

Influence de la variabilité spatiale des champs pluvieux pour la modélisation pluie-débit de petits bassins versants: une approche par simulation

Isabelle EMMANUEL¹, Hervé ANDRIEU¹, Etienne LEBLOIS², Nicolas JANÉY³

¹ PRES L'UNAM, IFSTTAR, Département GERS et IRSTV, FR CNRS 248, Bouguenais, France, e-mail: isabelle.emmanuel@ifsttar.fr et herve.andrieu@ifsttar.fr

² IRSTEA, Unité hydrologique-hydraulique, Lyon, France - e-mail: etienne.leblois@irstea.fr

³ Université de Franche-Comté, Département Informatique, UFR ST, Besançon, France - e-mail: nicolas.janey@univ-fcomte.fr

RÉSUMÉ. – Cette étude vise à évaluer l'influence la variabilité spatiale de la pluie sur la modélisation pluie-débit, à l'exutoire de petits bassins versants ayant une surface comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de km² (de type urbains ou péri-urbains) et, ceci, en procédant par simulation. Afin de limiter les erreurs de modélisation et de mesure, de contrôler la variabilité de la pluie ainsi que les caractéristiques et le fonctionnement hydrologique des bassins versants, une chaîne de simulation, comprenant un modèle de réseau hydrographique, un simulateur de pluie et un modèle pluie-débit distribué a été utilisée. Nous avons délibérément choisi de ne pas être exhaustifs mais d'étudier des situations contrastées. Les résultats illustrent la difficulté d'obtenir des conclusions générales à partir d'une étude limitée à quelques événements et contribuent ainsi à expliquer les différentes conclusions données par la littérature. De plus, la méthodologie proposée a mis en évidence plusieurs tendances. Quelle que soit la configuration de la pluie étudiée, il apparaît que le fait de négliger sa variabilité spatiale devient significatif lorsque des contrastes de pluie sont créés et maintenus sur le bassin. Ces contrastes ont été identifiés quand : 1) le rapport adimensionnel « vitesse du champ pluvieux sur célérité du bassin » est proche de 1 ; 2) le sens de déplacement de la pluie est perpendiculaire au sens principal d'écoulement ; pour 3) une fonction de production de Horton ou de SCS.

Mots-clés : variabilité spatiale de la pluie, modélisation pluie-débit, simulateur de pluie, modèle de réseau hydrographique

Influence of rainfall spatial variability for the hydrological modelling of small catchments: a simulation approach

ABSTRACT. – The present work aims to quantify the effects of neglecting rainfall spatial variability for runoff modelling at the outlet of catchments ranging from ten to several hundred km² (of urban or peri-urban type). We have proceeded by simulation in order both to overcome modelling and measurement errors, in addition to controlling rainfall variability and the characteristics and hydrological behavior of catchments. For this purpose, it has been used a simulation chain including a stream network model, a rainfall simulator and a distributed hydrological model (with four production functions and a distributed transfer based on the Hayami model). It has also been decided not to conduct an exhaustive investigation but instead a study of contrasting situations. Results showed the difficulty to obtain general conclusions from studying just a few events and thus contribute to explain the divergent conclusions drawn in the literature. Moreover, the proposed methodology revealed a number of trends. For the different studied rainfall configurations, the effects of neglecting rainfall spatial variability appear to be significant in situations where rainfall contrasts are created and maintained over the catchments. Such situations were identified for three scenarios: 1) the dimensionless “rainfall field velocity to catchment flow celerity” ratio is close to 1; 2) the rainfall field direction is perpendicular to the main catchment flow direction; and for 3) a Horton or SCS production function. At last, in order to verify that simulation results are close to reality, all results will have to be confronted to those obtained on real catchments with some real rainfall measurements.

Key-words: rainfall spatial variability, hydrological modelling, rainfall simulator, stream network model

I. INTRODUCTION

L'usage hydrologique de la mesure de pluie par radar météorologique se développe tant dans le monde de la recherche qu'en milieu opérationnel. La mise à disposition de champs pluvieux décrits avec une résolution spatiale très détaillée relance la question suivante : que se passe-t-il

lorsqu'on néglige la variabilité spatiale des champs pluvieux en modélisation pluie-débit ? De nombreuses études ont tenté d'apporter une réponse à cette question, à travers notamment des études de cas, mais les résultats obtenus sont contrastés. Adams et al. [2012] ont remarqué que le lissage induit par le transfert des débits réduisait notablement l'influence de la variabilité spatiale de la pluie à l'échelle du bassin versant

(150 km²). L'analyse d'un événement orageux survenu en Allemagne, sur le bassin versant de Weisseritz (384 km²), a permis à Tarolli et al. [2013] d'arriver à une conclusion similaire. Après une étude portant sur trois événements de crues éclair, sur des bassins de 36 km² à 167 km² localisés en Roumanie, Zoccatelli et al [2010] ont rapporté que le fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie entraînait une perte considérable de l'efficacité de modélisation dans environ 30% des cas. L'influence des erreurs de mesure de pluie sur la modélisation pluie-débit peut également être significative [Quintero et al., 2012] et contribuer ainsi à masquer le gain en précision obtenu grâce à une connaissance détaillée de la variabilité de la pluie.

Dans ce contexte, nous suggérons de procéder par simulation afin d'évaluer pour quelles caractéristiques de bassins versants et pour quels types de pluie, le fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie a un effet sur la modélisation pluie-débit de ces bassins versants. Nous avons choisi de considérer des petits bassins versants ayant une surface comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de km², correspondant ainsi à des bassins versants urbains ou péri-urbains qui réagissent rapidement à la pluie. La simulation permet d'explorer un nombre important de situations et, par conséquent, d'accéder à un point de vue très général. Procéder par simulation offre également l'avantage de pouvoir s'affranchir des erreurs de mesure et de modélisation, tout en contrôlant au mieux la variabilité de la pluie ainsi que les caractéristiques (forme, superficie) et le fonctionnement hydrologique des bassins versants considérés. Pour cela, nous avons développé une chaîne de simulation composée de trois modules indépendants : un modèle de réseaux hydrographiques, un simulateur de pluie et un modèle pluie-débit distribué.

II. PRESENTATION DE LA CHAÎNE DE SIMULATION

Nous ne présenterons ici que les principales caractéristiques de la chaîne de simulation implémentée. Pour plus de détails, le lecteur peut se référer à la thèse d'Isabelle Emmanuel [2011].

II.1. Modèle de réseaux hydrographiques

Le modèle de réseaux hydrographiques a été co-développé avec Nicolas Janey au Laboratoire d'Informatique de l'Université de Franche-Comté [Janey, 1992]. Il fait appel à une méthode de construction de réseaux arborescents appelée DLA, pour « Diffusion-Limited Aggregation », qui permet notamment la simulation de bassins versants de formes irrégulières et de superficie donnée. Emmanuel [2011] a montré que les réseaux hydrographiques simulés avaient des propriétés morphométriques similaires à ceux de réseaux hydrographiques réels.

II.2. Simulateur de pluie

Le simulateur de pluie utilisé, appelé SAMPO, acronyme de Système d'Analyse et de Modélisation des Pluies spatialisées et de leurs Occurrences [Leblois et Creutin, 2013], est un simulateur géostatistique basé sur la méthode des bandes tournantes qui simule de façon réaliste des séries temporelles de champs pluvieux de caractéristiques définies. Un champ pluvieux est simulé en multipliant deux

champs indépendants : le champ de l'indicatrice, qui définit le contour des surfaces pluvieuses, et le champ de pluie non nulle, définissant la variabilité interne de ces surfaces pluvieuses. Le champ pluvieux simulé présente une variabilité spatiale et temporelle imposée à travers des variogrammes. Il est important de noter que l'advection est prise en compte afin de mettre en mouvement les champs pluvieux simulés et de reproduire des événements pluvieux. Neuf paramètres permettent de caractériser le sens, la vitesse de déplacement, la distribution et la structure du champ pluvieux.

II.3. Modèle pluie-débit

Les petits bassins versants considérés (urbains ou péri-urbains) réagissent rapidement à la pluie. Cette réponse rapide est tout particulièrement influencée par la variabilité de la pluie. Le bassin versant agit comme un filtre spatio-temporel qui lisse la variabilité de la pluie dans le temps et dans l'espace. La pluie est transformée sur les versants en pluie nette, et est ensuite agrégée et transférée comme débit dans le réseau hydrographique. Afin de représenter d'une façon simple et robuste les processus les plus influents, le modèle pluie-débit est basé sur les hypothèses suivantes : 1) la fonction de production est appliquée à l'échelle de la maille du bassin versant et reproduit les principaux types de processus de génération des écoulements ; 2) une célérité uniforme est considérée depuis chaque maille jusqu'à l'exutoire, sans distinguer une célérité de versant d'une célérité de réseaux pouvant dépendre de la géomorphologie du bassin et des conditions d'humidité (D'Odorico and Rigon, 2003) ; 3) cette célérité est supposée constante au cours de l'événement et indépendante de la pluie nette. Selon ces hypothèses, la fonction de production donne la pluie nette à l'échelle de la maille du bassin (équivalent au pixel de pluie) qui est transférée, dans un second temps, jusqu'à l'exutoire du bassin par la fonction de transfert. Les deux fonctions sont entièrement distribuées à l'échelle de la maille du bassin.

II.3.1. Fonction de production

Le modèle pluie-débit considère plusieurs fonctions de production décrivant la réponse rapide des versants à une sollicitation pluvieuse. L'objectif est de considérer des fonctions de production largement utilisées, qui reproduisent différents types de comportements hydrologiques et qui, pour une même pluie brute, donnent des pluies nettes différentes sur les bassins versants étudiés. Nous avons considéré les fonctions de production suivantes :

- Un coefficient de ruissellement constant (noté CRC) : un coefficient de ruissellement (CR en %) constant est appliqué à l'ensemble des mailles du bassin, les pertes initiales sont négligées ;
- Un modèle de surface contributive (SC) : les CR% des mailles du bassin, présentant les index topographiques les plus élevés, forment les surfaces contributives. Ces mailles ont une pluie nette égale à 100% de la pluie brute ;
- Le modèle SCS (US Soil Conservation Service) : la rétention maximale potentielle (S_{SCS} en mm) est calculée de façon à ce que CR% de la pluie brute soit transformée en pluie nette, à l'échelle de l'événement ;
- Un modèle de Horton : la capacité d'infiltration (P_H en mm/h) est calculée afin qu'à l'échelle de l'événement, CR% de la pluie brute soit transformée en pluie nette. Pour une maille et un pas de temps donné, avec une pluie brute P , la pluie nette est égale à 0 si $P < P_H$, sinon, sa valeur est de $P - P_H$.

II.3.2. Fonction de transfert

En modélisation pluie-débit distribuée, la pluie nette de chaque maille s'écoule sur les versants jusqu'au réseau hydrographique, puis est transférée dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Selon différents auteurs, le transfert sur les versants et dans le réseau peut être représenté par l'équation de l'onde diffusive [Moussa, 1997], obtenue en simplifiant le système d'équations différentielles de Saint-Venant. Ce modèle dépend de deux paramètres : la célérité (C) et la diffusivité (D). Généralement, ces deux paramètres sont fonction du débit. Dans le cas particulier où C et D sont considérées constantes pendant l'événement pluvieux et dans le cas d'un réseau semi-infini, l'équation de l'onde diffusive admet une solution analytique qui est le modèle linéaire d'Hayami [Moussa, 1996]. Par ailleurs, par souci de simplification, les célérités et les diffusivités sur les versants et dans le réseau hydrographique sont supposées égales. Ainsi, la pluie nette de chaque maille du bassin u est transférée jusqu'à l'exutoire du bassin selon le noyau d'Hayami [Moussa, 1996] défini de la façon suivante :

$$K_u(t) = \frac{L_u}{2(\pi D)^{1/2}} \frac{\exp\left[\frac{CL_u}{4D}\left(2 - \frac{L_u}{Ct} - \frac{Ct}{L_u}\right)\right]}{t^{3/2}} \quad (1)$$

avec t le temps, L la longueur (en m) de la maille u considérée jusqu'à l'exutoire, C la diffusivité (en m/s) et D la diffusivité (en m²/s).

Le débit à l'exutoire du bassin est donné par l'expression :

$$Q(t) = \frac{10^{-3} S}{3600} \sum_{u=1}^{u=n} P_n(u, t) * K_u(t) \quad (2)$$

avec $Q(t)$ le débit (en m³/s), S l'aire de la maille (en m²), t le temps, n le nombre de mailles appartenant au bassin, $P_n(u, t)$ la pluie nette de la maille u (en mm/h), $K_u(t)$ le noyau d'Hayami de la maille u (en s⁻¹) définie dans l'équation (1). * représente le produit de convolution.

III. PRESENTATION DE L'EXPERIENCE NUMERIQUE

Dans cette étude, la chaîne de simulation présentée est utilisée pour évaluer pour quelles caractéristiques de bassins versants et pour quels types de pluie le fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie affecte la modélisation des débits à l'exutoire du bassin. L'approche proposée est originale à notre connaissance. Nous avons fait le choix de travailler sur des situations contrastées. Pour cela, nous avons simulé des séries temporelles de champs pluvieux, par la suite dénommées événements pluvieux, de variabilités temporelle et spatiale plus ou moins marquées. Ces événements pluvieux sont utilisés pour forcer des bassins versants de différentes superficies dont les formes et les comportements hydrologiques ont été eux aussi simulés.

Dans cette partie sont présentées les caractéristiques des bassins versants simulés et de leur comportement hydrologique ainsi que les caractéristiques des événements pluvieux. Les critères utilisés pour évaluer le fait d'ignorer la variabilité spatiale de la pluie sur les hydrogrammes seront discutés dans le dernier paragraphe de cette partie.

III.1. Caractéristiques des bassins versants simulés et de leur comportement hydrologique

Nous avons pris en compte quatre superficies de bassins versants (10 km², 30 km², 90 km² et 270 km²) afin de couvrir la gamme des bassins versants urbains ou péri-urbains dont la réponse hydrologique dépend fortement de l'impulsion pluvieuse.

Le modèle de réseau hydrographique est à même de simuler des bassins de formes irrégulières et aléatoires (Emmanuel, 2011). Cependant, dans cette étude, nous avons choisi de ne travailler qu'avec des formes régulières et schématiques (figure 1). L'influence du fait de n'utiliser que des formes régulières et schématiques est discutée dans la Partie IV. Notre objectif étant de considérer des formes contrastées et d'élongations différentes, trois formes ont été prises en compte (figure 1) : une forme allongée, une forme aplatie et une forme quasi circulaire (appelée par la suite forme intermédiaire). Ces trois formes ont été définies de sorte que leur coefficient d'élongation soit, respectivement, inférieur à 1 (égal à 0,6), supérieur à 1 (égal à 1,2) et proche de 1 (égal à 0,9). On rappelle que le coefficient d'élongation est le rapport entre le diamètre du cercle, ayant la même superficie que le bassin versant considéré, et la longueur maximale du bassin versant [Schumm, 1956].

Afin d'obtenir pour chaque événement pluvieux le même volume ruisselé et de pouvoir ainsi comparer les résultats obtenus, les quatre fonctions de production ont été contraintes de manière à restituer le même coefficient de ruissellement événementiel (CR). Dans cette étude, CR a été pris égal à 30%. Le transfert étant indépendant de la valeur de pluie nette, celui-ci n'est pas influencé par la valeur choisie de CR.

Les bassins versants étudiés ont été divisés en mailles de 250 m x 250 m (même superficie que les pixels de la pluie simulée, cf. paragraphe III.2) représentant les versants. Trois valeurs de célérités ont été considérées : $C = 0,5$ m/s, $C = 1$ m/s et $C = 2$ m/s. D'après Moussa et Bocquillon [1996], le modèle de l'onde diffusive est plus sensible au paramètre C qu'au paramètre D . Par conséquent, une valeur de $D = 500$ m²/s a été fixée. Les valeurs de C et de D ont été choisies afin de couvrir la gamme de valeurs des temps de réponse des petits bassins versants de superficie allant jusqu'à 300 km² (cf. Tableau 1).

Pour limiter le nombre de scénarios traités, tout en évaluant l'influence propre de chaque paramètre, nous avons défini, comme référence, un bassin versant de 90 km², de forme intermédiaire, avec une fonction de production de type SCS et avec $C = 1$ m/s. Les valeurs de superficie et de C ont été choisies afin de correspondre à la valeur intermédiaire de chaque gamme de paramètres. La fonction de production SCS a, quant à elle, été retenue du fait de sa large utilisation. Pour l'étude de sensibilité les valeurs d'un seul des paramètres ont varié, les trois autres étant prises identiques à celles de référence.

Au total, 11 scénarios de bassins versants ont été obtenus et leurs caractéristiques sont regroupées dans le Tableau 1. Pour la suite de cette étude, les conditions de simulation seront désignées par le nom du scénario donné dans le Tableau 1.

III.2. Caractéristiques des événements pluvieux simulés

Le modèle SAMPO a été utilisé pour simuler des événements pluvieux avec une résolution spatiale de 250 m x 250 m sur une fenêtre de 30 km x 30 km (supérieure à l'étendue spatiale de tous les bassins versants considérés). Dans cette étude, un événement pluvieux correspond

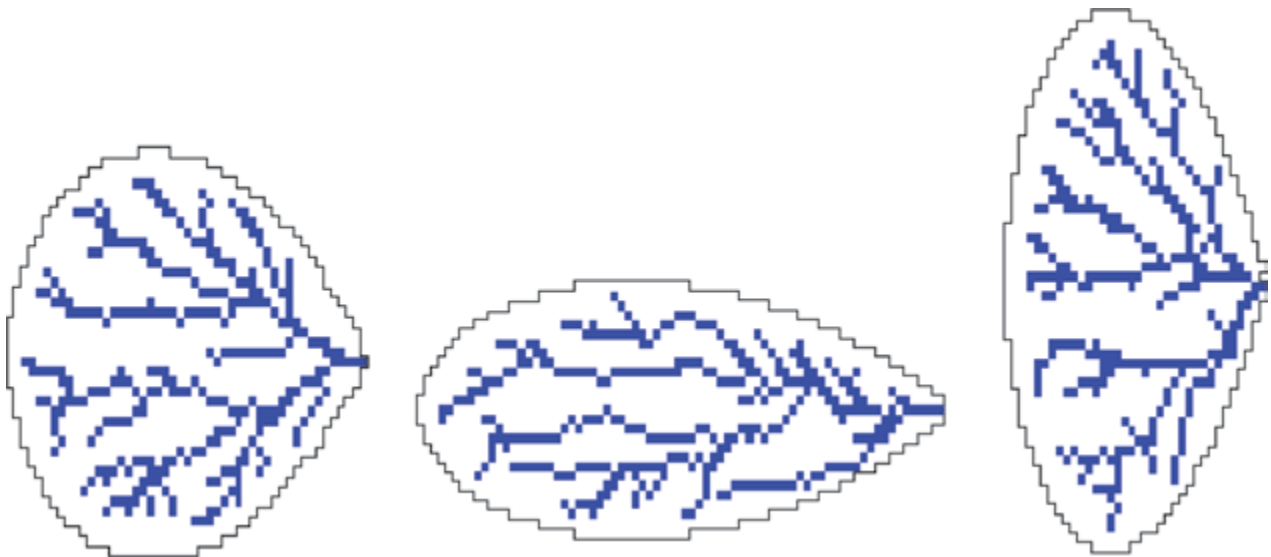


Figure 1 : Bassins versants considérés de 90 km² et de forme intermédiaire (à gauche), allongée (au milieu) et aplatie (à droite).

Tableau 1 : Caractéristiques des scénarios considérés. L_{max} correspond à la longueur du plus grand chemin hydraulique. Les valeurs des paramètres relatives au bassin de versant de référence sont en gras.

Nom	Paramètres fixés				Caractéristiques engendrées		
	Superficie (km ²)	Forme	Fonction de production	C (m/s)	L_{max} (km)	Temps de réponse (h)	Temps de concentration (h)
Reference	90	Intermédiaire	SCS	1	12,25	2h00	5h45
S10	10	Intermédiaire	SCS	1	3,75	0,5h	2h40
S30	30	Intermédiaire	SCS	1	7	1h00	3h50
S270	270	Intermédiaire	SCS	1	21,25	4h00	8h50
Al	90	Allongée	SCS	1	18,25	3h25	7h45
Ap	90	Aplatie	SCS	1	9	1h45	4h50
CRC	90	Intermédiaire	CRC	1	12,25	2h00	5h45
SC	90	Intermédiaire	SC	1	12,25	2h00	5h45
Horton	90	Intermédiaire	Horton	1	12,25	2h00	5h45
C05	90	Intermédiaire	SCS	0,5	12,25	3h25	12h00
C2	90	Intermédiaire	SCS	2	12,25	1h10	2h30

à une série temporelle de champs pluvieux de résolution temporelle de 5 min et d'une durée de 12h00 (correspondant au temps de concentration maximale des bassins versants, cf. Tableau 1). Lors des simulations pluie-débit, les centres de gravité des bassins versants sont positionnés au centre de la fenêtre de simulation. Les différents bassins versants voient ainsi passer les mêmes champs pluvieux de façon seulement plus ou moins restreinte.

Notre premier objectif étant de considérer des types de pluie contrastés plus ou moins variables spatialement, nous avons définis 6 types de pluie distincts (TP1 à TP6) de variabilité croissante de TP1 à TP6.

Afin d'évaluer leur persistance, nous avons choisi de considérer ces champs avec une déformation spatiale peu importante lors de leur passage au-dessus des bassins. Ces champs pluvieux ont donc été simulés avec une durée de vie élevée.

Pour plus de détails sur la valeur choisie des paramètres du simulateur, le lecteur peut se référer à Emmanuel [2011].

La figure 2 illustre les images simulées de chaque type de pluie.

Notre second objectif était de considérer des séries temporelles de champs pluvieux qui traversent les bassins versants à des vitesses différentes. Pour cela, et pour chaque type de pluie, 3 vitesses d'advection ont été définies : 2,5 (noté V2,5), 5 (V5) et 10 m/s (V10).

Finalement, nous avons étudié différents sens de déplacement des champs pluvieux en considérant 3 sens différents d'advection : amont-aval (1), aval-amont (2) et perpendiculaire aux écoulements principaux des bassins (3).

Les 54 configurations de pluie, définies au cours de cette étude, ainsi que les 11 scénarios de bassins versants ont

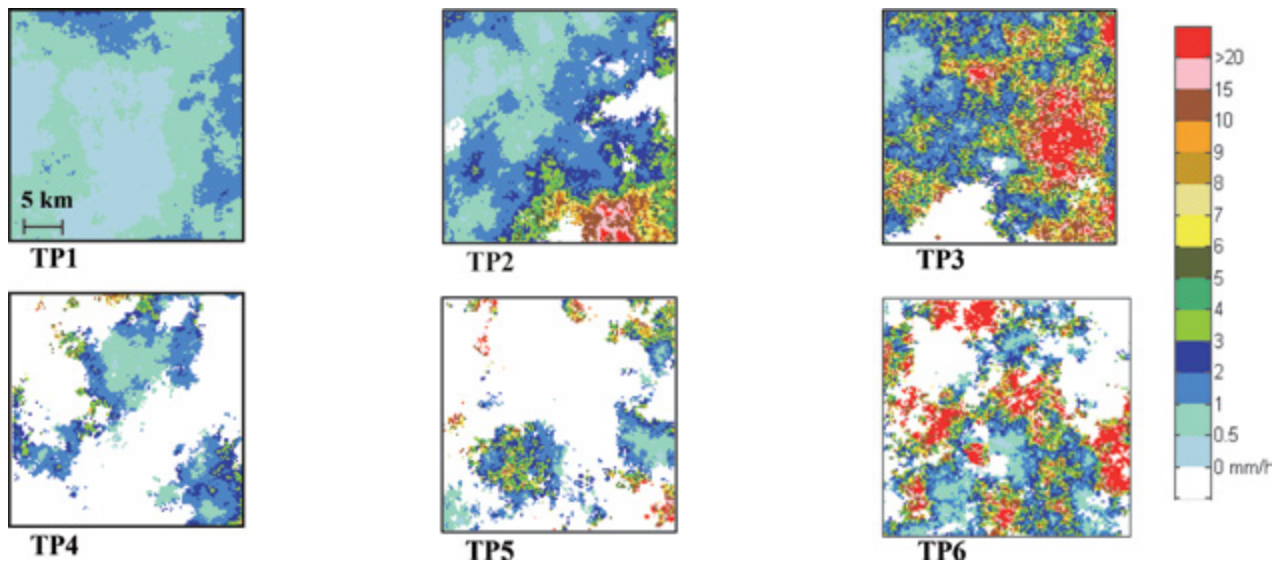


Figure 2 : Exemple, pour chaque type de pluie, d'un champ pluvieux simulé sur la fenêtre de simulation de 30 km × 30 km, à une résolution temporelle de 5 min et à une résolution spatiale de 250 m × 250 m.

ensuite été utilisés pour évaluer l'impact sur la modélisation des débits, aux exutoires des bassins versants, du fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie.

III.3. Critères utilisés pour évaluer l'impact du fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie

L'objectif étant de quantifier l'effet de la non prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie sur les hydrogrammes pluie-débit, deux résolutions spatiales ont été considérées : 1) la résolution de la pluie simulée (résolution spatiale de 250 m × 250 m, appelée « pluie distribuée ») et 2) la « pluie moyennée ». Les hydrogrammes associés ont ensuite été comparés. La pluie moyennée est calculée, à chaque pas de temps, en moyennant la pluie distribuée tombée sur chaque maille du bassin versant. Dans ces conditions, à chaque pas de temps, chaque maille du bassin reçoit la même hauteur d'eau. Le bassin reçoit ainsi la même pluie brute, que la pluie soit distribuée ou moyennée.

Afin d'obtenir des résultats robustes, nous avons simulé 50 événements pluvieux pour chacune des 54 configurations de pluie. C'est ainsi que, pour chacun des 11 scénarios de bassins versants et pour chacune des 54 configurations de pluie, 50 paires d'hydrogrammes ont été obtenues, chaque paire regroupant un « hydrogramme distribué », résultant de la pluie distribuée, et un « hydrogramme moyenné », résultant de la pluie moyennée (les hydrogrammes distribués étant pris comme référence). Les différences observées entre chaque paire d'hydrogrammes donnent une indication de l'erreur de modélisation sur la réponse hydrologique engendrée par le fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie. Les différences entre chaque paire d'hydrogrammes ont été évaluées en calculant l'écart absolu relatif (EAR) :

$$EAR = \frac{|Q_{Dmax} - Q_M|}{Q_{Dmax}} * 100 \quad (3)$$

avec Q_{Dmax} la valeur maximale de l'hydrogramme distribué et Q_M la valeur associée de l'hydrogramme moyenné. Pour

chaque cas, nous avons obtenu 50 valeurs d'EAR. La valeur présentée est le quantile 80% (noté EAR_{80} en %). Le quantile EAR_{80} signifie que 20% des valeurs étudiées sont supérieures à EAR_{80} . Il est à noter que plus les valeurs des EAR_{80} sont élevées et plus les différences entre les hydrogrammes distribués et moyennés sont importantes.

IV. RÉSULTATS

Les résultats concernant l'influence de la forme du bassin versant et de sa fonction de production ne seront pas présentés ici mais ils seront donnés en conclusion.

IV.1. Influence d'une forme de bassin versant donnée, schématique et régulière, et de l'organisation des réseaux hydrographiques

La méthodologie proposée simule l'influence de la variabilité de la pluie sur trois bassins versants schématiques, de forme régulière, ayant une seule organisation de réseau hydrographique. Cette simplification permet ainsi de limiter le nombre de simulations. Elle est basée sur l'hypothèse que les bassins versants de superficie donnée, de même elongation, et de mêmes caractéristiques se comportent de façon similaire vis-à-vis de la variabilité de la pluie. La validité de la méthodologie proposée a été confirmée en deux étapes :

10 bassins versants de 90 km², de coefficient d'elongation égal à celui du bassin de référence (*i.e.* égale à 0,9), ont été simulés (un exemple est donné en figure 3). Ces 10 bassins ont ensuite été soumis à 50 événements pluvieux de chacun des 6 types de pluie (avec V5 et une direction amont-aval) et les valeurs du critère EAR_{80} ont été calculées sur les paires d'hydrogrammes obtenues. Les résultats montrent que les EAR_{80} , calculés pour les bassins versants de formes irrégulières, sont très proches de ceux calculés pour le bassin de référence (figure 3). Par conséquent, les formes schématiques et régulières peuvent être considérées, dans le cadre de cette étude, comme représentatives de formes irrégulières de même coefficient d'elongation.

2) 100 bassins de référence, présentant une organisation différente de réseaux hydrographiques, ont été soumis à 50 événements de type TP3 (avec V5 et une direction amont-aval). Les EAR_{80} obtenus sont très similaires : ils varient entre 11,4% et 12,8%. Pour chaque scénario de bassin versant, nous n'avons ainsi considéré qu'une seule organisation du réseau hydrographique puisque l'organisation précise du réseau hydrographique a seulement peu d'influence dans notre étude.

IV.2. Une forte variabilité d'échantillonnage constatée

En plus des EAR_{80} , nous avons calculé la moyenne et l'écart-type associés à la distribution des EAR pour les 11 scénarios de bassins versants, avec un type de pluie TP5, une vitesse V2,5 et un sens de déplacement perpendiculaire (figure 4). Pour tous les scénarios de bassins, cette configuration de pluie engendre les plus grands écarts entre les hydrogrammes distribués et moyennés.

Pour chaque scénario de bassins versants, la figure 4 fournit une indication sur les écarts maximaux constatés entre

hydrogrammes distribués et moyennés. Les écarts sont les plus élevés pour le scénario A1 (cf. Tableau 1), pour lequel la moyenne est égale à 34% et le EAR_{80} à 45%. Ceci signifie que pour un bassin versant de forme allongée avec un type de pluie TP5 de vitesse V2,5 et de sens perpendiculaire, le pic maximal des 50 hydrogrammes distribués et la valeur correspondante des hydrogrammes moyennés diffèrent en moyenne de 34%. De plus, 20% des paires étudiées présentent un EAR supérieur à 45%.

Par ailleurs, on observe que les écarts-types sont élevés. Les coefficients de variation (rapport entre l'écart-type et la moyenne) varient, dans cet exemple, entre 100% pour le scénario S10 et 43% pour le scénario A1. Cela met en évidence qu'il existe une forte dispersion des EAR autour de leur moyenne. La dispersion au sein d'un scénario est du même ordre de grandeur que celle existant entre les scénarios et ceci se vérifie quelle que soit la configuration de type de pluie. Ces résultats confirment bien toute la difficulté d'obtenir des conclusions générales fiables, lorsqu'il s'agit de mesurer les conséquences du fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie, à partir de l'analyse de seulement quelques événements pluvieux.

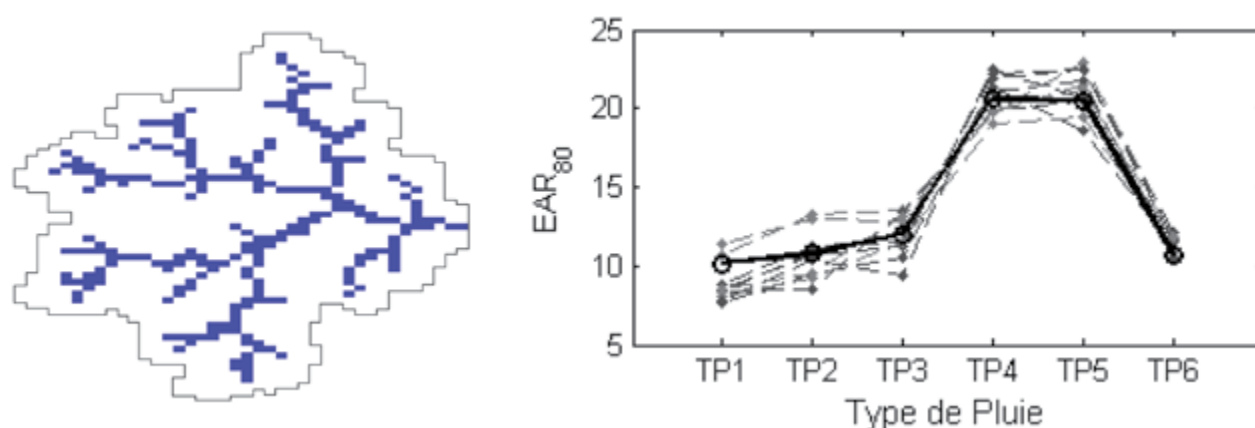


Figure 3 : Exemple d'un bassin versant de 90 km², de forme irrégulière, avec un coefficient d'élongation de 0,9. Evolution des EAR_{80} (en %) calculés pour le scénario de bassin versant de référence, en fonction du type de pluie, pour le bassin de forme schématisé et régulière (cercles en gras) et pour les 10 bassins de formes irrégulières (points).

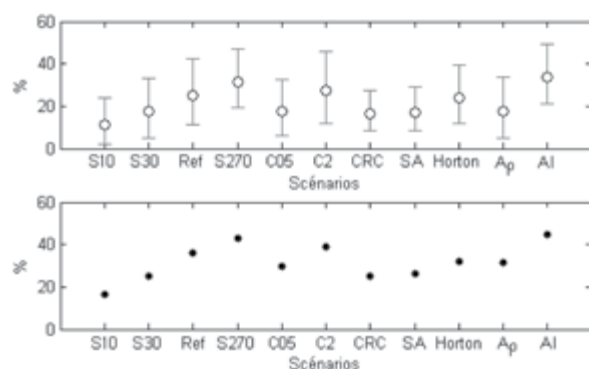


Figure 4 : Evolution de la moyenne (cercle) plus ou moins l'écart-type (trait) (haut). Evolution des EAR_{80} (bas). Les différents indicateurs statistiques sont calculés pour chacun des scénarios de bassins versants pour TP5, avec V2,5 et un sens de déplacement perpendiculaire des champs pluvieux.

IV.3. Influence du type de pluie (variabilité spatiale des champs pluvieux) évaluée sur le bassin versant de référence

L'influence du type de pluie est illustrée ici, pour le scénario de référence, avec V5 et un sens de déplacement amont-aval. Comme la vitesse d'advection est identique quel que soit le type de pluie et que les champs pluvieux se déforment peu lorsqu'ils traversent les bassins versants, l'évaluation de l'influence du type de pluie est équivalente à celle de la variabilité spatiale des champs pluvieux.

EAR_{80} est proche pour TP1, TP2 et TP3 (égal à 10 – 12%) et augmente pour TP4 (21%). Il est ensuite constant pour TP5 (21%) et diminue pour TP6 (11%) (figure 5).

Ces évolutions peuvent s'expliquer de la façon suivante. Comme pour les champs pluvieux les moins variables (TP1 et TP2) la pluie est spatialement uniforme sur le bassin (figure 5), les différences entre hydrogrammes distribués

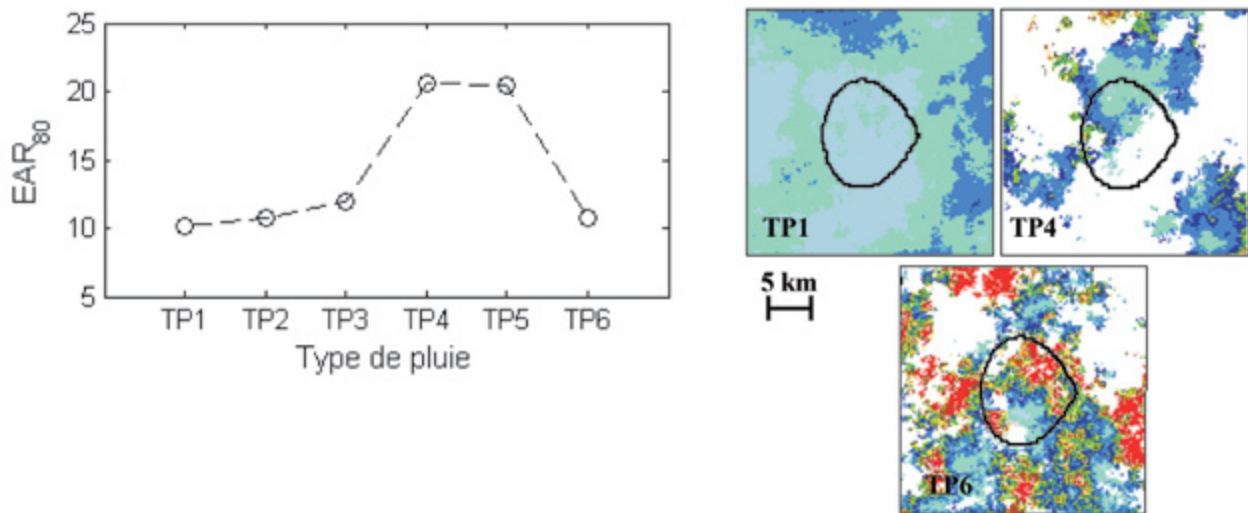


Figure 5 : Evolution de l'EAR₈₀ (en %), calculé pour le scénario de référence, en fonction du type de pluie (TP1 à TP6). Les champs pluvieux ont une vitesse V5 et un sens amont-aval. Exemple d'une image simulée d'un champ pluvieux de types TP1, TP4 et TP6, au niveau de la fenêtre de simulation (l'échelle de couleur est identique à celle de la figure 2). Le bassin versant de 90 km² de forme intermédiaire est représenté en noir.

et moyennés sont alors faibles. Quand la variabilité spatiale de la pluie augmente (TP4 et TP5), la pluie génère des contrastes sur le bassin et ceci engendre une augmentation de l'EAR₈₀ (un exemple est donné figure 5, où il ne pleut que sur une partie du bassin versant). Finalement, pour les champs pluvieux les plus variables (TP6), la pluie devient moins organisée spatialement à l'échelle du bassin étudié et, par conséquent, la pluie distribuée engendre des fluctuations aléatoires autour de la pluie moyenne. Ces fluctuations, filtrées par le bassin, ont un effet limité sur le pic de débit entre une connaissance distribuée de la variabilité spatiale de la pluie et une connaissance moyennée. Ce phénomène a également été observé entre TP4 et TP5, pour le bassin de 270 km², et n'a pas été observé pour les plus petits bassins versants (10 km² et 30 km²), et ceci pour les types de pluie étudiés (Paragraphe IV.6, figure 8).

IV.4. Influence du sens de déplacement des champs pluvieux. Evaluation effectuée sur le bassin versant de référence

L'influence du sens de déplacement des champs pluvieux est illustrée pour le scénario de bassin versant de référence avec V5. Les EAR₈₀ sont les plus élevés pour le sens perpendiculaire, pour lequel EAR₈₀ atteint une valeur de 28% pour TP4 (figure 6), tandis que les EAR₈₀ sont les plus faibles pour le sens aval-amont (inférieurs à 12%).

Lorsque le sens est perpendiculaire, cela signifie que le champ pluvieux reste sur la même ligne isochrone pendant plusieurs pas de temps. Cette persistance semble engendrer davantage de contrastes entre une connaissance distribuée et une connaissance moyennée de la pluie. Pour les sens amont-aval ou aval-amont, d'un pas de temps à un autre, le champ pluvieux traverse différentes lignes isochrones ce qui induit une réduction des contrastes au niveau du bassin. Cependant, pour le sens amont-aval, comme la pluie se déplace dans le même sens que l'écoulement principal, un certain contraste est maintenu, tandis

que le contraste diminue significativement pour le sens aval-amont puisque la pluie se déplace dans le sens contraire de l'écoulement principal.

Nous pouvons également noter que les observations précédemment signalées, concernant l'influence du type de pluie, restent vérifiées pour les trois sens de déplacement considérés.

IV.5. Influence de la vitesse d'advection et de la célérité du bassin versant

Cette analyse a été effectuée pour le bassin versant de 90 km², avec une forme intermédiaire, une fonction de production SCS et des valeurs de 2,5, 5 et 10 pour le rapport entre la vitesse d'advection (V) et la célérité du bassin (C). Ces trois valeurs de rapport ont été obtenues à partir de différentes combinaisons des valeurs V et C. Pour un même ratio V/C, les résultats sont très similaires, quel que soit le sens de déplacement de la pluie. Ainsi, ces résultats donnent lieu à un invariant temporel : V/C.

La figure 7 présente l'évolution des EAR₈₀ pour différentes valeurs de V/C, pour un sens amont-aval, sachant que les observations suivantes restent valables quel que soit le sens de déplacement de la pluie. La seule différence, comme observé dans le paragraphe précédent (IV.4), est que les EAR₈₀ ont des valeurs plus élevées pour le sens perpendiculaire et des valeurs plus faibles pour le sens aval-amont.

Quel que soit le type de pluie, plus le rapport est proche de 1 et plus les différences entre hydrogrammes distribués et moyennés sont importantes. Par exemple, pour TP4, EAR₈₀ est égal à 33% pour un rapport de 1,25, contre 5% pour un rapport de 20.

Quand le rapport V/C est proche de 1, la pluie se déplace le long du réseau principal à une vitesse sensiblement égale à celle du débit. Ainsi, les contrastes créés par la variabilité de la pluie sont maintenus jusqu'à l'exutoire du bassin,

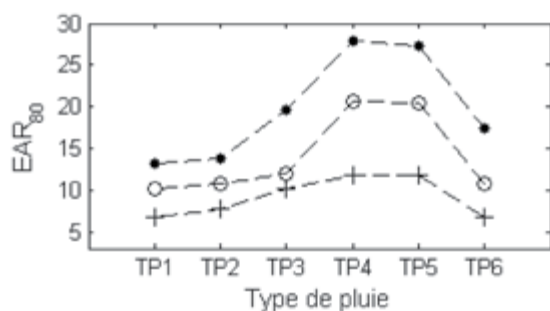


Figure 6 : Evolution des EAR_{80} (en %), pour le scénario de référence, en fonction du type de pluie et pour les trois sens de déplacement de pluie considérés : aval-amont (plus), amont-aval (cercle) et perpendiculaire (point).

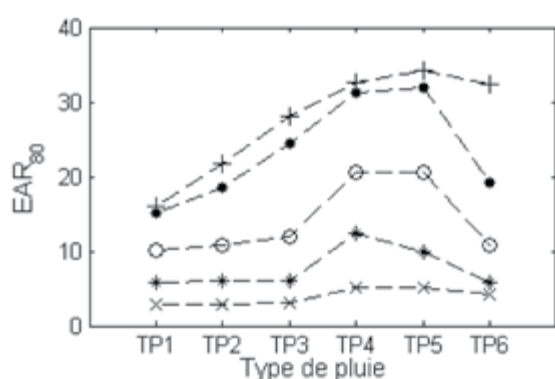


Figure 7 : Evolution des EAR_{80} (en %), pour le bassin versant de 90 km² avec une forme intermédiaire et une fonction de production SCS, pour un rapport V/C égal à 1,25 (plus), 2,5 (point), 5 (cercle), 10 (étoile) et 20 (croix). Le sens de pluie est amont-aval.

ce qui engendre alors une différence significative entre les deux hydrogrammes. A l'inverse, quand le rapport augmente, un décalage temporel apparaît entre la pluie et le débit produisant ainsi une atténuation des contrastes.

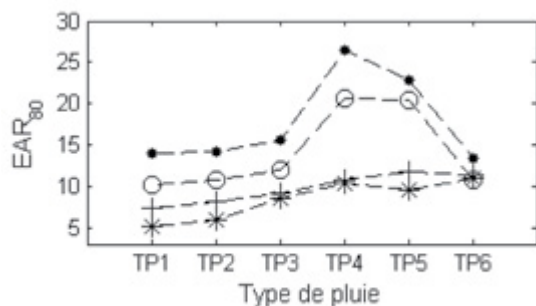


Figure 8 : Evolution des EAR_{80} (en %) en fonction du type de pluie pour les scénarios : S270 (point), Ref (cercle), S30 (plus) et S10 (étoile) avec V5 et un sens amont-aval. Les bassins versants de 270 km², 90 km², 30 km² et 10 km² sont représentés sur une image de champs pluvieux de type TP2 (l'échelle de couleur est identique à celle de la figure 2)

IV.6. Influence de la superficie du bassin versant

La figure 8 présente l'évolution des EAR_{80} en fonction du type de pluie pour les quatre scénarios suivants : S270, Référence (S90), S30 et S10.

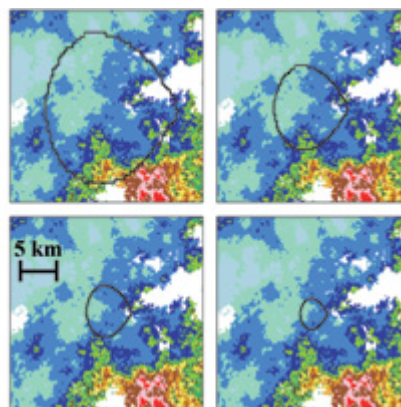
Les valeurs des EAR_{80} augmentent avec la superficie du bassin versant. C'est ainsi, par exemple, que pour TP4, EAR_{80} est égal à 26% pour le bassin de 270 km², contre 10% pour le bassin de 10 km². Pour les différents types de pluie considérés, il apparaît donc que plus le bassin versant est grand, plus les différences entre hydrogrammes distribués et moyennés sont importantes.

La figure 8 illustre ces résultats à travers un exemple. La structure spatiale du champ pluvieux le rend peu variable au-dessus des bassins de 10 km² et 30 km². Des contrastes spatiaux significatifs apparaissent sur le bassin de 90 km² et deviennent véritablement importants sur le bassin de 270 km², pour lequel les différences entre les hydrogrammes distribués et moyennés sont les plus élevées.

Notons que ces tendances se vérifient quel que soit le sens de déplacement de la pluie et la valeur du rapport V/C. Seules les valeurs des EAR_{80} varient.

V. CONCLUSION

Cet article a pour objectif de quantifier l'impact de la variabilité spatiale de la pluie sur la modélisation pluie-débit de petits bassins versants, de quelques dizaines à quelques centaines de km², qui réagissent rapidement à la pluie et correspondant ainsi à des bassins urbains ou péri-urbains. Dans cette optique, nous avons mené à bien une approche par simulation avec le choix de ne pas être exhaustif mais d'étudier plutôt des situations contrastées, en comparant des simulations avec des pluies distribuées et des pluies homogènes spatialement. Ainsi, différentes configurations de champs pluvieux ont été considérées en simulant des séries temporelles de champs pluvieux ayant différentes variabilités spatiales, différentes vitesses et différents sens de déplacement. Ces séries temporelles de champs pluvieux ont été associées à différents scénarios de bassins versants, chaque scénario étant constitué d'un bassin de superficie, de forme et de comportement hydrologique donnés. Les résultats obtenus ont montré la difficulté d'obtenir des conclusions générales fiables, dans un cadre d'étude se bornant à un petit nombre d'événements. Ceci pourrait alors expliquer



les conclusions divergentes que l'on peut trouver dans la littérature. De plus, nos résultats montrent clairement que le fait de négliger la variabilité spatiale de la pluie prend une importance toute particulière lorsque des contrastes de pluie sont créés et maintenus sur le bassin. Ces contrastes ont pu être identifiés dans les cas suivants :

- 1) si le rapport adimensionnel « vitesse du champ pluvieux sur célérité du bassin » est proche de 1 ;
- 2) si le sens de déplacement de la pluie est perpendiculaire au sens principal d'écoulement ;
- 3) pour une fonction de production de Horton ou de SCS.

Par ailleurs, la forme du bassin semble avoir peu d'influence. Ces deux derniers résultats sont présentés dans la thèse d'Emmanuel (2011).

Nous aurons maintenant à vérifier que les résultats obtenus par simulation sont proches de ceux de cas réels. Dans ce but, l'ensemble des résultats seront confrontés à ceux obtenus sur de vrais bassins versants et avec de vraies mesures de pluie. De plus, nous envisageons de mener une analyse plus exhaustive sur l'influence de la variabilité spatiale de la pluie en considérant davantage de scénarios de simulations. Enfin, cette base de données a été utilisée pour évaluer la pertinence des indices de variabilité spatiale de la pluie (Zoccatelli et al., 2010, 2011) à caractériser l'importance de la variabilité spatiale de la pluie sur la réponse des bassins versants (Emmanuel et al., 2015).

VI. REFERENCES

- ADAMS R., WESTERN A.W., SEED A.W. (2012) — An analysis of the impact of the spatial variability in rainfall on runoff and sediment predictions from a distributed model. *Hydrol. Processes*. **26** 3263-3280
- D'ODORICO P., RIGON R. (2003) — Hillslope and channel contributions to the hydrologic response. *Water Resour. Res.* **39**(5) 1113. doi:10.1029/2002WR001708
- EMMANUEL I. (2011) — Evaluation de l'apport de la mesure de pluie par radar météorologique pour la modélisation pluie-débit de petits bassins versants. *Thèse de doctorat, ECN, Nantes, France*. 274p
- EMMANUEL I., ANDRIEU H., LEBLOIS E., JANEY N., PAYRASTRE O. (2015) — The use of indexes to evaluate the influence of rainfall spatial variability on rainfall-runoff modelling: worth of a simulation approach? *J. Hydrol.* doi 10.1016/j.jhydrol.2015.04.058
- JANEY N. (1992) — Modélisation et synthèse d'images d'arbres et de bassins fluviaux associant méthodes combinatoire et plongement automatique d'arbres et cartes planaires. *Thèse de doctorat, LIFC, Besançon, France*
- LEBLOIS E., CREUTIN J.-D. (2013) — Space-time simulation of intermittent rainfall with prescribed advection field: Adaptation of the turning band method. *Water Resour. Res.* **49** 3375-3387
- MOUSSA R. (1996) — Analytical Hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. *Hydrol. Processes*. **10** 1209-1227
- MOUSSA R. (1997) — Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling. *Hydrol. Processes*. **11** 429-449
- MOUSSA R., BOCQUILLON C. (1996) — Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *J. Hydrol.* **186** 1-30
- QUINTERO F., SEMPERE-TORRES D., BERENGUER M., BALTAS E. (2012) — A scenario-incorporating analysis of the propagation of uncertainty to flash flood simulations *J. Hydrol.* **460-461** 90-102
- SCHUMM S.A. (1956) — Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bul. Geol. Soc. Am.* **67** 597-646
- TAROLLI M., BORGA M., ZOCCATELLI D., BERNHOFER C., JATHO N., JANABI F. (2013) — Rainfall space-time organization and orographic control on flash flood response: the Weisseritz event of August 13, 2002. *J. Hydrol. Eng.* **18**(2) 183-193
- ZOCCATELLI D., BORGA M., ZANON F., ANTONESCU B., STANCALIE G. (2010) — Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania. *J. Hydrol.* **394**(1-2) 148-161
- ZOCCATELLI D., BORGA M., VIGLIONE A., CHIRICO G.B., BLÖSCHL G. (2011) — Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organization, basin morphology and flood response. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **15** 3767-3783