'étalement du "pic central" est plus importante que pour celui à 50 membres. La dispersion est donc plus homogène et conforte les résultats trouvés dans la partie précédente.

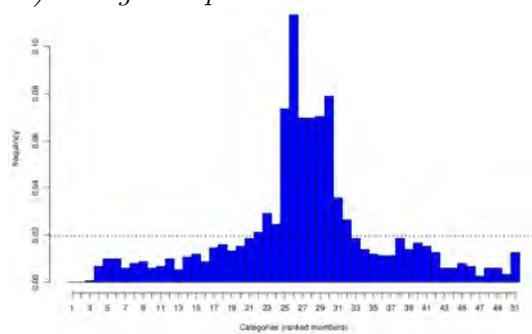
a) Talagrand pour 10 membres



b) Talagrand pour 30 membres



c) Talagrand pour 50 membres



d) Talagrand pour 100 membres

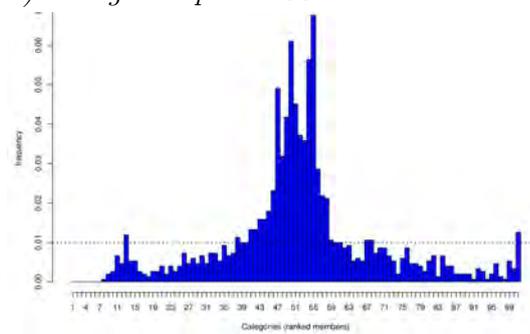


FIGURE E.1 – Diagrammes de Talagrand par rapport à la simulation CTRL pour les ensembles ENS_X .

Annexe F

Glossaire

-A-

- ALADIN : Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Développement International
- ANTILOPE : ANalyse par spaTiaLisation hOraire des PrÉcipitations
- ANR : Agence Nationale de la Recherche,
- AROME : Application de la Recherche à l'Opérationnel à MésO-Echelle
- ARPEGE : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

-B-

- BIAS : Biais
- BSS : Brier Skill Score
- BATS : Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme

-C-

- CEPMMT : Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme
- CNRM : Centre National de Recherche Météorologique
- CNRS : Centre National de Recherche Scientifique
- COSMO : COsortium for Small-scale Modelling
- CRPS : Continuous Ranked Probability Score
- CRPSS : Continuous Ranked Probability Skill Score

-E-

- EFAS : European Flood Alert System
- EPS Ensemble Prediction System
- EQM Erreur Quadratique Moyenne
- ETS Equitable Threat Score

-F-

- FAR : False Alarm Rate

-G-

- GAME : Groupe d'étude de l'Atmosphère MEtÉorologique (Unité de recherche associée 1357 CNRS/Météo-France)
- GLUE : Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
- GR : Génie Rural

-H-

- HEPEX : Hydrological Ensemble Prediction EXperiment
- HIRLAM : High Resolution Limited Area Model
- HyMeX : The Hydrological Cycle in Mediterranean Experiment

-I-

- IGN : Institut Géographique National

- ISBA : Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere :schéma de surface paramétrant les échanges sol-végétation-atmosphère
- L-
- LPSIV : Large-Scale Particle Image Velocimetry
- LSM : Land Surface Model
- LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
- M-
- MAP-DPHASE : Mesoscale Alpine Program, Demonstration of Probabilistic Hydrological and Atmospheric Simulation of flood Events
- MARINE : Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des événements Extrêmes
- MESH : Modélisation Environnementale Communautaire - Surface et Hydrologie
- MESO-NH : Modèle de MESO-échelle Non-Hydrostatique de recherche
- MNT : Modèle Numérique de Terrain
- MODCOU : modèle hydrogéologique développé par CNRM-GAME en collaboration avec le Centre de géosciences
- N-
- NCEP : National Center of Environmental Prediction
- NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
- O-
- OHMCV : Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais
- OMM : Organisation Météorologique Mondiale de l'ONU
- P-
- PDF : Probability Density Function
- POD : Probability Of Detection
- R-
- RMSE : Root Mean Square Error
- RPS : Rank Probability Score
- RPSS : Rank Probability Skill Score
- S-
- SAFRAN : Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige
- SCHAPI : Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations
- SEVNOL : Système d'Extraction et de Visualisation des données de l'OHMCV en Ligne
- SIG : Système d'Information Géographique
- SIM : SAFRAN-ISBA-MODCOU : modèle hydrométéorologique opérationnel à Météo-France.
- SPC : Service de Prévision des Crues
- SURFEX : SURFace EXternalisée : modèle de surface
- SVAT : Soil Vegetation Atmosphere Transfer
- T-
- TEB : Town Energy Balance
- TOPODYN : Version de TOPMODEL avec indice de similarité hydroDynamique
- TOPMODEL : TOPpography based MODEL
- TOPSIMPL : TOPMODEL SIMPLifié

-U-

— UTC : Universal Time Coordinated

-V-

— VIC : Variable Infiltration Capacity

-W-

— WRF : Weather Research and Forecasting