



HAL
open science

Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels

B. Graff

► **To cite this version:**

B. Graff. Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels. Sciences de l'environnement. Doctorat sciences et techniques du Langued, discipline: mécanique, génie mécanique, génie civil, formation doctorale: sciences de l'eau dans l'environnement continental, école doctorale: science de la terre et de l'eau, Université de Montpellier, 2004. Français. NNT: . tel-02583846

HAL Id: tel-02583846

<https://hal.inrae.fr/tel-02583846v1>

Submitted on 14 May 2020

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

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

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Mécanique, Génie mécanique, Génie Civil
Formation Doctorale : Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

préparée dans l'Unité de Recherche Ouvrages Hydrauliques et Hydrologie, Cemagref, Aix-en-Provence
présentée et soutenue publiquement

par

Benjamin Graff

le 6 décembre 2004

**Prédétermination des débits de crue des petits
bassins versants torrentiels**

JURY

M. DESBORDES Michel	Professeur, Université Montpellier II	Président
M. SERVAT Eric	Directeur de recherche, IRD	Directeur de Thèse
M. MOUSSA Roger	Chargé de recherche, INRA	Rapporteur
M. RIBSTEIN Pierre	Professeur, Université Paris VI	Rapporteur
M. BOUVIER Christophe	Chargé de recherche, IRD	Examineur
M. PETEUIL Christophe	Ingénieur, service RTM	Examineur
M. MEUNIER Maurice	Ingénieur, Cemagref	Membre invité

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier bien sincèrement tous les membres du jury et de mon comité de pilotage de thèse : merci à Michel Desbordes de présider ce jury ; merci à Eric Servat d'avoir accepté la direction de ma thèse ; merci à Pierre Ribstein et à Roger Moussa d'avoir accepté de rapporter mon travail ; merci à Christophe Bouvier pour ses conseils et ses remarques qui ont contribué à orienter mon travail de recherche ; merci aussi à Christophe Peteuil dont l'intérêt constant pour mon travail m'a aidé à progresser dans ma réflexion ; merci à Didier Richard avec qui j'ai toujours autant de plaisir à travailler et à discuter ; merci enfin à Maurice Meunier qui, malgré son départ à la retraite, a accepté de continuer à suivre mon travail et à me conseiller dans mes recherches. Ses précieux conseils m'ont beaucoup apporté.

J'aimerais ensuite adresser toute ma gratitude aux membres de l'équipe hydrologie du Cemagref d'Aix-en-Provence. Merci en particulier à Jacques Lavabre de m'avoir accueilli au sein de l'équipe, de m'avoir fait confiance pendant ces trois ans et de m'avoir fait bénéficier de son expérience et de ses conseils ; merci à Catherine Fouchier, Nathalie Folton et Patrick Arnaud pour leur disponibilité et leurs réflexions quotidiennes, hydrologiques ou non, autour d'une tarte ou d'un café ; merci à Dominique Breil-Molina pour sa gentillesse et son efficacité quand le temps presse. Enfin, je ne sais pas lequel de nous deux devrait remercier l'autre... En fait, si, c'est sûrement moi : merci donc à mon voisin de bureau épisodiquement présent, Patrick Fourmigué. Il a supporté mes humeurs variant au gré de l'avancement de mon travail... Merci aussi pour nos discussions et pour les critiques cinématographiques régulières.

Je remercie également les membres de l'unité OHAX du Cemagref d'Aix-en-Provence et plus généralement toutes les personnes du Cemagref d'Aix que j'ai eu la chance de mieux connaître : merci d'avoir rendu mon séjour ici aussi agréable ! Je profite de l'occasion pour saluer mes partenaires, et parfois adversaires, à la pétanque : Rémy, constant dans la parole et dans le jeu, Ange le fin tacticien, Alain N. qui parle plus qu'il ne joue, Alain G. qui de près ou de loin enchaîne les carreaux (mais surtout de loin), Yves aux effets surprenants (pour tout le monde), Yann qui vise plus vite que son ombre, Damien le "chirurgien" et Michel qui gagne grâce à son talent et perd à cause des grattons !

Les petits bassins versants torrentiels jaugés ne sont pas nombreux. Que ceux qui ont bien voulu me transmettre les données pluie-débit dont ils disposent en soient ici remerciés. Je pense notamment à Nicole Mathys (Cemagref) pour les BVRE de Draix, Claude Martin (CNRS) pour les BVRE du Mont Lozère, Pascal Marras pour les données de la DIREN Martinique, Manfred Sthäli (WSL Birmensdorf) pour les données de la vallée de l'Alptal en Suisse, Daniel Streit (OFEG Bern) pour les données du bassin versant du Dischmabach ainsi que Joachim Gurtz (ETH Zurich) pour les données du bassin du Rietholz bach. Sans cette contribution de leur part et sans leur connaissance des bassins, ce travail n'aurait pas été possible.

Pour finir, je tiens à remercier toutes les personnes qui à leur manière se sont investies dans l'encadrement, le suivi et le soutien de la thèse et/ou du thésard. En un mot comme en cent : merci à tous !

Table des matières

Remerciements	5
Table des matières.....	6
Introduction et Problématique.....	11
Chapitre I : Hydrologie des petits bassins versants torrentiels	19
1 Spécificité de l'échelle d'analyse des petits bassins versants	21
1.1 Les échelles fines.....	22
1.1.1 La parcelle : 1 m ²	22
1.1.2 Le versant : 10 à 100 m ²	24
1.1.3 Conclusion.....	25
1.2 Les grandes échelles	26
1.3 Les échelles intermédiaires.....	27
1.4 Conclusion.....	29
2 Les petits bassins versants torrentiels.....	31
2.1 Caractérisation physique des petits bassins versants torrentiels.....	31
2.1.1 L'altitude.....	31
2.1.2 La pente.....	32
2.2 Caractérisation hydrologique des petits bassins versants torrentiels.....	33
2.2.1 Typologie des pluies à l'origine des crues	34
2.2.2 Ecoulements en crue.....	35
3 Ce qu'il faut retenir des petits bassins versants torrentiels	37
Chapitre II : Présentation des données hydrométéorologiques et des bassins versants. 39	
4 Données pluie-débit.....	42
4.1 Les Bassins Versants Représentatifs et Expérimentaux de Draix	42
4.1.1 Présentation du site.....	42
4.1.2 Le réseau de mesures.....	43
4.1.3 Pluviométrie des BVRE de Draix	44
4.1.4 Hydrométrie des BVRE de Draix.....	44
4.2 Les BVRE du Réal Collobrier	46
4.2.1 Présentation du site.....	46
4.2.2 Le réseau de mesures.....	47
4.2.3 Hydrologie des BVRE du Réal Collobrier	49
4.3 Les BVRE du Mont Lozère	51
4.3.1 Présentation du site.....	51
4.3.2 Le réseau de mesures.....	51
4.3.3 Hydrologie des BVRE du Mont Lozère	52
4.4 Données débimétriques et pluviographiques de la DIREN Martinique.....	54
4.4.1 Présentation de l'île.....	54
4.4.2 Données pluie-débit.....	55
4.4.3 Pluviométrie des 3 postes pluviographiques	57
4.4.4 Hydrométrie des 5 bassins versants	57
4.5 Les BVRE suisses.....	59
4.5.1 Présentation des bassins	59
4.5.2 Bassins versants de la vallée de l'Alptal	59
4.5.3 Bassin versant du Rietholzbach.....	65

4.5.4	Bassin versant du Dischmabach	68
4.6	Bassins versants des Pyrénées Orientales (66)	69
4.6.1	Présentation des bassins versants	69
4.6.2	Pluviométrie	70
4.6.3	Typologie des crues	71
4.7	Bassin versant du Gard à Pont Ravagers	72
4.8	Bassin versant de la Savoureuse à Giromagny	74
5	Conclusion	75
5.1	Synthèse des données pluie-débit disponibles	75
5.1.1	Diversité des situations hydrologiques présentées	75
5.1.2	Qualité et quantité des couples averse-crue	75
5.2	Exploitation et utilisation des données pluie-débit	78
Chapitre III : Analyse des couples averse-crue		79
6	Analyses qualitative et statistique	82
6.1	Définition des variables	82
6.2	Typologie des crues	83
6.2.1	Les BVRE de Draix	83
6.2.2	Bassins versants de la Vallée de l'Alptal	87
6.2.3	Bassins versants Martiniquais	92
6.2.4	Synthèse	97
6.3	Analyses en composantes principales	98
6.3.1	Présentation	98
6.3.2	Résultats	100
6.3.3	Critique de la méthode	103
6.4	Conclusion	104
7	Analyse directe des couples averse-crue	105
7.1	Méthodologie	105
7.1.1	Rappel des résultats antérieurs	105
7.1.2	Principe de l'analyse directe des crues	105
7.1.3	Les phénomènes élémentaires	106
7.1.4	Critères de qualité utilisés pour évaluer la reconstitution des crues	108
7.2	Application	108
7.2.1	Etape n°1 : 1 phénomène élémentaire	108
7.2.2	Etape n°2 : 2 phénomènes élémentaires	109
7.2.3	Etape n°3 : 3 phénomènes élémentaires	112
7.2.4	Etape n°4 : 4 phénomènes élémentaires	113
7.3	Conclusion de l'analyse directe	115
8	Phénomènes élémentaires et modélisation pluie-débit	116
8.1	Présentation du modèle pluie-débit	116
8.2	Application du modèle aux bassins versants de l'échantillon n°1	117
8.3	Analyse des résultats	118
8.3.1	Bassins versants de Draix	118
8.3.2	Bassins versants de la vallée de l'Alptal	119
8.3.3	Bassins versants de la Martinique	121
8.4	Conclusion : interprétation des paramètres	122
9	Modélisation des crues des bassins de l'échantillon n°2	124
9.1	Résultats généraux	124
9.2	Résultats bassin par bassin	125
9.2.1	BVRE du Mont Lozère	125
9.2.2	BVRE du Rietholzbach	127
9.2.3	Bassin versant de Marie-Agnès	128
9.2.4	BVRE du Réal Collobrier	130
10	Classification des bassins versants	132

10.1	Bassins versants du 1 ^{er} groupe : Laval, Alma, Lézarde, Erlenbach.....	132
10.2	Bassins versants du 2 ^{ème} groupe : Marie-Agnès, Rimbaud, Latte, Sapine.....	132
10.3	Bassins versants du 3 ^{ème} groupe : Rietholzbach, Lumpenenbach, Vogelbach, Vaubarnier, Brusquet.....	133
10.4	Synthèse.....	134
11	Conclusion.....	135

Chapitre IV : Analyse du fonctionnement du modèle pluie-débit..... 137

12	Caractéristiques et fonctionnement du modèle	139
12.1	Fonction de production.....	140
12.1.1	Expressions analytique et discrétisée de la fonction de production.....	140
12.1.2	Sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres X1 et X2	141
12.1.3	Vidange du réservoir.....	142
12.1.4	Distinction entre les écoulements rapides et lents	143
12.2	Fonction de transfert.....	146
12.2.1	Remarques générales	146
12.2.2	Différences entre les expressions analytiques et discrétisées	146
12.2.3	Sensibilité du modèle aux valeurs de X4.....	146
12.3	Optimisation des paramètres du modèle.....	147
12.3.1	Principe de la méthode d'optimisation.....	148
12.3.2	Evolution du critère de Nash dans l'espace des paramètres	149
12.3.3	Analyse de l'indépendance des paramètres du modèle.....	155
12.4	Synthèse des résultats concernant le modèle pluie-débit.....	160
13	Comparaison avec d'autres modèles	161
13.1	Modélisation par GR3H de la crue du 25 octobre 1998 sur le Lumpenenbach.....	161
13.2	Comparaison des résultats obtenus avec les 4 modèles sur le bassin versant de la Lézarde	164
13.3	Conclusion.....	167
14	Domaine d'application du modèle pluie-débit.....	168
14.1	Résultats obtenus sur les bassins versants de l'échantillon n°3.....	168
14.2	Analyse des résultats bassin par bassin	170
14.2.1	Bassins versants de la Martinique.....	170
14.2.2	Bassins versants des Pyrénées Orientales.....	172
14.2.3	Autres bassins versants.....	174
14.3	Domaine d'applicabilité du modèle.....	176
15	Conclusion.....	178

Chapitre V : Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels..... 181

16	Réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême.....	184
16.1	De la paramétrisation des crues à la paramétrisation des bassins versants.....	185
16.1.1	Méthodologie.....	185
16.1.2	Résultats.....	187
16.1.3	Conclusion	187
16.2	Réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême.....	188
16.2.1	Remarques préliminaires	188
16.2.2	Méthodologie.....	188
16.2.3	Paramétrisation de la fonction de transfert	189
16.2.4	Paramétrisation de la fonction de production	195
16.2.5	Conclusion	202
16.3	Proposition d'une paramétrisation possible pour les bassins versants étudiés	203
16.3.1	Paramétrisation des bassins versants	203
16.3.2	Cas des pertes initiales (X2)	203

16.3.3	Cas de la vidange du réservoir (X3).....	204
16.3.4	Résultats.....	206
16.4	Conclusion.....	208
17	Prédétermination des débits de crue.....	209
17.1	Génération stochastique de pluie à pas de temps fin	209
17.1.1	Méthodologie.....	210
17.1.2	Résultats.....	212
17.1.3	Analyse des résultats.....	213
17.1.4	Conclusion	214
17.2	Prédétermination des débits de crue sur les bassins versants jaugés	215
17.2.1	Initialisation de la méthode.....	215
17.2.2	Résultats.....	215
17.2.3	Analyse des résultats.....	216
17.2.4	Conclusion	217
17.3	Prédétermination des débits de crue sur les bassins versants non jaugés	218
17.3.1	Régionalisation de la transformation pluie-débit.....	218
17.3.2	Proposition d'une méthode de prédétermination des débits pour les petits bassins versants torrentiels.....	219
17.3.3	Etape n°1 : Prédétermination de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels	221
17.3.4	Etape n°2 : Traduction de la réponse hydrologique des bassins en valeurs des paramètres du modèle pluie-débit	224
17.3.5	Etape n°3 : Prédétermination des débits	226
17.3.6	Exemple	226
18	Conclusion.....	233
	Conclusion générale	235
	Bibliographie.....	241
	Liste des figures	259
	Liste des tableaux	264
	Annexe I : Méthodes de prédétermination des débits de crue	265
	Annexe II : Hydrologie de montagne.....	293
	Annexe III : Présentation des bassins versants	299
	Annexe IV : Modélisation pluie-débit sur les petits bassins versants de montagne.....	313
	Annexe V : Analyses en Composantes Principales.....	331
	Annexe VI : Comparaison du modèle issu de l'analyse directe avec d'autres modèles pluie-débit	347
	Annexe VII : Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels	353

Introduction et Problématique

Définies comme une « élévation naturelle du sol, caractérisée par une forte dénivellation entre les sommets et le fond des vallées » (Dictionnaire Larousse, 2004), les montagnes représentent une part importante de la surface de la Terre. Un quart des terres immergées se situe à une altitude supérieure ou égale à 1000 m (Bandyopadhyay *et al.*, 1997). Mais plus d'un quart des ressources en eau disponibles à la surface du globe se trouvent dans ces zones. Stockée sous forme de neige ou de glace en surface, l'eau des montagnes permet l'alimentation des rivières et des fleuves. Une partie de cette eau est également conservée dans des retenues artificielles. Elle peut ainsi être exploitée pour l'industrie, l'irrigation, la production électrique ou les loisirs. L'eau des montagnes sert aussi à subvenir aux besoins des populations locales ou installées plus en aval. Les réserves d'eau en montagne sont donc une source de vie.

Après de fortes pluies, l'eau en montagne est également une source de destruction. A titre indicatif, chaque année en Suisse, les petits bassins versants de montagne causent entre 35 et 70 millions d'euros de dégâts (Vogt *et al.*, 2002). Les enjeux humains et matériels justifient à eux seuls qu'on s'intéresse aux crues des petits bassins versants de montagne. Le développement et l'urbanisation des zones de montagne motivent donc de nombreuses études pour protéger les populations installées à proximité des torrents ainsi que leurs intérêts économiques (Braud *et al.*, 1999 ; figure 0.1). En France, cela passe par la mise en place des Plans de Préventions des Risques Inondations (Lavabre *et al.*, 2002). Cependant, l'aléa crue en montagne est encore mal connu, notamment en ce qui concerne ses conditions de formation et d'occurrence.



Figure 0.1 : Village d'Ancizan à l'apex du cône de déjection du torrent de l'Erabat dans les Hautes Pyrénées (7,6 km²).

Le 6 août 1953, une crue, consécutive à un orage localisé sur le bassin, a provoqué à Ancizan la mort de six personnes et de nombreux dégâts matériels (Peteuil, 2002).

○ La méconnaissance des crues en montagne

Les crues en montagne sont généralement soudaines et violentes. Elles peuvent prendre plusieurs formes, allant des crues brèves et intenses aux laves torrentielles, en passant par tous les types d'écoulements plus ou moins chargés en débris flottants et en sédiments (Jarret, 1990 ; Jakob & Jordan, 2001). Les caractéristiques physiques des bassins versants et hydrologiques des zones de montagne contribuent à la formation de ces différents types d'écoulement.

La rareté des informations disponibles sur les bassins versants de montagne est à l'origine d'une méconnaissance de leur fonctionnement hydrologique. Cette rareté est liée à la difficulté d'effectuer des mesures sur le terrain, particulièrement sur des zones situées en altitude (Spreafico, 2002). Le manque d'accessibilité, les conditions climatiques du milieu, le transport intense de sédiments dans les lits des rivières, l'absence de sources d'énergie et la nécessité de développer des dispositifs spécifiques empêchent parfois une densification des réseaux de mesure des pluies et des débits (Klemes, 1990).

Le manque de données conduit à des indéterminations ou à de fortes imprécisions sur les estimations des débits de crue en montagne (Vogt *et al.*, 2002). En effet, les approches classiques ne permettent pas une estimation fiable et précise des débits pour les fréquences rares :

- les méthodes statistiques sont inutilisables, faute d'une quantité suffisante de mesures (Bérod, 1995) ;
- les méthodes sommaires posent des problèmes en ce qui concerne l'estimation des paramètres des formules (Lavabre *et al.*, 2000 [2] ; annexe I).

En outre, la grande dispersion des résultats obtenus suivant la méthode sommaire utilisée ne facilite pas le choix de la valeur du débit décennal pour un bassin donné. Enfin, ces approches ne fournissent que des résultats partiels. Elles ne permettent pas d'accéder à la connaissance complète de la distribution de fréquence des débits ou des hydrogrammes de crue. La forme des hydrogrammes de crue s'avère pourtant utile dans le cadre de la gestion du transport solide et du dimensionnement des ouvrages.

Ces approches classiques ne tiennent pas ou peu compte des caractéristiques des bassins versants, telles que la géomorphologie, la végétation, la pédologie ou la géologie, susceptibles d'influencer de manière non négligeable la génération des crues. Elles ne permettent pas, par exemple, de faire la distinction entre les deux bassins versants voisins de Draix¹. Les caractéristiques physiques et climatologiques de ces deux bassins sont similaires, exception faite de la nature du couvert végétal (chapitre II, figure 0.2). Les approches classiques conduisent à des estimations du même ordre de grandeur du débit décennal sur chacun des deux bassins. Or, les valeurs du débit décennal estimées à partir des observations indiquent qu'elles se situent plutôt dans un rapport 1 à 10 (figure 0.3).

A l'inverse, une approche basée sur une modélisation conceptuelle et déterministe du processus de transformation de la pluie en débit dans le bassin versant peut améliorer la connaissance des crues dans toute la gamme de fréquence des débits, aider à la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins et fournir les lames écoulées. Comme les chroniques de pluie sont souvent plus longues que celles de débit, il est possible

¹ Les deux bassins versants de Draix sont présentés en détail au chapitre II.

de générer stochastiquement des scénarios d'épisodes pluvieux dont découlent ensuite des scénarios de crues. L'extrapolation des valeurs débimétriques vers les fréquences rares est alors plus aisée (Consuegra *et al.*, 1998 ; Cameron *et al.*, 1999 ; Arnaud & Lavabre, 2002 ; Perrin & Michel, 2002 ; Blazkova & Beven, 2004).

Des approches de ce type ont déjà été utilisées sur des bassins versants de quelques dizaines à plusieurs centaines de km² (Lavabre *et al.*, 2002). Leur principe est applicable à de petits bassins versants de montagne (Loukas, 2002). A titre indicatif, l'application de la méthode SHYPRE² régionale, développée par le Cemagref d'Aix-en-Provence et reposant sur l'association d'un générateur stochastique de pluies horaires et d'un modèle pluie-débit conceptuel (annexe I), ne pose aucun problème dans le cas des bassins versants de Draix. Néanmoins, les versions des méthodes utilisées en hydrologie sur les petits bassins versants de montagne sont généralement celles développées pour des grands bassins versants (Jarret, 1990). Dans le cas de la méthode SHYPRE régionale appliquée aux bassins versants de Draix, les estimations des débits sont identiques sur les deux sites (figure 0.3).

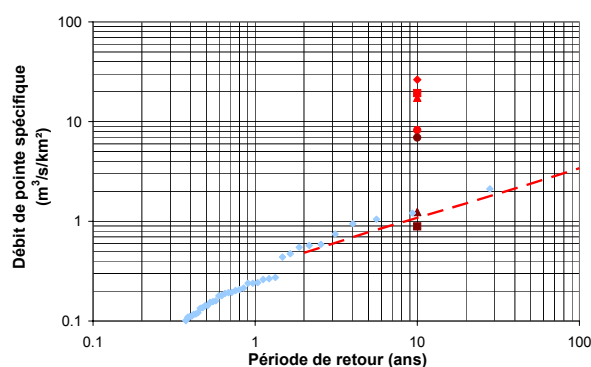


(a) Vue du bassin du Brusquet (1,08 km²) :
13 % de terrain nu

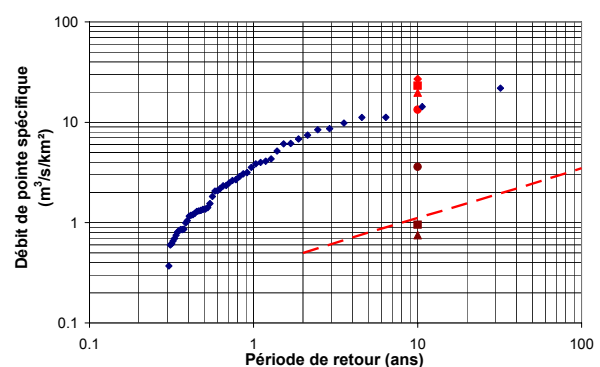


(b) Vue du bassin du Laval (0,86 km²) :
68 % de terrain nu

Figure 0.2 : Les bassins versants de Draix (Alpes de Haute-Provence).



(a) Bassin versant du Brusquet (1,08 km²)



(b) Bassin versant du Laval (0,86 km²)

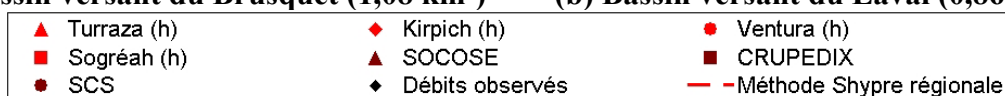


Figure 0.3 : Prédétermination des débits de crue des bassins versants de Draix³.

² Acronyme de Simulation d'HYdrogramme pour la PREdétermination des crues.

³ La présentation des méthodes est effectuée à l'annexe I.

Or, sur les petits bassins versants, on n'observe pas de lissage des variabilités et des hétérogénéités locales, comme cela peut être le cas sur les grands bassins versants (Ambroise, 1999). L'effet de moyenne des processus mélange à l'exutoire des grands bassins versants toutes les réponses disparates des éléments d'échelle plus petite. La surface des grands bassins versants (de 100 à 1000 km²) introduit un brouillage qui empêche une lecture du fonctionnement hydrologique des bassins versants à partir des données. Cet effet de moyenne des processus hydrologiques à l'origine des crues sur les grands bassins diminue sur les petits bassins versants (de 1 à 10 km²). Les crues y sont liées à des phénomènes hydrologiques plus purs, notamment les crues les plus fortes. De plus, la variabilité des mécanismes à l'origine des fortes crues est généralement faible (Jordan, 1994). Enfin, à cause de l'effet de moyenne des processus, l'interprétation physique de la réponse hydrologique mesurée à l'exutoire d'un grand bassin versant est souvent insatisfaisante. Sur les petits bassins versants, les caractéristiques de la réponse hydrologique sont plus facilement interprétables en fonction des caractéristiques physiques du terrain.

○ Objectifs de l'étude

Comme le rappellent Cunderlik & Burn (2002), l'amélioration des méthodes de prédétermination des débits sur les bassins versants non jaugés est un des objectifs poursuivis actuellement en hydrologie. Cela fait d'ailleurs l'objet de l'initiative Predictions in Ungauged Basins (PUB) de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH). Nous nous intéressons ici en particulier aux petits bassins versants torrentiels. Nos objectifs sont non seulement pratiques, avec la volonté de proposer une méthode de prédétermination des débits applicables sur les torrents de montagne, mais également théoriques. En effet, ce travail de recherche devrait contribuer à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels. De plus, il s'appuie sur l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit pour la connaissance des crues extrêmes.

Notre étude s'inscrit dans le cadre des développements de méthodes régionales d'estimation des crues réalisés au Cemagref (CTGREF, 1980 ; Cemagref, 1985 ; Cernesson, 1993 ; Arnaud, 1997 ; Arnaud & Lavabre, 2002). Nous nous appuyons en particulier sur les développements récents de la méthodologie SHYPRE (annexe I). Compte tenu des bons résultats obtenus avec cette méthode en simulation des pluies (figure 0.4), une analyse de la phase de transformation de la pluie en débit a été effectuée. Elle a permis d'identifier trois sources d'erreurs pouvant expliquer les mauvais résultats mis en évidence à la figure 0.3 :

- le choix du modèle du Soil Conservation Service pour effectuer la transformation pluie-débit : on peut s'interroger sur l'applicabilité de cet outil sur des petits bassins versants torrentiels. Des applications de ce modèle en zone de montagne existent (Kovar, 1990 ; Kuntner & Burlando, 2002). Néanmoins, dans sa version initiale, ce modèle a été conçu pour des bassins agricoles (Mockus, 1972) ;
- le mode de paramétrisation du modèle pluie-débit : la méthode de régionalisation de la transformation pluie-débit dépend uniquement du paramètre de production du modèle pluie-débit. Elle a été conçue pour reproduire au mieux les distributions de fréquences des débits pour des bassins versants dont la surface varie entre 50 et 1000 km². Or, les bassins étudiés ici ont des surfaces nettement plus petites, de l'ordre de 1 à 10 km². Cette méthode de régionalisation est commode à mettre en œuvre mais ne permet pas de distinguer les réponses très contrastées de deux bassins versants voisins (figure 0.3). De plus, tous les efforts fournis pour régionaliser le paramètre de production n'ont abouti qu'à des résultats médiocres (Fouchier & Lavabre, 2002). Des développements sont donc nécessaires pour

proposer une méthode d'estimation des débits adaptée au contexte des petits bassins versants torrentiels ;

- le pas de temps horaire de la méthode : en calibration du modèle pluie-débit au pas de temps horaire, un couple averse-cruue est décrit par une donnée toutes les heures avec un centrage de l'événement sur le pic de crue. Ensuite, on optimise les valeurs des paramètres suivant le critère de Nash pour reconstituer les débits moyens horaires. Les débits moyens horaires sont calculés en intégrant toutes les mesures de débit connues sur la durée du pas de temps. Pour certaines crues particulièrement courtes et rapides, il est fréquent d'enregistrer la montée de crue et la décrue en moins d'une heure. Ainsi, même si les débits moyens horaires sont exacts, le déroulement d'un événement de ce type au pas de temps horaire est fictif (figure 0.5). L'utilisation d'un pas de temps fin est indispensable.

En conséquence, notre contribution doit s'orienter vers l'identification de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels et la proposition d'un outil de modélisation de la transformation pluie-débit adapté au contexte hydrologique de ces bassins. Il s'agit également de préciser le mode de paramétrisation de cet outil dans le cas de son utilisation en prédétermination. Enfin, ces développements doivent être effectués selon un pas de temps fin. Une adaptation du générateur stochastique de pluies horaires doit donc être envisagée.

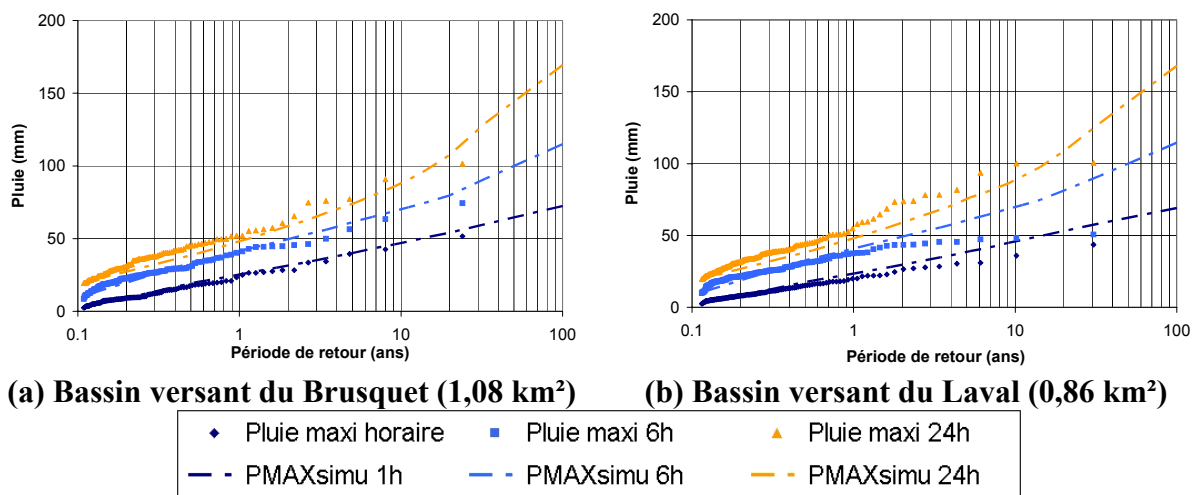


Figure 0.4 : Génération stochastique de pluie sur les bassins versants de Draix.

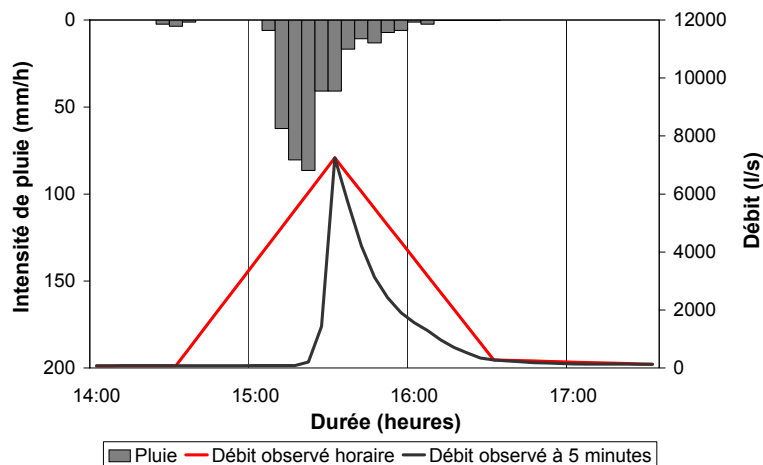


Figure 0.5 : Crue du 6 juillet 1987 sur le bassin versant du Laval (0,86 km²) aux pas de temps horaire et 5 minutes.

○ Présentation du contenu du mémoire

Ce mémoire est organisé en cinq parties, chacune divisée en plusieurs paragraphes. La première partie est consacrée à un rappel des propriétés des petits bassins versants, par opposition aux autres échelles spatiales de recherche utilisées en hydrologie. Ces propriétés permettront de montrer qu'une analyse systématique des couples averse-crue peut servir à reconnaître et à comprendre le fonctionnement hydrologique de ces bassins. Cette analyse peut aussi aider au choix ou au développement d'outils spécifiquement adaptés au contexte des petits bassins versants. Dans ce chapitre introductif, nous présenterons également les principales caractéristiques hydrologiques des petits bassins versants torrentiels qui, au sein des petits bassins versants, font plus particulièrement l'objet de ce travail.

Même si les informations sont rares en montagne, plusieurs organismes, d'état ou de recherche, en France ou à l'étranger, effectuent des mesures de pluie et de débit sur des petits bassins versants torrentiels. Un inventaire des données disponibles et exploitables sera présenté dans le deuxième chapitre de ce rapport. Cet inventaire n'est pas exhaustif. Néanmoins, les données pluie-débit que nous avons pu collecter présentent l'intérêt d'être représentatives de contextes climatiques et géomorphologiques variés et contrastés. Elles seront la base de nos analyses successives.

A partir de ces données et pour progresser dans la compréhension des réponses hydrologiques des petits bassins versants torrentiels, une analyse des plus fortes crues enregistrées sur plusieurs bassins versants sera effectuée au chapitre III. Trois approches différentes et complémentaires seront utilisées. De nombreuses caractéristiques de la réponse hydrologique des bassins seront ainsi mises en évidence. Elles seront dans la plupart des cas interprétées à partir de caractéristiques physiques des bassins versants étudiés. Nous serons également en mesure de proposer un modèle pluie-débit directement issu des analyses successives.

Si au chapitre III, les crues sont au cœur des analyses, le chapitre IV sera quant à lui dédié à l'analyse du modèle pluie-débit issu des analyses réalisées au chapitre précédent. En vue d'une utilisation du modèle en prédétermination, une bonne connaissance de l'outil est indispensable. De cette manière, nous nous assurerons de l'indépendance des paramètres du modèle. Nous proposerons également des pistes de réflexion afin de tester l'applicabilité de ce modèle à d'autres types de bassins versants.

Enfin, au chapitre V, compte tenu des résultats obtenus aux chapitres précédents et des connaissances acquises sur les bassins versants étudiés, nous aborderons spécifiquement le problème de la prédétermination des débits de crue sur les petits bassins versants torrentiels. Nous traiterons tous les problèmes méthodologiques mis en évidence au paragraphe précédent. Nous proposerons ainsi d'utiliser le modèle pluie-débit issu des analyses du chapitre III en association avec le générateur stochastique de la méthode SHYPRE dont les pluies horaires seront désagrégées selon un pas de temps plus fin. Le modèle pluie-débit sera paramétré en fonction des caractéristiques des crues les plus fortes enregistrées sur les bassins versants étudiés. Cette paramétrisation sera proposée à la suite d'une analyse de la réponse hydrologique des bassins de la normale à l'extrême. Enfin, une réflexion sur la prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels non jaugés sera conduite. Nous insisterons notamment sur la nécessité et l'intérêt de rechercher des informations d'un autre genre (historiques, cartographiques, naturalistes...) et de prédéterminer la réponse du bassin versant avant de s'intéresser à la prédétermination des débits de crue proprement dite.

Chapitre I :

Hydrologie des petits bassins versants torrentiels

Le titre de notre étude comporte deux éléments majeurs : la « prédétermination des débits de crue » et la prédétermination des débits de crue appliquée « aux petits bassins versants torrentiels ». La nécessité de proposer une méthode de prédétermination adaptée au contexte des petits bassins versants torrentiels a été illustrée au moyen d'un exemple dans l'introduction. Nous souhaitons maintenant définir l'objet de notre étude et, par conséquent, donner les principales caractéristiques physiques et hydrologiques des petits bassins versants torrentiels. Il s'agit de préciser la gamme de surface de ces petits bassins versants et d'indiquer la nature des écoulements et des crues de ces bassins versants torrentiels.

Nous chercherons tout d'abord à mettre en évidence les spécificités des petits bassins versants par opposition aux parcelles expérimentales et aux grands bassins versants. Nous ne traiterons pas toute l'hydrologie suivant toutes les échelles spatiales. On supposera que le lecteur est déjà informé sur ces sujets. En revanche, nous insisterons sur les avantages méthodologiques qu'offre un travail à l'échelle des petits bassins versants.

Au sein des petits bassins versants, nous nous intéressons en particulier aux petits bassins versants torrentiels. Cette expression renvoie dans notre étude aux petits bassins versants de montagne dont les crues sont torrentielles, autrement dit violentes et brusques. Il conviendra donc de donner les caractéristiques physiques des petits bassins versants de montagne. Notre point de vue consistera à montrer ce que ces bassins versants ont de commun entre eux et à mettre en évidence les paramètres physiques du milieu susceptibles d'influencer la génération des crues.

Enfin, l'objectif de notre travail est la quantification des débits de crue. Cette quantification passe par la compréhension des mécanismes de formation des crues. Nous présenterons donc aussi dans ce chapitre introductif les caractéristiques des pluies à l'origine des crues des petits bassins versants torrentiels ainsi que les caractéristiques des crues elles-mêmes. Ces caractéristiques seront présentées et illustrées à partir d'exemples issus de la littérature.

1 Spécificité de l'échelle d'analyse des petits bassins versants

Dans les échelles d'analyse en hydrologie, on distingue plusieurs niveaux correspondant chacun à une superficie. Les ordres de grandeur des différentes échelles considérées ici sont les suivants (figure 1.1) :

- la parcelle : 1 m²
- le versant : 10 à 100 m²
- le sous-bassin versant élémentaire : 1000 m²
- le petit bassin versant : 1 à 10 km²
- le grand bassin versant : 100 à 1000 km²

Nous ne mentionnons pas volontairement des bassins versants comme celui du Rhône ou de l'Amazone. Ils sont beaucoup trop grands par rapport au cadre de notre étude qui concerne les petits bassins versants.

A chaque échelle spatiale correspondent des méthodologies d'analyse particulières. Les objectifs visés ne sont pas les mêmes ; les outils utilisés sont propres à chaque gamme d'échelle ; la nature des résultats obtenus diffère d'une échelle à l'autre ; les résultats eux-mêmes possèdent des domaines de validité différents.

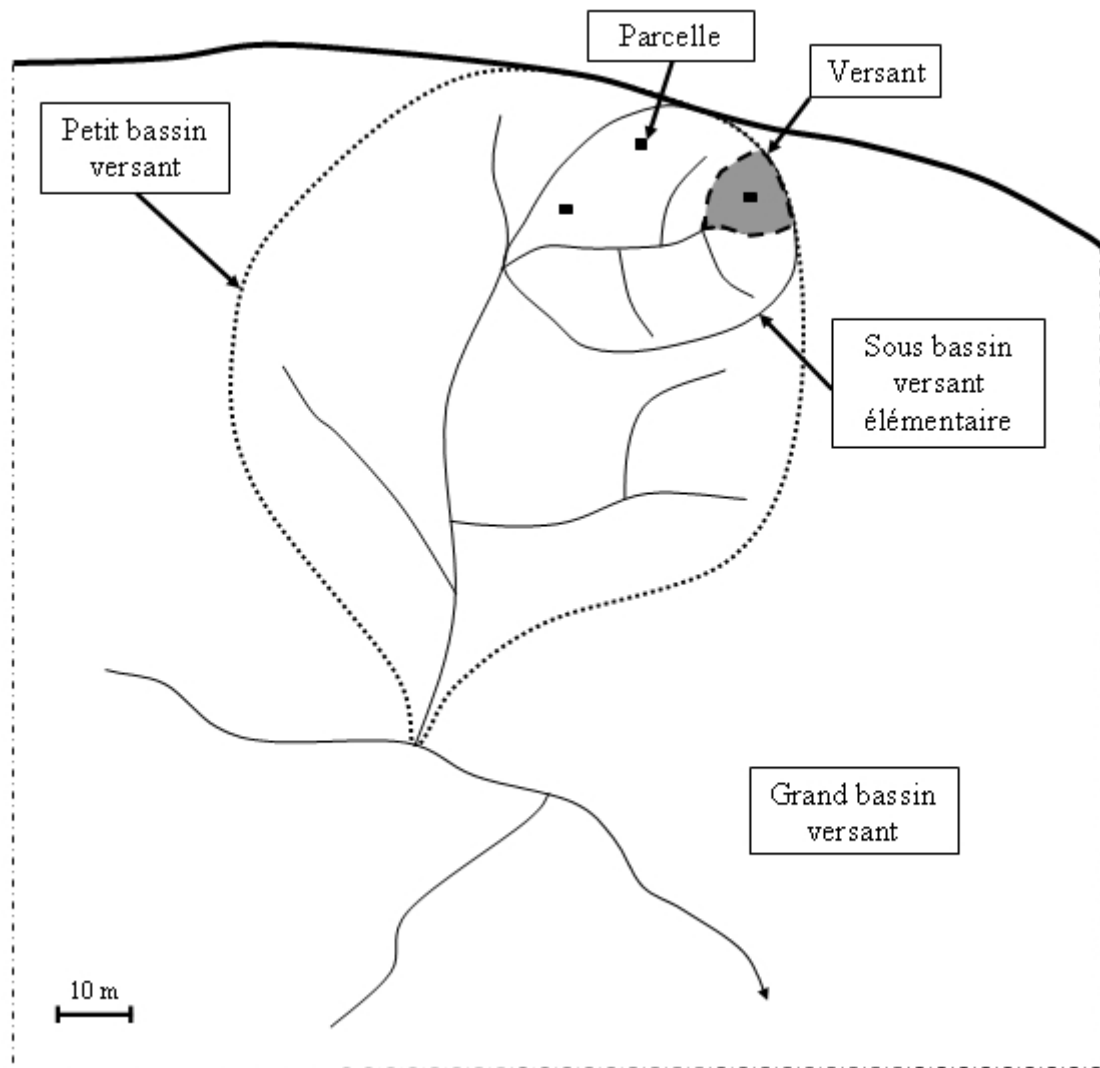


Figure 1.1 : Les échelles spatiales en hydrologie, de la parcelle au grand bassin versant.

1.1 Les échelles fines

1.1.1 La parcelle : 1 m²

Ce niveau d'analyse est le seul en hydrologie où l'on a la possibilité d'observer directement les caractéristiques locales du terrain et les processus hydrologiques fins. La parcelle retenue est décrite en détail et certaines propriétés du terrain sont mesurées : état de surface, conductivité hydraulique, porosité... Ces mesures sont faites au laboratoire ou in situ. Au moyen de dispositifs expérimentaux adaptés, les processus hydrologiques tels que l'infiltration, la rétention ou le ruissellement, sont observés, caractérisés puis quantifiés. A cette échelle, on peut observer directement les deux processus principaux de génération du ruissellement :

- dépassement de la capacité d'infiltration du sol par l'intensité des pluies ;
- saturation du profil du sol empêchant toute infiltration supplémentaire d'eau.

L'observation des processus hydrologiques se fait généralement sous pluie naturelle ou sous pluie simulée. Pour simuler des pluies un matériel spécifique est nécessaire. L'utilisation de ce matériel ne peut se faire que localement.

Outre un éventuel simulateur de pluie, un dispositif expérimental au sol est nécessaire pour non seulement délimiter la parcelle mais aussi collecter et mesurer les volumes ruisselés ou les volumes de matière solide érodés. Ces dispositifs sont souvent lourds à mettre en place et leur utilisation ne peut pas se généraliser à l'ensemble d'un versant ou d'un bassin versant (Hoeg *et al.*, 2000).

Néanmoins, là où de tels dispositifs sont mis en œuvre, toutes les conditions expérimentales sont maîtrisées. Les caractéristiques physiques de la parcelle sont également observées, mesurées et donc connues. Il y a à cette échelle d'analyse une complémentarité entre les mesures in situ et les mesures en laboratoire. L'objectif recherché est la compréhension de la physique des processus hydrologiques. Ce qui est découvert, décrit et/ou mis en équation à cette échelle est fondamental en hydrologie parce que c'est le seul moyen possible d'observer et de comprendre les processus fins.

Malheureusement, la parcelle expérimentale est souvent déconnectée du reste du versant ou du bassin et notamment de l'amont. De plus, si un paramètre est modifié (pente, état de surface, positionnement de la parcelle par rapport aux strates géologiques...), la variabilité des réponses mesurées entre 2 parcelles voisines peut être très forte et les résultats peuvent changer radicalement. Mathys *et al.* (2004) montrent ainsi que, suivant la pente des parcelles et leurs inclinaisons par rapport aux strates du terrain naturel, les réponses changent de manière significative entre parcelles voisines. Des expériences menées sous pluies naturelles et sous pluies simulées leur ont également permis de montrer que l'état de surface de chaque parcelle influençait beaucoup la génération des écoulements de surface.

Par conséquent, le domaine de validité des résultats obtenus à l'échelle de la parcelle reste limité. L'extension de ces résultats soulève le problème de la représentativité des parcelles par rapport aux versants ou aux bassins dans leur ensemble (Weingartner *et al.*, 2003). En outre, l'extrapolation à tout un bassin d'un paramètre physique mesuré localement pose aussi de nombreuses difficultés pratiques et méthodologiques : la dimension caractéristique des paramètres tels qu'ils sont mesurés sur le terrain est incompatible avec la dimension du bassin (Estèves, 2003).

Sur des terrains de montagne, des chercheurs suisses ont mis en place un schéma d'aide à la compréhension des différentes contributions aux écoulements dominants sur une parcelle donnée (Naef *et al.*, 2002 ; Scherrer & Naef, 2003). Leur approche est basée sur un suivi de l'eau précipitée lors de pluies intenses simulées, en fonction des propriétés physiques et structurelles de chaque couche de sol, de la surface jusqu'au bedrock. Ils considèrent qu'à l'échelle de la parcelle la macroporosité et les chemins préférentiels pour l'écoulement jouent un rôle très important. Ils proposent enfin de relier les caractéristiques locales d'une parcelle à un processus de génération du ruissellement et à un type d'écoulement principal. Selon Naef *et al.* (2002), le nombre de types principaux de réponse des parcelles se limitent à 3 : une réponse rapide, une réponse retardée et une réponse différée. Les proportions et répartitions de ces types de réponse sur une parcelle sont directement fonction de la nature des sols et du couvert végétal.

La parcelle expérimentale correspond à une échelle d'analyse où il est possible d'observer les processus hydrologiques. Le domaine de validité des résultats est limité à la parcelle elle-même. Ce sont finalement les méthodes qui sont transférables d'une parcelle à une autre plus que les résultats eux-mêmes. En revanche, ces résultats sont indispensables à la

compréhension des mécanismes fins et sont exploitables en traduisant les informations physiques locales en informations qualitatives.

1.1.2 Le versant : 10 à 100 m²

Pour reconnecter la parcelle avec l'amont, on passe à l'échelle du versant. Ce travail à l'échelle du versant permet d'ailleurs de différencier le fonctionnement du bassin de l'amont vers l'aval (Grésillon, 1994). La démarche est toujours expérimentale avec des mesures sur le terrain d'humidité, de conductivité hydraulique, de rugosité superficielle, de suivi des niveaux piézométriques, des écoulements de surface...

En parallèle à ces mesures, des modélisations des différents écoulements peuvent être développés en utilisant les équations de l'hydrodynamique des sols. Dans ce cas, on modélise les processus hydrologiques observés in situ et on utilise des modèles à base physique.

D'autres méthodes d'analyse sont également possibles. Elles font appel par exemple à des techniques de traçages isotopiques ou géochimiques. A l'échelle du versant, en connaissant les apports de pluie et la composition chimique des précipitations, on peut suivre les différentes contributions aux écoulements. De cette manière, ce sont les chemins de l'eau à l'échelle d'un versant qui sont caractérisés (figure 1.2).

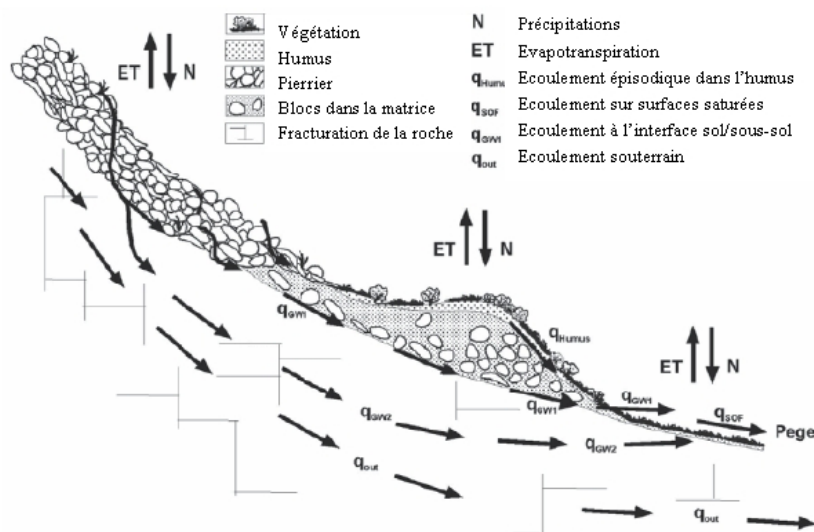


Figure 1.2 : Exemple des contributions des différentes couches de sol à l'écoulement dans le cas d'un versant instrumenté sur un bassin alpin autrichien (Kirnbauer *et al.*, 2004).

Comme pour la parcelle, le domaine de validité des résultats est restreint. Les résultats ne seront pas transférables en l'état d'un versant à un autre. L'exposition à la pluie, au vent et au soleil explique en partie cela. Ces éléments climatiques interviennent sur l'état de surface du versant et sur la quantité de pluie vue par le sol (Orlandini & Lamberti, 2000). De ce fait, on peut enregistrer des résultats très différents entre deux versants opposés d'un même bassin. Sur la figure 1.3, il apparaît que, à intensité de pluie et infiltration égales, la configuration 3 est la plus propice à produire du ruissellement de surface.

En revanche, à ce niveau d'analyse aussi, il est possible de traduire les informations locales en terme de caractéristiques plus générales de réponse des versants. Cela permet notamment de proposer des contributions principales à l'écoulement total. En fait, on définit des chemins principaux de l'eau dans le bassin versant.

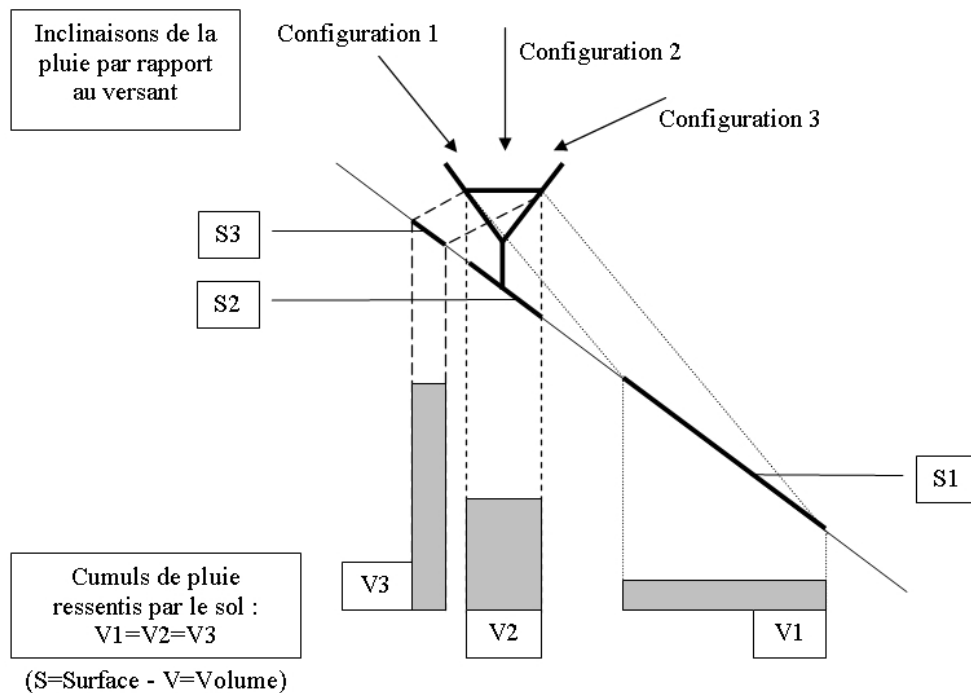


Figure 1.3 : Influence de l'inclinaison de la pluie par rapport au versant sur le cumul de précipitation mesuré au sol (Ambroise, 1999).

1.1.3 Conclusion

Aux échelles fines, on pratique des sciences expérimentales. On observe la physique des phénomènes. Les recherches sur les processus hydrologiques menées à l'échelle de la parcelle ou du versant sont utiles et nécessaires pour acquérir une connaissance experte du fonctionnement des parcelles et des versants (Dangol *et al.*, 2002). Les informations ainsi obtenues peuvent ensuite être incorporées à des modèles pluie-débit à base physique.

Cependant, l'hétérogénéité des propriétés des parcelles et des versants limite l'extension à l'échelle d'un bassin des informations collectées localement. Ce sont souvent davantage les méthodes utilisées que les résultats obtenus qui sont transposables d'une parcelle ou d'un versant à l'autre.

Les informations collectées aux échelles fines peuvent néanmoins être utilisées de manière qualitative pour caractériser le fonctionnement d'un versant ou d'un petit bassin versant. Scherrer *et al.* (2002) proposent par exemple d'observer à l'échelle de la parcelle les caractéristiques du terrain : pédologie, géologie, topographie et occupation de l'espace. Ces caractéristiques sont ensuite traduites sous la forme de processus principaux de génération des écoulements. A l'échelle du versant, les informations qualitatives collectées sur les parcelles sont utilisées conjointement avec la connaissance du profil en long du versant pour caractériser le fonctionnement hydrologique du versant étudié.

Comme la surface introduit un effet de moyenne des réponses de toutes les parcelles, ce transfert des informations vers des échelles supérieures est vite limité. Il n'est en tous cas pas possible d'interpréter la réponse d'un grand bassin versant (100 à 1000 km²) comme l'intégration à l'exutoire des réponses de toutes les parcelles qui composent ce bassin. Les analyses aux échelles fines et grandes sont d'ailleurs déconnectées l'une de l'autre. Les méthodes utilisées et les résultats obtenus sont très différents.

1.2 Les grandes échelles

A l'échelle des grands bassins versants (100 à 1000 km²), nous ne sommes plus dans l'expérimentation in situ ou en laboratoire. L'explication physique des phénomènes ne peut plus être donnée. Un effet de moyenne des processus introduit un brouillage qui empêche la lecture du fonctionnement des grands bassins versants directement à partir des données disponibles (Kirkby, 1993). Les données elles-mêmes ont changé de nature. Ce ne sont plus l'infiltration, la rétention et le ruissellement qui sont observés et mesurés mais le débit à l'exutoire du bassin. Le débit est la variable intégratrice de tout ce qui a généré l'écoulement dans le bassin versant.

L'avantage de cette échelle est qu'on y possède souvent des chroniques de données plus nombreuses et plus longues qu'aux autres échelles. De ce fait, à partir des mesures de débit à l'exutoire, il est possible de comparer les bassins entre eux. Il est également possible d'utiliser des outils statistiques pour définir les débits de différentes périodes de retour.

Si on s'intéresse à la réponse du bassin versant, l'étude de la relation pluie-débit remplace l'observation in situ des processus. En revanche, compte tenu de la surface, la définition de la pluie représentative de la pluie de bassin est problématique. D'après Bois (1991), il existe trois types principaux d'épisodes pluvieux :

- les précipitations de convection ;
- les précipitations orographiques ;
- les précipitations frontales.

Les précipitations orographiques et frontales présentent des intensités plus faibles que les pluies convectives. En revanche, les durées des épisodes et les cumuls précipités sont plus élevés. L'extension de ces précipitations est également plus importante. Les diamètres des systèmes orographiques et frontaux sont de l'ordre de 100 km ou plus, contre environ 10 km pour les systèmes convectifs.

Les gammes de taille des cellules pluvieuses impliquent que pour un orage on peut n'observer que la réponse d'une partie d'un grand bassin versant. En outre, la variabilité de la pluie peut être très importante selon la localisation du bassin et selon l'endroit où l'on se trouve dans le bassin : en plaine, en zone de piémont ou sur les crêtes. Ainsi, Givone & Meignien (1990) ont montré à partir de données pluviographiques du nord des Alpes françaises que l'intensité était en général plus importante sur les crêtes que dans les fonds de vallées, du fait de l'augmentation de l'humidité relative avec l'altitude. Dans les Cévennes, Bois *et al.* (1997) ont montré quant à eux que les risques de fortes pluies sur des pas de temps courts, de l'ordre de 1 à 2 h, se situaient aux pieds des reliefs et que les noyaux de fortes pluies se déplaçaient vers les crêtes pour les pas de temps plus élevés.

Par conséquent, à l'échelle des grands bassins versants, la variabilité spatiale du champs de pluie est très marquée (Obled, 1999). L'utilisation d'un poste pluviographique unique pour un bassin de 100 à 1000 km² est presque impossible. Il faut donc en utiliser plusieurs. A ce moment-là, pour définir la pluie de bassin, des méthodes particulières sont nécessaires pour passer d'une information ponctuelle sur la pluie à une information spatiale. On pense par exemple à la méthode des polygones de Thiessen (Braud *et al.*, 1999), aux méthodes du krigeage et du cokrigeage (Haberlandt, 1998 ; Wotling *et al.*, 2000 ; Arnaud & Emery, 2000 ; Anquetin *et al.*, 2001) ou à la cartographie du champ de pluie à partir d'une analyse en composantes principales du relief (Benichou & Le Breton, 1987).

Une fois que la variable pluie est connue, la démarche d'analyse est complètement différente de celles utilisées aux échelles fines. Auparavant, on observait puis on traduisait la physique en équation et en modèle. A l'échelle des grands bassins versants, des hypothèses sont proposées pour expliquer le mode de fonctionnement global du bassin. Ces hypothèses sont ensuite testées puis vérifiées a posteriori en comparant les écoulements observés avec les écoulements calculés à partir des hypothèses initiales. Le fonctionnement hydrologique des bassins est ainsi conceptualisé. Si les concepts de départ sont insuffisants, on en ajoute progressivement d'autres (Perrin, 2000).

Souvent, les structures des modèles conceptuels auxquels on aboutit de cette manière reproduisent les mêmes apports que ceux mis en évidence aux échelles inférieures avec un écoulement de base, un écoulement lent et un écoulement rapide. Mais à cette échelle, le lien avec les processus physiques ne peut pas être vérifié. Par exemple, on peut considérer qu'un réservoir représente une couche de sol. Un échange entre un réservoir représentant une couche de sol de surface et un réservoir représentant une couche de sol située immédiatement sous la précédente est alors interprété comme l'infiltration et la percolation de l'eau dans le sol. La plupart du temps ces interprétations sont insatisfaisantes. Trop de réponses disparates des éléments d'échelles inférieures sont moyennées à l'exutoire. La structure d'un modèle correspond donc davantage à une vue de l'esprit qu'à une réalité physique.

En revanche, les modèles conceptuels peuvent permettre de définir un jeu de paramètres représentatif de la réponse du bassin d'après la structure du modèle retenu. Dans ces conditions, il suffit de modifier les épisodes pluvieux pour voir évoluer la réponse de l'ensemble du bassin versant. Cela peut être très utile dans le cadre de la prédétermination des débits, de la prévision des crues et de la gestion de la ressource en eau ou des changements climatiques globaux (Ambroise, 1999). C'est d'ailleurs à cette échelle que ces problèmes sont abordés.

1.3 Les échelles intermédiaires

A la jonction entre les deux échelles spatiales précédentes se trouve celle des petits bassins versants : leurs surfaces variant entre 0,1 ha et 1000 ha.

Comme les grands bassins versants, ce sont des systèmes hydrologiques complets présentant une connexion entre l'amont et l'aval et une intégration des processus de versant à l'exutoire. Par rapport aux échelles fines, on note l'apparition d'un chenal d'écoulement et d'un transfert des écoulements dans ce chenal.

L'échelle des petits bassins versants est trop grande pour que les méthodes d'analyse in situ et en laboratoire utilisées aux échelles fines soient applicables. L'échelle des petits bassins versants est aussi trop petite pour que les outils et méthodes issus des grands bassins versants soient applicables sans une vérification préalable. Cette vérification n'est pas toujours effectuée (Jarret, 1990 ; Vogt *et al.*, 2002).

Par rapport aux grands bassins, les données sont souvent rares. Par conséquent, les outils statistiques sont inutilisables. En revanche, les petits bassins versants présentent deux avantages fondamentaux par rapport aux grands bassins :

- même s'il y a des variations locales de la pluie, cette variabilité spatiale correspond à un bruit interne au sein d'une cellule pluvieuse (Obled, 1999). Dans le cas des petits bassins versants, l'hétérogénéité spatiale des pluies peut être négligée (Gaume, 2002) ;

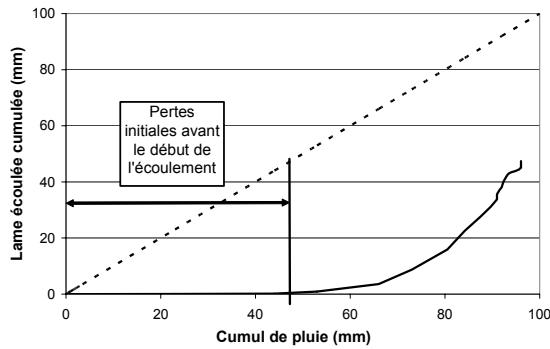
- la surface plus réduite des bassins induit peu de perturbations sur le système. L'effet de moyenne des processus à l'exutoire est moins marqué.

Ces deux particularités ont pour conséquence que la pluie de bassin peut être estimée à partir de la pluie ponctuelle. En outre, comme le rappelle Kirkby (1993), il n'existe pas des millions de types différents d'hydrogrammes de crues. Cet outil est pratique et simple pour décrire le fonctionnement d'un bassin versant considéré comme un assemblage de parties interagissant entre elles. Par conséquent, l'analyse de la relation pluie-débit à l'échelle des petits bassins versants peut se faire directement à partir des données. Ces données sont analysées sous forme de courbes. C'est ce que l'on appelle l'analyse directe. Un exemple des trois types de courbes utilisées est donné à la figure 1.4.

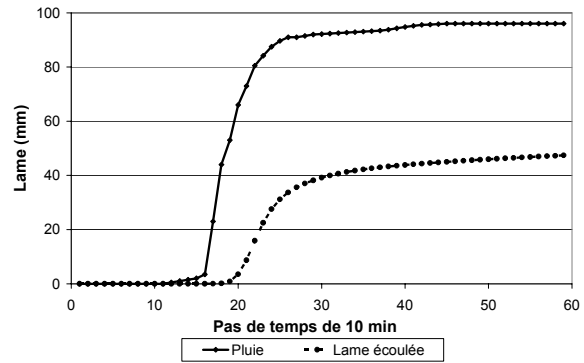
A partir de ces courbes, nous pouvons visualiser le déroulement d'une crue. A titre indicatif, les écoulements des petits bassins versants torrentiels sont caractérisés par des seuils de déclenchement aussi bien en intensité de pluie qu'en cumul. Le seuil fonction de l'intensité de la pluie détermine la vitesse de la réponse du bassin (Weingartner *et al.*, 2003) ; le seuil fonction du cumul de pluie détermine le début de l'écoulement (Borges, 1993). Ces seuils varient d'un bassin versant à l'autre en fonction de caractéristiques physiques propres à chaque bassin. D'une crue à l'autre, ils sont fonction des caractéristiques de la pluie et de l'état de saturation initial du bassin (Cosandey, 1999).

A partir de l'analyse de la courbe (a) par exemple, le seuil de déclenchement de la crue est visualisé directement. C'est ce que nous avons appelé les pertes initiales avant le début de l'écoulement. Sur les petits bassins versants, on observe de cette façon le seuil de déclenchement de l'écoulement. Cependant, on ne peut pas l'expliquer de la même manière qu'aux échelles fines, en traduisant cette observation au moyen d'un processus physique fin. Mais, à partir des informations qualitatives issues des échelles fines, il est possible de relier ce fonctionnement observé sur les courbes de pluie et de débit avec des caractéristiques physiques simples du petit bassin versant élémentaire (pente, surface, forme, rugosité...).

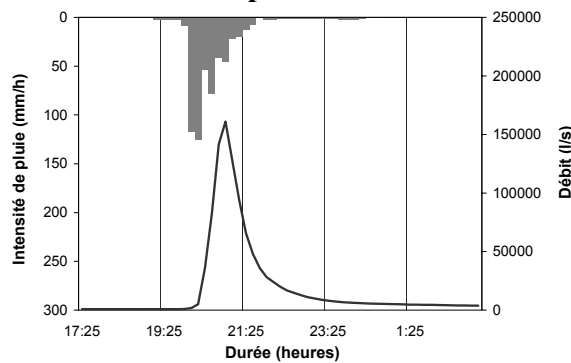
Par ailleurs, il existe une gradation dans les échelles des petits bassins versants. On distingue notamment le sous-bassin versant élémentaire (1000 m²) du petit bassin versant (1 à 10 km²). C'est ce dernier qui nous intéresse. En passant du sous-bassin versant élémentaire au petit bassin versant, le transfert intervient progressivement dans la transformation pluie-débit. Des études menées sur les bassins versants de Draix gérés par le Cemagref de Grenoble montrent par exemple qu'à une échelle de 0,1 ha, les phénomènes hydrologiques sont peu perturbés par le transfert dans le bassin. Sur le bassin de la Roubine (1330 m²), Cras *et al.* (2003) enregistrent un temps de transfert d'environ 5 min. Une analyse isotopique de l'élément ¹⁸O montre que l'écoulement est composé essentiellement d'eau de l'événement. Sur le bassin versant du Moulin (8 ha), le temps de transfert est plus long. Il atteint environ 15 minutes. En outre, Cras *et al.* notent que la lame écoulée correspond à un mélange entre une eau ancienne et la pluie de l'événement. Enfin, à l'échelle du bassin versant du Laval (86 ha), avec des valeurs comprises entre 20 et 30 minutes, le temps de transfert est encore plus long. A notre connaissance, aucun résultat n'est disponible à cette échelle concernant le mélange des eaux. Compte tenu des résultats précédents, on peut penser que la proportion d'eau ancienne augmente.



(a) Lame écoulée cumulée en fonction du total de pluie cumulée



(b) Lames cumulées en fonction du temps



(c) Couple averse-crue

Figure 1.4 : Crue du 20 septembre 1983 sur le bassin versant de la Lézarde (Martinique).

Le bassin auquel se réfèrent ces courbes sera présenté au chapitre II. La crue sera analysée plus en détail au chapitre III.

Un autre exemple des conséquences de l'augmentation de la surface sur les phénomènes hydrologiques de bassin nous est fourni par Borges (1993). A l'échelle de la Roubine, le transport solide s'explique statistiquement en fonction du cumul de pluie et de l'intensité de la pluie de l'événement. A l'échelle du Laval, il faut ajouter à ces deux variables le débit de pointe. L'étude de Borges montre aussi les effets de l'échelle spatiale sur les petits bassins. Dans son cas, le débit de pointe est une variable intégratrice des effets du transfert dans le bassin versant. Cette étude illustre la nécessité d'analyser l'hydrogramme pour comprendre le déroulement de la crue à l'échelle du km^2 .

1.4 Conclusion

Lorsque l'échelle spatiale d'analyse augmente, on passe de l'observation et de l'expérimentation à la conceptualisation du fonctionnement hydrologique des surfaces étudiées (tableau 1.1). Le transfert d'information d'une échelle à l'autre, par agrégation ou désagrégation, est une question encore loin d'être résolue en hydrologie. Aux échelles fines, les théories disponibles sont élaborées pour des milieux idéaux continus et homogènes. Or, le terrain naturel est très hétérogène. Il n'est pas démontré que les théories développées aux échelles fines soient applicables aux grandes échelles (Ambroise, 1999). De toute façon, les variables étudiées et les formulations théoriques utilisées pour décrire les phénomènes ne sont pas les mêmes.

Quelques approches multi-échelles du fonctionnement d'un bassin versant existent. De telles études sont généralement lourdes à mettre en place. En revanche, l'association de plusieurs techniques d'analyse suivant la surface correspondante permet une meilleure compréhension de la réponse hydrologique du bassin versant étudié (Joerin *et al.*, 2002). Cela permet aussi de proposer une conceptualisation possible du bassin qui sera mieux adaptée qu'une conceptualisation choisie a priori dans la littérature.

Dans le cas des petits bassins versants, nous pourrions essayer de proposer une conceptualisation de la réponse des bassins à partir des résultats obtenus en analysant les courbes de la figure 1.4.

Enfin, il existe deux zones de transition séparant d'une part les échelles fines (parcelle et versant) des petits bassins versants et d'autre part les petits bassins versants des grands bassins versants. Pour l'instant, dans le cadre de notre étude, nous ne pouvons qu'indiquer des ordres de grandeur correspondant aux zones de transition. Les variations de surface des objets étudiés d'une échelle à l'autre sont certainement beaucoup plus lisses. Néanmoins, Peteuil & Adam (2004) situent la zone de transition entre les petits bassins versants et les grands bassins versants autour d'une surface de 20 km². L'étude de Peteuil & Adam menée sur 75 bassins versants pyrénéens, dont les surfaces varient de 2 à 500 km² environ, confirme l'ordre de grandeur de la dizaine de km² retenu ici.

Tableau 1.1 : Echelle spatiale et méthode d'analyse.

Echelles spatiales	Méthodes d'analyse	Résultats
Parcelle : 1 m ²	Observation in situ ou au laboratoire	Caractérisation des processus physiques fins
	Expérimentation de terrain	Modélisation théorique et à bases physiques des processus
	Analyse des propriétés physiques du milieu	Transfert d'une parcelle à l'autre des dispositifs expérimentaux
Versant : 10 à 100 m ²	Expérimentation de terrain	Caractérisation des processus de versant
	Extension des résultats obtenus à l'échelle de la parcelle	Mise en évidence des chemins de l'eau
Sous-bassin versant élémentaire : 1000 m ²	Utilisation de variables intégratrices des processus physiques	Etude d'un système hydrologique complet non perturbé par les effets de moyenne à l'exutoire des bassins des processus physiques à l'origine des crues
	Lecture des données pluie-débit : analyse directe	
Petit bassin versant : 1 à 10 km ²	Utilisation de variables intégratrices des processus physiques	Etude d'un système hydrologique complet non perturbé par les effets de moyenne à l'exutoire des bassins des processus physiques à l'origine des crues
	Lecture des données pluie-débit : analyse directe	Importance progressive de la surface sur les effets du transfert dans le bassin versant
Grand bassin versant : 100 à 1000 km ²	Analyse statistique des débits à l'exutoire des bassins (besoin d'un grand nombre de données généralement disponibles)	Prédétermination des débits de crue
	Conceptualisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants.	Prévision des crues
	Pas d'analyse directe des données	Gestion de la ressource en eau

2 Les petits bassins versants torrentiels

Les bassins versants qui nous intéressent dans le cadre de notre étude sont les petits bassins versants torrentiels. Nous venons de préciser ce que nous entendions par « petit ». Il s'agit de bassins versants dont les surfaces varient de 1 à 10 km². Au paragraphe précédent, nous avons mis en évidence les conséquences méthodologiques que présentait cette échelle spatiale d'analyse.

Parmi tous les petits bassins versants, nous nous intéressons plus particulièrement aux petits bassins versants torrentiels. Nous souhaitons donc maintenant présenter ces bassins en fonction des traits communs qui les caractérisent.

Le caractère torrentiel des petits bassins versants renvoie à la définition même du mot torrent : « cours d'eau de montagne, rapide et irrégulier, de faible longueur, plus ou moins à sec entre des crues violentes et brusques » (Dictionnaire Larousse, 2004). Ainsi, la première caractéristique des petits bassins versants torrentiels est leur localisation en zone de montagne. Cette localisation induit une importance particulière des paramètres physiques tels que l'altitude et la pente. La deuxième caractéristique des petits bassins versants torrentiels concerne la nature des crues et des écoulements. Il s'agit souvent d'un mélange d'eau liquide et de transport solide, à des concentrations plus ou moins élevées.

Nous présenterons ces deux caractéristiques principales dans le cas général. Il s'agit pour nous de dresser le portrait du petit bassin versant torrentiel type et de préciser l'impact de certaines caractéristiques physiques et climatiques sur les écoulements et les crues.

2.1 Caractérisation physique des petits bassins versants torrentiels

D'une manière générale, les petits bassins versants torrentiels se composent d'un bassin de réception à l'amont, d'un chenal d'écoulement et d'un cône de déjection à l'aval. Le relief de ces bassins est souvent caractérisé par une différence d'altitude importante entre l'amont et l'aval, par des crêtes pointues et par des chenaux d'écoulement étroits et encaissés. Par ailleurs, les pentes sont fortes. Souvent un bassin versant est considéré comme étant un torrent à partir du moment où la pente moyenne dépasse quelques pour-cent (Meunier, 1999).

2.1.1 L'altitude

2.1.1.1 Altitude et végétation

La végétation est un paramètre physique important des bassins. Suivant sa nature, sa diversité et sa densité, le couvert végétal influence directement le cycle de l'eau au sein des bassins versants (annexe II). La végétation évolue en fonction des conditions climatologiques du milieu. Ainsi, la densité de la végétation diminue avec l'altitude du fait de l'évolution des conditions climatologiques. Si la densité de la végétation diminue, alors les pertes par évapotranspiration et par interception diminuent de l'aval vers l'amont.

Enfin, la nature de la végétation change également avec l'altitude. Des feuillus dans les zones peu élevées, on passe progressivement aux résineux puis à une végétation rase, à mesure que l'altitude augmente (figure 0.1). Cette évolution de la nature du couvert végétal a également une conséquence sur les pertes par évapotranspiration puisque l'évapotranspiration est plus importante pour les feuillus que pour les résineux (Tuzinsky & Gavenciak, 1990).

2.1.1.2 Altitude et pédologie

Les caractéristiques du sol interviennent dans la formation des crues en fonction de leur capacité à stocker l'eau. La formation des sols, et par conséquent leur capacité de stockage, est influencée par l'altitude. Plus l'altitude est élevée, plus les températures sont basses et plus la formation des sols est lente. Weingartner *et al.* (2003) indiquent que la zone à plus fort risque hydrologique se situe entre 1000 et 2000 m d'altitude pour la Suisse. Au dessus, les précipitations sont surtout enregistrées sous forme de neige et de glace ; au dessous, les sols sont plus développés, la végétation également et les pentes sont plus faibles.

2.1.1.3 Altitude et précipitations

L'échelle verticale a une importance particulière sur les précipitations en montagne. Les différences d'altitude entre l'amont et l'aval des bassins agissent sur la nature des précipitations. L'altitude de l'isotherme 0°C conditionne par exemple le rapport entre la pluie et la neige. Cette répartition des précipitations en montagne rend la mesure très difficile (Desurogne *et al.*, 1996). En outre, la neige limite l'accessibilité à certains postes pluviographiques, notamment en hiver.

Une des conséquences des problèmes liés à la mesure des pluies en montagne est que les données y sont souvent rares. De ce fait, la distribution spatio-temporelle, non seulement des précipitations mais également de l'abatement de la pluie en fonction du relief, reste mal connue. Une évolution de la pluviométrie, en terme de cumul et d'intensité, en fonction de l'altitude est généralement constatée (Anselmo *et al.*, 2000). Néanmoins, une extension des réseaux de mesure serait nécessaire pour approfondir ces aspects de l'hydrologie de montagne (Consuegra *et al.*, 1998).

2.1.2 La pente

2.1.2.1 Pente et écoulement

Avec des valeurs moyennes supérieures à quelques pour-cent, les pentes des petits bassins versants torrentiels sont fortes. Ces pentes fortes influencent l'écoulement par le biais de la gravité. Ainsi, elles contribuent à une augmentation des volumes écoulés, par augmentation des apports latéraux, et à une accélération des écoulements dans le réseau de drainage (Anquetin *et al.*, 2001).

Weingartner *et al.* (2003) notent aussi une influence des pentes sur les sols. Ils sont généralement peu développés en zone fortement pentue. De plus, comme le rappellent Bérode *et al.* (1995), les capacités d'infiltration sont souvent faibles dans les zones à forte pente, ce qui contribue aussi à une augmentation des volumes écoulés.

2.1.2.2 Pente et érosion

Les pentes favorisent l'érosion. L'érosion est également liée aux caractéristiques des écoulements et aux caractéristiques des matériaux mobilisables. Quoi qu'il en soit, dès que la pente diminue, les matériaux se déposent.

La végétation peut jouer un rôle de protection des sols contre l'érosion. Les volumes de matériaux érodés sont plus importants dans les zones dénudées que dans les zones couvertes de végétation. Il ne s'agit pas alors d'une opposition entre différents types de couvertures végétales, mais plutôt d'une opposition entre les zones végétalisées (herbacées, arbustives ou forestières) et les zones dénudées (Cosandey *et al.*, 2002).

2.1.2.3 Pente et réseau hydrographique

Les pentes par le biais de l'érosion ont un impact sur la formation du réseau hydrographique. En ce qui concerne les écoulements en crue, la densité et la structure du réseau hydrographique sont importantes. Ces deux caractéristiques dépendent aussi de la nature des terrains et de la forme des bassins :

- la géologie intervient autant au niveau de la sensibilité des matériaux à l'érosion qu'au niveau de la structuration et de l'agencement des roches. La présence d'une faille par exemple constitue généralement une zone de faiblesse ;
- la forme est un élément essentiel du bassin versant. Elle intervient sur l'hydrogramme de crue. Pour un bassin allongé, les temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire sont plus longs que pour un bassin en forme d'éventail. La forme limite la possibilité d'avoir plusieurs drains principaux. Or, on observe une confluence proche de l'exutoire de plusieurs drains principaux plutôt dans le cas des bassins en éventail. Cette configuration contribue aussi à l'accélération de l'acheminement de l'eau à l'exutoire. La forme peut être caractérisée au moyen de l'indice de compacité de Gravélius (Musy & Higy, 2004). Cet indice est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée (figure 2.1). Néanmoins, le calcul de l'indice de compacité de Gravélius dépend de la résolution spatiale des cartes utilisées. La valeur du périmètre augmente lorsque la résolution spatiale est plus fine (Moussa, 1993).

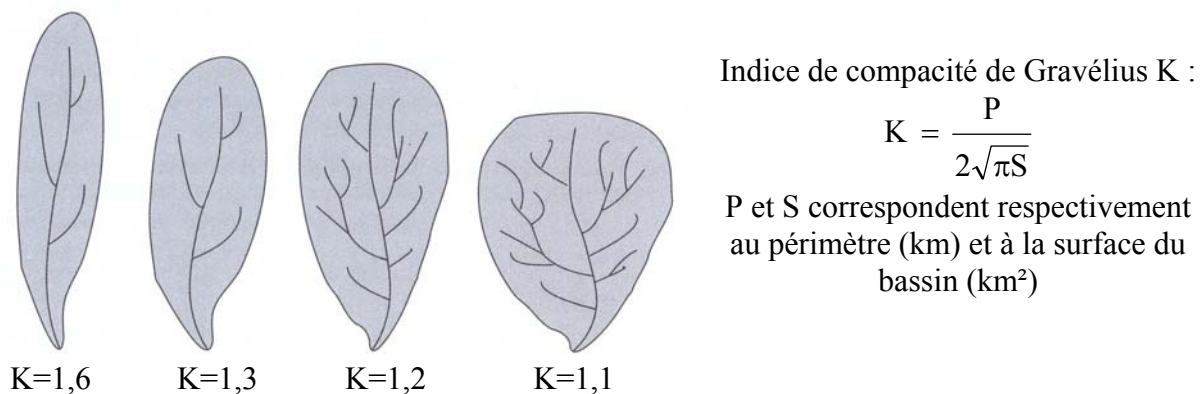


Figure 2.1 : Indice de compacité de Gravélius et forme des bassins (Musy & Higy, 2004).

2.2 Caractérisation hydrologique des petits bassins versants torrentiels

Les caractéristiques décrites au paragraphe précédent sont des caractéristiques moyennes. Il est important d'en avoir connaissance dans la mesure où les petits bassins versants sur lesquels nous travaillons sont des petits bassins versants de montagne. Néanmoins, il faut garder à l'esprit qu'au sein de ces caractéristiques moyennes toutes les variations sont permises (Klemes, 1990).

Il reste maintenant à préciser les caractéristiques torrentielles des petits bassins versants de notre étude. Cela concerne les pluies, les écoulements et les crues.

L'eau en montagne est stockée sous forme de neige et de glace. Nous ne traiterons pas ces aspects qui concernent davantage la gestion de la ressource en eau. Les problématiques ne sont pas les mêmes. Les solutions envisagées, notamment au niveau de la modélisation des écoulements, doivent être adaptées à cet objectif (Lang & Braun, 1990 ; Turcan, 1990 ; Kokkonen *et al.*, 2000). Dans cette étude, nous nous intéressons uniquement aux crues des petits bassins versants torrentiels.

2.2.1 Typologie des pluies à l'origine des crues

Spreafico (2002) rappelle qu'en 1999 en Suisse les crues ont été provoquées par trois types principaux d'événements pluvieux :

- les orages estivaux, brefs et intenses ;
- les longues périodes pluvieuses d'automne ou de printemps ;
- les pluies hivernales enregistrées durant une période de redoux. Les conditions initiales de saturation des bassins sont très élevées. De ce fait, même si les pluies restent faibles en cumul et en intensité, la fonte de la neige explique une part importante de la lame écoulée. Les coefficients d'écoulement peuvent tendre vers 1.

En général, les plus fortes crues sont enregistrées en été, à la suite d'orages brefs et intenses (Braud *et al.*, 1999 ; Weingartner *et al.*, 2003). La grêle est un facteur aggravant. Elle est à l'origine de nombreuses crues fortes mais ses effets sont encore mal connus (Mathys *et al.*, 1999).

Les pluies d'automne et de printemps sont généralement moins intenses et plus longues. En outre, elles peuvent s'accompagner d'une partie précipitant encore sous forme de neige en altitude. La contribution de ces apports aux écoulements est alors retardée (Bérod *et al.*, 1999). Exceptionnellement, si les averses brèves et intenses se produisent en début d'été, la fonte de la neige peut aggraver les effets de la pluie (Drako *et al.*, 1990). La pluie accélère la fonte sur les parties hautes du bassin, ce qui a pour effet d'augmenter les volumes à écouler. Toute l'eau disponible pour l'écoulement ruisselle alors très rapidement sur les sols, saturés par la fonte de neige, ou contribue au débit total sous la forme d'un écoulement hypodermique par effet piston, généralisé à l'ensemble du bassin. Dans ce type de crues, la saturation rend les sols hydrauliquement transparents. Les pertes par infiltration sont quasiment inexistantes. Il en résulte une crue extrêmement importante s'accompagnant d'un transport solide très élevé. Ce fut le cas par exemple en juin 1957 sur le bassin de l'Arc dans la vallée de la Maurienne (Lavabre, 1975 ; figure 2.2).



Figure 2.2 : Crue du 13 juin 1957 sur le bassin versant de l'Arc à Modane.

(URL : <http://www.ac-grenoble.fr/risqmaj/realisations/73/modane/index.htm>)

Tous les petits bassins versants torrentiels ne sont pas sensibles à tous les types d'épisodes pluvieux. Ils ne sont pas non plus sensibles aux mêmes types d'épisodes pluvieux. D'une part, les longues périodes pluvieuses provoquent des crues sur les bassins versants dont les sols possèdent une forte capacité de rétention. La saturation progressive du sol entraîne alors une réaction du bassin. D'autre part, la durée des pluies provoquant les crues les plus importantes varie d'une région à l'autre, en fonction des conditions de forçages climatiques. Quoi qu'il en soit, tous les petits bassins versants torrentiels sont sensibles à la structure fine des

hyétoigrammes, liée non seulement aux intensités et aux cumuls des pluies, mais aussi à la répartition des pluies au cours de l'événement (Mathys *et al.*, 1999).

2.2.2 Écoulements en crue

2.2.2.1 Torrentialité des écoulements

Le caractère torrentiel des petits bassins versants vient surtout de la réponse des bassins aux orages brefs et intenses. Ces réponses sont généralement soudaines et rapides.

Les écoulements des petits bassins versants torrentiels sont caractérisés par des seuils de déclenchement aussi bien en intensité de pluie qu'en cumul (Liener Hegg *et al.*, 2002). Ces seuils varient d'un bassin versant à l'autre en fonction de caractéristiques physiques propres à chaque bassin. D'une crue à l'autre, ils sont fonction des caractéristiques de la pluie enregistrée au début de chaque événement et de l'état de saturation initial du bassin (Borgès, 1993 ; Richard & Mathys, 1999 ; Cosandey, 1999). Cette dépendance des crues vis-à-vis des conditions initiales de saturation et vis-à-vis des caractéristiques physiques et climatiques locales explique la grande variabilité des réponses hydrologiques des petits bassins versants torrentiels.

Les petits bassins versants torrentiels possèdent généralement une dynamique de crue très rapide. Certaines crues liées aux averses brèves et intenses durent moins d'une heure. L'étroitesse des chenaux contribue à l'accélération des écoulements par réduction de la section (Lang *et al.*, 2001). Sur un torrent suisse de 2,6 km² pour une pente moyenne de 50 %, Liener Hegg *et al.* (2002) recommandent l'utilisation d'un pas de temps fin lors de l'analyse des crues.

2.2.2.2 Fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels

A partir des processus théoriques de génération des écoulements décrits brièvement à l'annexe II, Ambroise (1999) rappelle que le fonctionnement réel des versants et des bassins versants est complexe. Il est fonction de l'organisation interne des versants. Cependant, d'après Jordan (1994), on peut admettre qu'un petit bassin versant présente des caractéristiques physiques relativement homogènes. Par conséquent, la variabilité des mécanismes de génération des écoulements est faible.

On a longtemps pensé que la composante principale des crues en montagne était le ruissellement de surface rapide. Ce type de fonctionnement semblait expliquer le fonctionnement hydrologique de nombreux petits bassins versants (Bérod, 1995 ; Cosandey, 1999). Plus récemment, des études menées au moyen d'analyses isotopiques ou géochimiques ont permis de mettre en évidence trois contributions principales à l'écoulement : un écoulement de base, un écoulement lent et différé, de type écoulement hypodermique, et un écoulement rapide, pouvant s'apparenter à un écoulement sur surfaces saturées ou à un écoulement de type hortonien (Putty & Prasad, 2000 [1] et [2] ; Hoeg *et al.*, 2000 ; Naef *et al.*, 2002 ; Scherrer & Naef, 2003).

Ces résultats ont été obtenus sur des petits bassins versants suisses et allemands. Cependant, cette représentation des écoulements ne fait pas appel directement à des processus physiques fins. Les trois contributions principales sont générales et qualitatives. Par conséquent, il semble possible d'étendre cette représentation du bassin à tous les petits bassins versants torrentiels.

Sous cette représentation et pour des événements pluvieux intenses et brefs, on peut s'attendre à ce que l'écoulement rapide soit prépondérant par rapport aux deux autres. En effet, les écoulements des petits bassins versants torrentiels ne sont pas toujours pérennes. Cela limite l'importance de l'écoulement de base. En revanche, pour une succession d'événements pluvieux, la contribution des écoulements hypodermiques peut devenir importante et provoquer une montée des eaux alors que la pluie correspondante n'est pas exceptionnelle. Ce sera surtout le cas pour les longues périodes pluvieuses d'automne, par exemple, ou de manière plus exceptionnelle pour une succession d'orages à des intervalles de temps très courts. La succession des pluies dans le temps accentue effectivement la genèse des crues (Meunier *et al.*, 1995 ; Mathys *et al.*, 1999).

3 Ce qu'il faut retenir des petits bassins versants torrentiels

Grâce à ce chapitre introductif, il est possible de dresser un portrait du « petit bassin versant torrentiel » type :

- sa surface est comprise entre environ 1 et 10 km². Cette gamme d'échelle a deux conséquences principales. D'une part, on peut faire l'hypothèse que les pluies ponctuelles sont représentatives des pluies de bassin. D'autre part, une analyse directe des crues permet d'observer le fonctionnement des bassins en crue. Cette analyse aide à la compréhension et à la formalisation du fonctionnement hydrologique des bassins. En revanche, cette gamme d'échelle ne permet pas une interprétation des résultats observés sous la forme de processus physiques fins ;
- il est situé en montagne. L'altitude et les pentes influencent les caractéristiques géomorphologiques et hydrologiques du bassin ;
- on distingue généralement trois types d'épisodes pluvieux à l'origine des crues : les orages brefs et intenses, les pluies longues et peu intenses enregistrées plutôt à l'automne ou au printemps, les pluies hivernales enregistrées durant une période de redoux ;
- les réponses des torrents aux pluies brèves et intenses sont soudaines. La dynamique des crues est rapide. Les écoulements sont caractérisés par des seuils de déclenchement ;
- trois contributions principales aux écoulements permettent de représenter le déroulement des crues : un écoulement de base, un écoulement lent et différé de type écoulement hypodermique, un écoulement rapide pouvant s'apparenter à un écoulement sur surfaces saturées ou à un écoulement de type hortonien.

Ainsi, il est possible de mettre en évidence les principales caractéristiques des petits bassins versants torrentiels. Néanmoins, il ne faut pas perdre de vue que chaque bassin versant a des caractéristiques et un fonctionnement hydrologique qui lui sont propres. Les bassins versants torrentiels présentent des caractéristiques géomorphologiques très variées, non seulement entre deux bassins, mais également à l'intérieur d'un seul et même bassin. Certains bassins versants ont des réponses très complexes qui s'expliquent essentiellement par la complexité de leur structure.

A titre indicatif, on se souviendra du bassin versant équatorien de 11,2 km² étudié par Perrin *et al.* (2001). La nature volcanique des terrains, notamment dans la partie haute du bassin, permet une forte infiltration en altitude. Les bas des versants peuvent contribuer à l'écoulement par apparition de ruissellement sur surfaces saturées. A l'aval, l'urbanisation réduit les possibilités d'infiltration de la pluie dans le sol. Le coefficient d'écoulement dans la vallée est de l'ordre de grandeur du pourcentage des surfaces urbanisées. Cependant, suivant l'état de saturation des sols naturels avant la pluie, c'est toute la vallée qui peut contribuer à l'écoulement dans la partie aval du bassin.

Cet exemple illustre la complexité des caractéristiques et des phénomènes hydrologiques que l'on peut observer sur un petit bassin versant torrentiel particulier. En outre, la présence des zones urbanisées à l'aval justifie que l'on cherche à connaître et à prédéterminer les débits de crue d'un tel bassin.

Chapitre II :

Présentation des données hydrométéorologiques et des bassins versants

La mesure des pluies et des débits en montagne est complexe :

- en ce qui concerne la pluviométrie, les difficultés sont liées notamment à la nature des précipitations mesurées. Elles sont souvent liquides, à des intensités très variables qu'il peut être impossible de mesurer avec précision, et parfois solides, sous forme de neige ou de grêle ;
- en ce qui concerne les débits, la vitesse et la turbulence des écoulements, les débris flottants et le transport solide, les durées parfois très courtes mises en jeu et les variations du lit rendent la mesure des débits particulièrement délicate (Spreafico, 2002). Les appareils de mesure doivent aussi résister aux crues. Lors des cyclones, il arrive que les équipements des torrents martiniquais soient emportés avec les crues (Guiscafre *et al.*, 1975). Enfin, peu de jaugeages sont effectués lors des crues. Comme ce sont les hauteurs d'écoulement qui sont mesurées, cela implique d'extrapoler les courbes de tarage.

Toutes ces difficultés imposent d'adapter les outils aux conditions du terrain et d'accepter les erreurs de mesure. En outre, le coût de la mesure et de l'entretien des appareils devient vite très élevé. De ce fait, peu d'instituts de recherche ou d'organismes d'état ont instrumenté des petits bassins versants torrentiels. Le recensement des données pluie-débit que nous avons effectué a tout de même permis d'en mettre plusieurs en évidence.

Des données pluie-débit recensées dans la littérature, toutes n'ont pas pu être collectées. Nous avons parfois pris connaissance trop tard de l'existence de certains bassins versants de recherche, notamment en Allemagne et en Autriche (Putty & Prasad, 2000 [1] et [2] ; Hoeg *et al.*, 2000 ; Kirnbauer *et al.*, 2004). Des données pluie-débit collectées, toutes n'ont pas pu être conservées. En effet, pour comprendre le fonctionnement des bassins versants au moyen d'une analyse des couples averse-crue, des chroniques de pluie et de débit enregistrées sur le même site sont nécessaires. Or, certaines données sont souvent parcellaires. La pluie peut être mesurée par un organisme et les débits par un autre, sans correspondance entre les périodes de mesure et/ou les sites retenus pour l'implantation des postes.

Nous présentons ici l'ensemble des données qui ont pu être collectées dans le cadre de cette étude et qui sont exploitées par la suite. Les caractéristiques physiques et hydrologiques générales rappelées au chapitre précédent seront ainsi illustrées par des exemples précis. La présentation des bassins versants ou des groupes de bassins versants évoluera en fonction des informations et des références bibliographiques disponibles.

Toutes les données ont été critiquées et mises en forme pour en extraire les couples averse-crue utilisées par la suite. Dans tout ce chapitre, les crues sont conservées lorsque des données hydrométriques de bonne qualité sont enregistrées en même temps que les épisodes pluvieux retenus. Un épisode pluvieux correspond à une pluie pour laquelle la pluie journalière atteint ou dépasse 20 mm pendant au moins une journée. Certaines de ces crues seront présentées en guise d'exemple, afin d'appuyer notre propos.

Enfin, lorsque nous mentionnerons la période de retour des pluies ou des débits de pointe de crue, il s'agira de la période de retour estimée selon la formule de Hazen⁴ rapportée au nombre d'années de chaque échantillon (Chow, 1964).

⁴ Dans la formule de Hazen, les individus sont classés par ordre décroissant des pluies ou du débit de pointe. L'individu maximal correspond donc au rang un. La période de retour T est exprimée en fonction de n_{an} , la durée des chroniques de mesure exprimée en nombre d'années, et de i, le rang de chaque individu de l'échantillon :

$$T = \frac{n_{an}}{i - 0.5}$$

4 Données pluie-débit

4.1 Les Bassins Versants Représentatifs et Expérimentaux de Draix

4.1.1 Présentation du site

Les Bassins Versants Représentatifs et Expérimentaux (BVRE) de Draix sont gérés par l'unité « Erosion Torrentielle, Neige et Avalanche » du Cemagref de Grenoble. Les bassins versants se situent à une quinzaine de kilomètres au nord-est de Digne, au sud de la Javie, sur les territoires des communes de Draix et du Brusquet, dans le département des Alpes de Haute-Provence (04). Les bassins versants de Draix s'étagent entre 800 et 1260 m d'altitude, de part et d'autre de la crête de la Blache, à l'est pour le Laval, à l'ouest pour le Brusquet (figure 4.1).

Les BVRE de Draix sont localisés dans une région subissant des influences climatiques alpines et méditerranéennes. Le climat de la région est caractérisé :

- par des étés secs et ensoleillés, atténués seulement par quelques orages brefs et intenses ;
- par des hivers froids et peu enneigés, le gel pouvant sévir de décembre à mars avec un dégel journalier superficiel pour les versants exposés au sud (90 jours de gel par an en moyenne à Digne) ;
- par des cumuls de précipitations maximaux observés au printemps et à l'automne. Les pluies de printemps et d'automne sont régulières avec des intensités modérées.

La géologie des bassins versants est caractérisée par la présence de marnes noires du Callovo-Oxfordien. Cette couche géologique est imperméable et extrêmement sensible à l'érosion. De nombreuses ravines à profil en V, caractéristiques des badlands, apparaissent et disparaissent suivant le ruissellement (Gallart *et al.*, 1997 ; annexe III). Le ruissellement est lui-même conditionné par les cycles de précipitations. En moyenne⁵, au cours d'une année, le cycle de l'érosion des marnes noires se déroule de la façon suivante (Olivier, 1999) :

- en hiver, le gel et le dégel, associés à la fonte de la neige, entraînent la désagrégation des marnes. Les écoulements sont faibles et les marnes s'accumulent dans le lit ;
- au printemps, les premières crues sont très chargées malgré des débits de pointe modestes. Au fil de la saison, on observe une régularisation du cycle décomposition-entraînement ;
- en été, les orages violents sont à l'origine des crues torrentielles. Généralement, le transport solide est important notamment sous forme de matières en suspension (MES) ;
- en automne, le lit est nettoyé. Les MES diminuent et par endroit la roche mère affleure.

Le pourcentage de zones végétalisées est très faible sur le Laval. La végétation se concentre sur les pentes de formation non marneuse. A l'inverse, le pourcentage de zones végétalisées est plus important sur le Brusquet (tableau 4.1, annexe III). Ce bassin présente la particularité d'avoir fait l'objet d'un reboisement complet à la fin du siècle dernier, lors des grandes opérations de restauration des terrains de montagne. La végétation est la seule caractéristique physique significativement différente entre ces 2 bassins versants. Dans leur cas, il est possible d'évaluer l'effet de la couverture forestière sur les crues (Cosandey *et al.*, 2002).

⁵ L'année 1997 est l'exemple d'une année atypique (Olivier, 1999). Le printemps a été peu pluvieux. De ce fait, les lits des cours d'eau sont encore chargés de matériaux au début de l'été. Le comportement du bassin au moment des pluies estivales est caractérisé par un transport solide très important, notamment sous forme de MES, malgré des débits liquides faibles. Le 22 août, le taux de MES a atteint 400 g/l. Cette valeur a été influencée par la nature des précipitations puisque de la grêle a été enregistrée en début d'événement. A la station de mesures, une hauteur d'eau rehaussée par ce taux très élevé de MES a été enregistrée. Le débit de pointe enregistré lors de cette crue est par conséquent sujet à caution.

Tableau 4.1 : Caractéristiques physiques principales des BVRE du Laval et du Brusquet.

	Surface (ha)	Taux de terrain nu (%)	Taux de terrain boisé (%)	Pente moyenne (%)
Laval	86	68	22	58
Brusquet	108	13	87	53

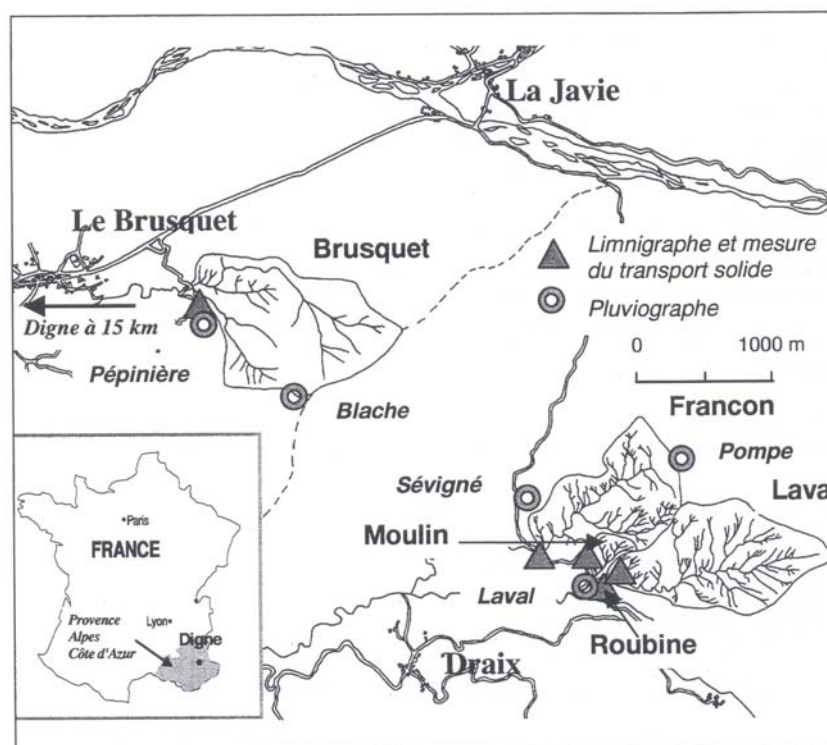


Figure 4.1 : Localisation des BVRE de Draix (Richard & Mathys, 1999).

4.1.2 Le réseau de mesures

Chaque bassin versant est équipé de 2 pluviographes, l'un à l'amont du BVRE, l'autre à l'exutoire. Pour notre étude, nous avons utilisé les pluies mesurées aux postes de Sévigné pour le Laval et de Pépinière pour le Brusquet.

Les hauteurs d'écoulement sont mesurées dans des sections de contrôle ou des canaux auto-jaugeurs. Les données de débit que nous avons exploitées sont enregistrées au moyen d'un flotteur sur le Brusquet et d'un système bulle à bulle sur le Laval. On retiendra que, sur le Laval, le débit réel est souvent surestimé du fait du transport solide⁶.

Toujours dans le cas du Laval, les données débitométriques sont fréquemment manquantes entre décembre et février pour cause de gel. De plus, le canal auto-jaugeur parshall est en débordement à partir de 1800 l/s. Ce débordement rend difficile l'extrapolation de la courbe de tarage pour les valeurs importantes. Les forts débits sont de ce fait un peu surestimés. Néanmoins, la mesure des débits reste plus facile en crue du fait du dispositif et du type d'écoulement. La mesure des faibles débits peut être influencée par des apports d'eau stockée dans la plage de dépôt et s'écoulant après la fin de la crue.

⁶ A titre indicatif, l'abattement sur le débit de pointe varie entre 10 % pour des concentrations de l'ordre de 90-100 g/l et 15-20 % pour des concentrations comprises entre 300 et 400 g/l.

Les plages de données exploitables sont relativement courtes. Ceci est dû à la fois à la mise en place des outils de mesure sur les différents bassins de Draix vers le milieu des années 80, mais également au contrôle en cours des données les plus récentes. Etant donnée la difficulté d'effectuer des enregistrements de bonne qualité, un contrôle systématique des données est nécessaire, surtout pour les débits. Nous disposons tout de même de 53 crues enregistrées entre 1985 et 2000 sur le Laval et de 49 crues enregistrées entre 1987 et 2000 sur le Brusquet.

4.1.3 Pluviométrie des BVRE de Draix

La pluviométrie annuelle est de l'ordre de 900 mm et le nombre annuel moyen de jours de pluie est d'environ 80. Les mois d'avril, mai, septembre et octobre sont en moyenne davantage pluvieux que les autres. A cette échelle de temps, la variabilité de la pluviométrie est relativement faible d'un poste à l'autre. Elle est parfois élevée entre 2 années successives. A l'échelle de la journée, la pluviométrie peut varier fortement entre les pluviographes amont et aval de l'un des bassins versants. La pluie journalière décennale est estimée à 80 mm (Meunier *et al.*, 1995).

Sur l'ensemble de la chronique de pluie de 1987 à 2000⁷, les cumuls de pluie enregistrés sur des durées longues sont du même ordre de grandeur pour les 2 bassins. Sur des durées courtes, les pluies mesurées sur le Brusquet sont généralement plus fortes que celles mesurées sur le Laval (figure 4.2). Ainsi, la pluie maximale horaire décennale est estimée à 35 mm sur le Laval et à près de 45 mm sur le Brusquet. Les différences de pluviométrie entre les 2 bassins sont davantage sensibles pour les événements courts et localisés que pour les dépressions étendues à l'ensemble de la zone.

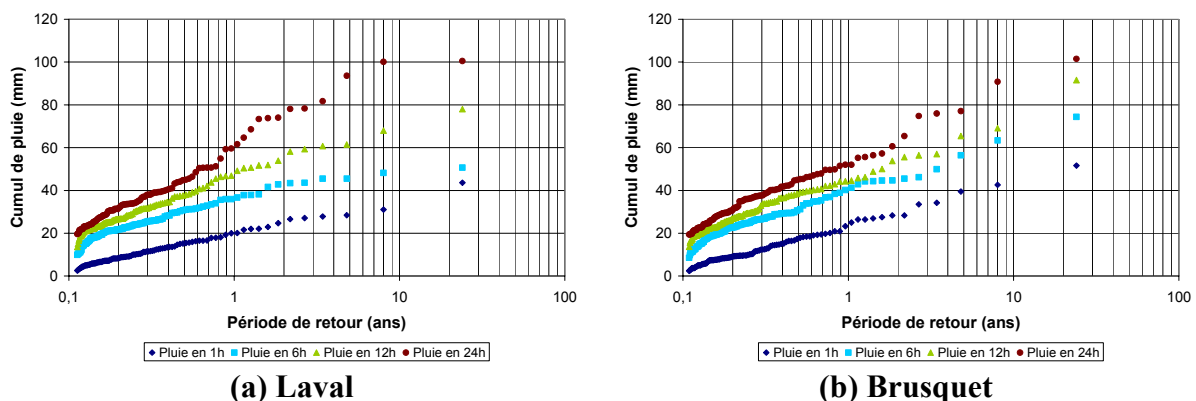


Figure 4.2 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps sur le Laval et le Brusquet.

4.1.4 Hydrométrie des BVRE de Draix

Sur les 2 bassins, les crues les plus violentes sont générées par des pluies orageuses courtes et intenses enregistrées en été ou au début de l'automne. Sur le Brusquet, la saturation progressive des sols peut entraîner des réponses fortes du bassin, comparativement aux autres crues enregistrées. Cette saturation est effective lorsque plusieurs orages successifs se produisent ou lors de longues périodes pluvieuses peu intenses.

⁷ Pour effectuer la comparaison des pluies sur des périodes identiques, nous n'avons pas tenu compte des pluies mesurées sur le Laval en 1985 et en 1986.

Les 2 bassins sont concernés par les mêmes événements, en terme de date, avec des cumuls et des intensités horaires, légèrement plus forts sur le Brusquet. Les différences entre les 2 bassins au niveau des écoulements mesurés sont flagrantes :

- une pluie minimale à partir de laquelle est observé un début de ruissellement a pu être mise en évidence. Elle vaut environ 9 mm sur le Laval contre 25 à 30 mm sur le Brusquet (Borges, 1993) ;
- les volumes écoulés sont plus faibles sur le Brusquet que sur le Laval (figure 4.3) ;
- les débits de pointe sont plus faibles sur le Brusquet que sur le Laval (figure 4.4).

La végétation joue un rôle important pour expliquer les différences entre les 2 bassins versants de Draix. Elle favorise la rétention, ralentit les temps de réponse et atténue les volumes ainsi que les débits de pointe mesurés sur le bassin plus végétalisé du Brusquet (figure 4.5).

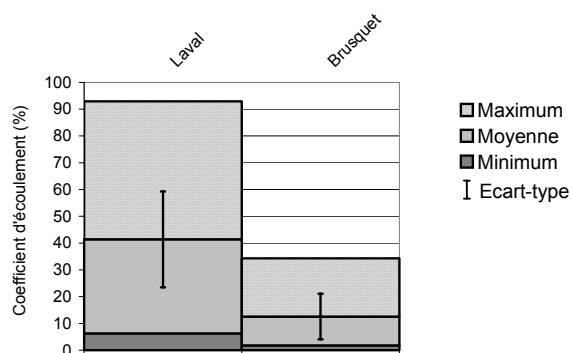


Figure 4.3 : Coefficients d'écoulement des crues du Laval et du Brusquet.

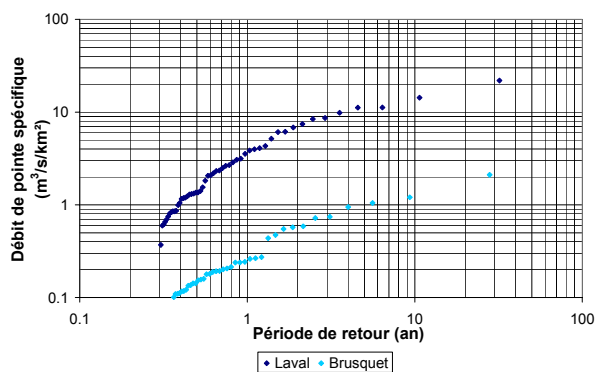
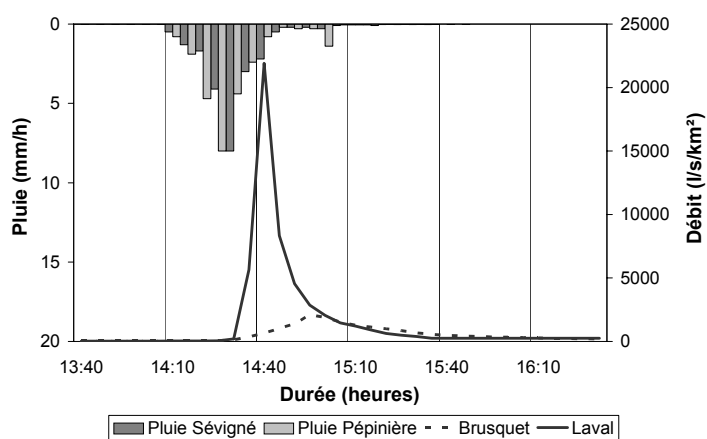


Figure 4.4 : Débits spécifiques de pointe des crues du Laval et du Brusquet.



BVRE	Brusquet	Laval
Temps de montée (mn)	30	10
Lame précipitée (mm)	25,8	25,6
Lame écoulee (mm)	6,1	15
Débit de pointe (m³/s)	2,3	18,8

Figure 4.5 : Exemple de la crue de l'après-midi du 8 septembre 1994.

4.2 Les BVRE du Réal Collobrier

Les BVRE du Réal Collobrier sont gérés par l'unité de recherche « Ouvrages Hydrauliques et Hydrologie » du Cemagref d'Aix-en-Provence. Ils sont instrumentés depuis 1966 et servent de site repère pour l'observation et l'étude du cycle de l'eau en milieu forestier méditerranéen (Marc, 1994 ; Lavabre & Folton, 1995 ; Arnaud 1997).

4.2.1 Présentation du site

4.2.1.1 Situation géographique et relief

Les BVRE du Réal Collobrier sont situés sur la façade méditerranéenne française, dans le département du Var, à l'extrémité ouest du massif montagneux des Maures, à vingt kilomètres au nord-est de Toulon.

Ils sont arrêtés à l'est par une série de crêtes, disposées en arc de cercle et, à l'ouest, par des accidents tectoniques entraînant une disposition en échines allongées est-ouest. La vallée orientée est-ouest est drainée par le Réal Collobrier (figure 4.6). Le bassin dans son ensemble a une forme triangulaire dont les altitudes extrêmes varient entre 80 et 780 mètres. Son altitude moyenne est voisine de 330 mètres pour une surface de 70.6 km². Il comprend 11 sous-bassins versants, emboîtés ou contigus, dont les superficies varient entre 0,7 km² et 29 km². Les pentes des bassins versants amonts atteignent 35%.

4.2.1.2 Géologie et pédologie

Les formations géologiques présentent une orientation sud-ouest nord-est. Les roches sont caractérisées par un métamorphisme décroissant d'est en ouest avec une dominance de gneiss durs et peu altérés au sud-est et en altitude, et de phyllades moins perméables à l'ouest et au nord (Grésillon, 1994). Entre les deux, une série stratigraphique constituée d'amphibolites, de leptynites et de micaschistes vient s'intercaler. Enfin, les terrains qui affleurent sont essentiellement d'origine chrystallophylienne.

En ce qui concerne la nature des sols, quelques formations alluviales existent autour du Réal Collobrier, à l'aval de Collobrières. Sur le reste du bassin, les sols sont de type argilo-sableux, plus ou moins caillouteux. Les épaisseurs varient en fonction de la roche mère et de la topographie. La roche est à nu sur certains flancs abrupts des gneiss ; à l'inverse, l'épaisseur du sol peut atteindre 2 à 3 mètres dans les dépressions des zones alluviales.

4.2.1.3 Végétation

La végétation est caractéristique de la forêt méditerranéenne. En raison de la nature cristalline des sols, la végétation est essentiellement calcifuge. Les châtaigniers occupent les versants arrosés sur lesquels le sol n'est pas dégradé. Les chênes lièges sont présents dans tout le bassin, avec un développement variable selon les expositions, les sols et la pluviométrie. Le maquis (chênes verts, arbousiers, bruyères) se développe sur les sols les plus dégradés. Enfin, une faible partie du bassin principal, représentant entre 2 et 3 % de la superficie totale, est cultivée en plaine (vignes).

4.2.1.4 Climat

Le climat est de type méditerranéen humide avec une sécheresse estivale très marquée, des précipitations avec de fortes intensités en automne et un printemps pluvieux. Ces caractères généraux sont cependant sujets à de fortes fluctuations interannuelles.

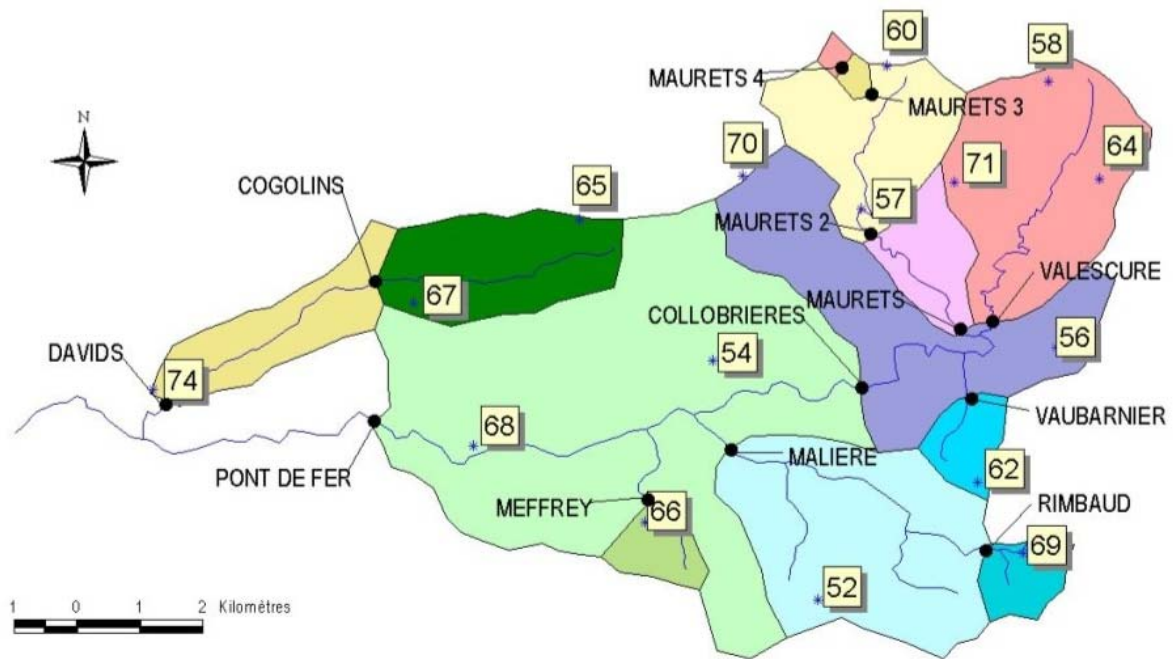


Figure 4.6 : Carte du bassin versant du Réal Collobrier : réseau de mesures pluie-débit et limites des bassins versants (Folton & Narbonne, 2003).

4.2.2 Le réseau de mesures

Le réseau de mesures installé depuis 1966 sur la partie ouest du massif des Maures comporte aujourd'hui 16 postes pluviographiques, 11 stations de contrôle de débit et une station climatologique (tableau 4.2).

Durant la période 1966-1988, les postes pluviographiques étaient équipés de pluviographes à augets basculeurs, dont le cône de réception avait une surface de 2000 cm². L'enregistrement était effectué sur table déroulante à la vitesse de 10 mm/h. Les mesures des limnigraphes à flotteurs étaient enregistrées sur table déroulante à la vitesse de 20 mm/h. Depuis 1989, tous les appareils de mesure sont équipés de centrales CR2M. L'automatisation des mesures permet l'enregistrement sur support informatique, ce qui facilite l'exploitation des données. L'automatisation assure également une acquisition des données de meilleure qualité ainsi qu'une meilleure appréciation des cumuls de précipitation et des lames écoulées sur des pas de temps fin.

De l'ensemble de ces BVRE, seuls les bassins du Rimbaud et du Vaubarnier feront l'objet d'une étude particulière par la suite. Pour cette raison, leurs principales caractéristiques sont rappelées dans le tableau 4.3. Ces deux bassins présentent l'intérêt d'avoir des superficies égales, d'être proches géographiquement et d'être très différents du point de vue des écoulements qui y sont mesurés. Enfin, de tous les petits bassins versants du Réal Collobrier, le bassin du Rimbaud est le seul à présenter des caractéristiques torrentielles.

Tableau 4.2 : Caractéristiques du réseau de mesure (Arnaud, 1997).

N° de la station	Nom de la station	Nom du cours d'eau	Altitude Z(m) Moyenne du bassin	Surface contrôlée (km ²)	Pluviographes	
					Nombre de postes sur le bassin	Numéro du poste représentatif
1	Pont de Fer	Réal Collobrier	336.7	70.6	14	54
2	Collobrières	Réal Collobrier	418.6	29.02	8	71
4	Malière	Ru de la Malière	367.7	12.42	3	52
5	Valescure	Ru de Valescure	466.2	9.22	2	58
6	Maurets 1	Ru des Maurets	452.8	8.48	3	57
7	Vaubarnier	Ru de Vaubarnier	390.9	1.49	1	62
8	Rimbaud	Ru du Destéou	549.5	1.53	1	69
9	Maraval	Ru du Maraval	277.3	9.61	2	67
10	Cogolins	Ru du Maraval	334.1	5.47	1	65
19	Meffrey	Ru du Meffrey	273.8	1.55	1	66
20	Maurets 2	Ru des Maurets	475.3	5.87	2	60

Tableau 4.3 : Caractéristiques des bassins versants du Vaubarnier et du Rimbaud.

N°	Bassins	Superficie (km ²)	Géologie	Pédologie	Végétation	Pluie moyenne annuelle (mm)	Pluie décennale en 24h (mm)
7	Vaubarnier	1.5	Schistes	Type ranker	Chênes lièges	1100	160
8	Rimbaud	1.5	Gneiss	Type ranker	Maquis à 80 % (incendie en 1990)	1100	160

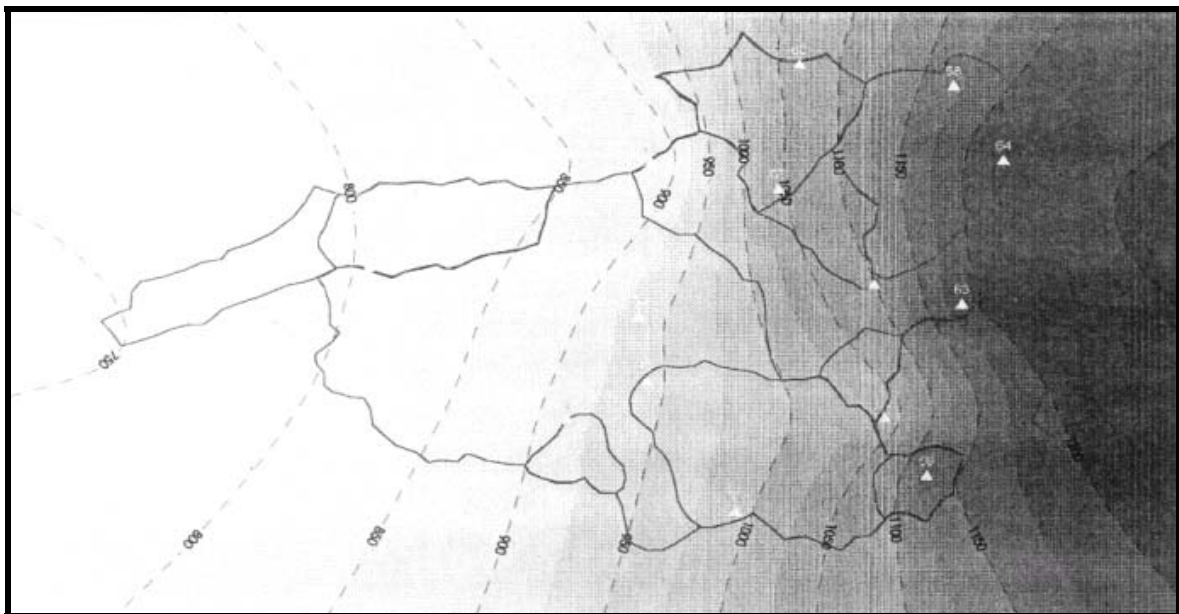


Figure 4.7 : Pluviométrie moyenne annuelle sur les BVRE du Réal Collobrier (Lavabre & Folton, 1995).

4.2.3 Hydrologie des BVRE du Réal Collobrier

L'analyse des courbes isohyètes de la pluviométrie moyenne annuelle fait apparaître une tendance générale d'évolution de la répartition des pluies sur le Réal Collobrier selon un axe est-ouest (figure 4.7). La pluviométrie maximale est enregistrée sur le pourtour du bassin correspondant à la ligne des crêtes. De la crête, les valeurs des pluies décroissent vers l'ouest de 1200 à 750 mm.

Les fluctuations de la pluviométrie moyenne annuelle sont fortes. Par exemple, la distribution des pluies de 1966 à 1987 est caractérisée par des hivers et des automnes très pluvieux ainsi que par des étés secs. A l'inverse, avec une pluviométrie annuelle déficitaire, les années 1988 à 1992 présentent systématiquement une sécheresse hivernale très marquée (Lavabre & Folton, 1995).

Les précipitations observées en été ont généralement un caractère orageux. Les précipitations enregistrées en automne présentent des cumuls de pluie horaire pouvant atteindre 50 ou 60 mm. La présence de crêtes marquées sur le pourtour du bassin versant refroidit l'air humide venant de la mer. L'air est obligé de s'élever sous la poussée des vents dominants de secteur est lors des pluies. Ceci favorise les fortes précipitations en automne.

En règle générale, la distribution des écoulements au cours de l'année met en évidence des écoulements plus forts en hiver et pratiquement nuls de juillet à septembre. Lors de la période de réhumectation des sols de septembre à décembre, les écoulements restent faibles malgré une pluviométrie importante (Lavabre & Folton, 1995). Les écoulements moyens annuels sont caractérisés par une forte variabilité. Ils vont de 145 mm sur le bassin de Cogolins à 658 mm pour celui de Davids. La pluviométrie n'explique qu'en partie ces fluctuations. Elles sont également liées à la géologie, à l'état plus ou moins altéré de la roche, à la profondeur des sols et à l'occupation de l'espace.

Ces différences de comportement hydrologique sont aussi sensibles en crue. Pour les bassins versants du Rimbaud et du Vaubarnier, la crue du 3 octobre 1973, par exemple, est remarquable (figure 4.8). Le débit de pointe et le volume écoulé durant cette crue sont 5 fois plus grands sur le Rimbaud que sur le Vaubarnier, pour une pluie de l'ordre de 93 mm sur les 2 bassins. Ces variations peuvent être expliquées en partie par les paramètres physiques descriptifs des bassins versants :

- le Rimbaud est un bassin dont la végétation est essentiellement constituée de maquis arbustif assez peu dense avec prédominance de sols nus. Sa géologie est constituée entièrement de gneiss ;
- à l'inverse, le Vaubarnier est couvert de châtaigniers implantés dans des sols assez profonds, plutôt schisteux.

A la suite de l'incendie du mois d'août 1990 qui a particulièrement touché le bassin versant du Rimbaud, brûlé à près de 80%, les différences entre ces 2 bassins étaient encore plus marquées. L'analyse des écoulements après l'incendie mettait en évidence une augmentation des débits de pointe et des volumes écoulés. Néanmoins, Sempere *et al.* (1994) notent un retour à la normale au bout de quelques années. Ils montrent aussi que l'influence de l'incendie est surtout sensible sur les crues de périodes de retour intermédiaires.

Enfin, il faut signaler que le bassin versant du Vaubarnier a un fonctionnement hydrologique influencé par une succession de strates orthogonales à l'axe de drainage du bassin (Martin *et al.*, 2004). Ces strates forment des barrages à l'écoulement. Ainsi, avant d'observer un

écoulement à l'exutoire, il faut que les différents barrages naturels débordent successivement les uns dans les autres. Les lames écoulées sur le Vaubarnier sont donc très faibles. Les temps de réponse du bassin sont très longs.

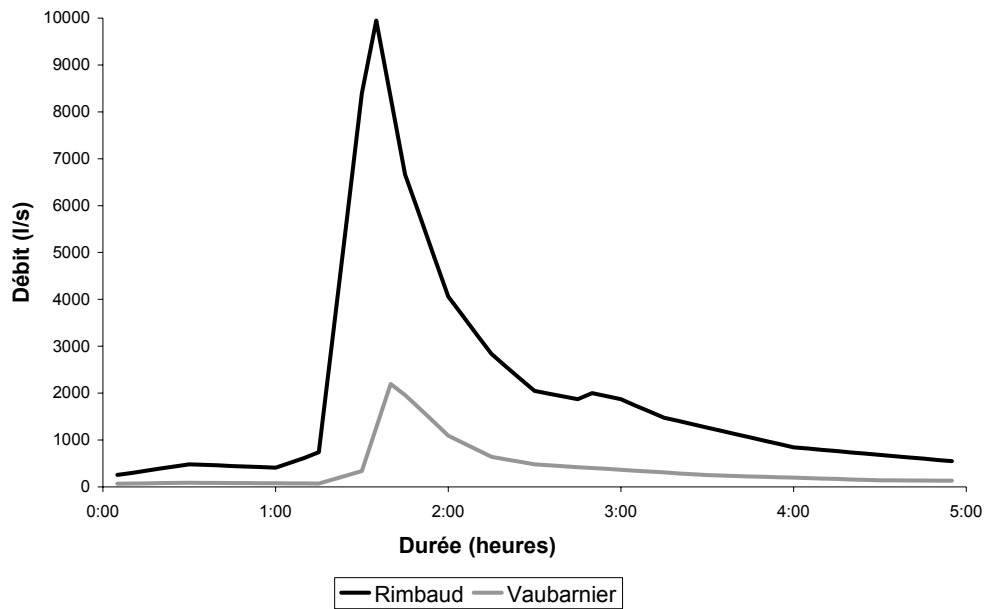


Figure 4.8 : Hydrogrammes de la crue du 3 octobre 1973 pour les BVRE du Rimbaud et du Vaubarnier.

4.3 Les BVRE du Mont Lozère

4.3.1 Présentation du site

A partir de 1981, le CNRS a instrumenté trois petits bassins versants situés sur le versant sud du Mont Lozère, à une altitude variant entre 1150 et 1450 m (figure 4.9, tableau 4.4).

Le substratum de ces 3 bassins est granitique. Il est recouvert par des sols minces, de type ranker. Particulièrement faible en haut de versant, où la roche en place affleure, l'épaisseur des sols augmente irrégulièrement d'amont en aval, pouvant localement dépasser un mètre notamment dans les dépressions de fond de vallon. Ces sols sont développés sur une arène granitique généralement peu profonde. Sols et arènes ont une texture grossière qui les rend particulièrement filtrants (Lavabre *et al.*, 1999). Les vitesses de filtration mesurées sous pluies simulées sont supérieures à l'intensité de la plupart des pluies (Marc, 2003).

Sur les trois bassins, on observe un lit principal et très peu de drains secondaires. Le lit principal est légèrement incisé en fond de vallon. Les pentes sont généralement moyennes en fond de vallon et plus fortes sur le haut des versants. Les granits affleurent d'ailleurs dans les zones à pentes fortes.

Le climat de la région subit des influences montagnarde et méditerranéenne. Avec une température moyenne en janvier de l'ordre de $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, les hivers sont froids. Chaque année, la neige représente entre 10 et 40 % des précipitations totales (Martin *et al.*, 2003). A l'inverse, des sécheresses relativement marquées affectent la région en été. La zone d'étude est également soumise aux épisodes de type cévenol. Ils se produisent le plus souvent en automne, même s'ils peuvent parfois avoir lieu plus tard dans la saison.

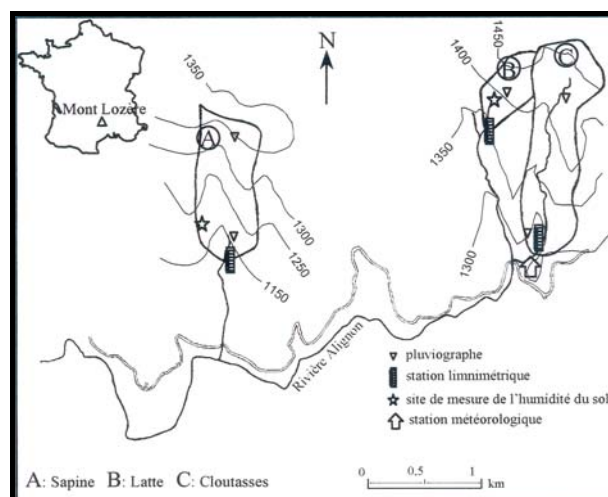


Figure 4.9 : Localisation des BVRE du Mont Lozère (Martin *et al.*, 2003).

Tableau 4.4 : Principales caractéristiques des bassins versants du Mont Lozère.

Bassin versant	Surface (km ²)	Occupation de l'espace
Cloutasses	0,81	pelouse pâturée, lande à genêt
Latte	0,195	épicéas, coupe à blanc de 1987 à 1989
Sapine	0,54	hêtres

4.3.2 Le réseau de mesures

Les précipitations sont connues grâce à trois pluviographes situés dans et autour des bassins, dont les enregistrements sont corrigés par des contrôles « au seau » et par les données de trois pluviomètres totalisateurs. L'équipement du site comprend également une station météorologique (température, insolation, humidité, vent) qui permet les calculs d'ETP et donc l'estimation de l'état de la réserve hydrique (Cosandey, 1999).

Chaque bassin est équipé d'un seuil de jaugeage avec un déversoir en V. Dans le cas du bassin de la Latte, celui-ci permet la mesure des débits jusqu'à la valeur de 145 l/s. Pour les valeurs supérieures, la courbe de tarage est extrapolée. Ceci implique une certaine incertitude sur les valeurs des débits extrêmes (Cosandey & Didon-Lescot, 1990).

Seules les données débitométriques des trois bassins ainsi que les données pluviographiques du bassin de Sapine ont été collectées. En outre, même si elles sont mentionnées dans le tableau 4.5, les données débitométriques de Cloutasses n'ont pas pu être exploitées dans le cadre de cette étude, faute d'une qualité suffisante des fichiers en notre possession.

Tableau 4.5 : Tableau récapitulatif des données disponibles sur les BVRE du Mont Lozère.

	BVRE	Altitude (m)	Période
Pluviographe	Sapine	1350	1981/1997
Limnigraphes	Cloutasses	1260	1982/1995
	Latte	1350	1981/1995
	Sapine	1150	1981/1995

Le transport solide est ici très faible, même en ce qui concerne les matières en suspension. L'impact sur la qualité de la mesure des débits de ce paramètre est donc limité. En revanche, les feuilles peuvent obstruer partiellement le déversoir triangulaire. La ligne d'eau est légèrement rehaussée et le débit surévalué lors des périodes de basses eaux. Les erreurs ainsi occasionnées ne concernent donc pas les périodes de crue.

Pour le bassin de la Latte, nous avons utilisé le pluviographe de Sapine. Environ 2 km à vol d'oiseau séparent les deux bassins. Cette distance peut induire un problème lié à la représentativité des pluies du bassin de la Latte par ce pluviographe. Cependant, cette distance n'est a priori pas gênante puisque les plus fortes crues sont provoquées par des perturbations abondantes et étendues et non à des phénomènes orageux localisés.

Pour les bassins versants de Latte et de Sapine, les nombres de crues exploitables ne sont respectivement que de 15 et 21. Les échantillons sont donc assez réduits. Les indications disponibles dans la littérature ainsi que la crue du 22 septembre 1992, qui correspond en date à l'épisode de Vaison-la-Romaine, devraient néanmoins permettre de se faire une bonne idée de la réponse hydrologique des bassins.

4.3.3 Hydrologie des BVRE du Mont Lozère

La pluviométrie annuelle moyenne pour la période 1981-1997 s'élève à environ 2000 mm, avec parfois près de 450 mm en 48 h (23 et 24 septembre 1994) et 270 mm en 24 h (20 septembre 1994). Les intensités peuvent être très importantes, le plus souvent au cours d'orages d'été ou de début d'automne. Ainsi, le 23 septembre 1992, 95 mm ont été enregistrés en 1 h et 115 mm/h pendant une demi-heure. Enfin, le 23 juillet 1997, une intensité de 270 mm/h a été enregistrée sur un pas de temps de 5 minutes.

D'une manière générale, on retrouve sur les bassins de Latte et de Sapine les mêmes types de crues (figure 4.10) :

- de mai-juin à septembre-octobre, on observe de petites crues avec des coefficients d'écoulement faibles (inférieurs à 15 ou 20 %) et des débits de pointe rarement très élevés.

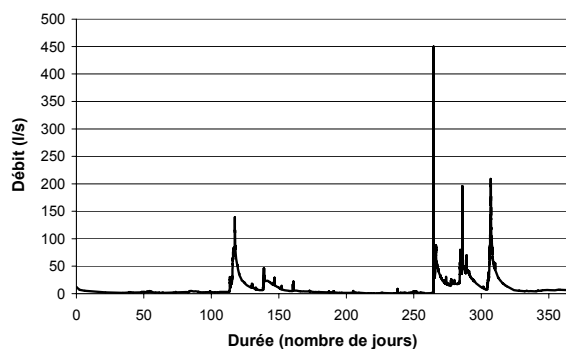
Ces crues correspondent pourtant à des périodes pluvieuses parfois longues, dont les cumuls et les intensités peuvent être conséquents ;

- d'octobre à avril, certaines crues ont des coefficients d'écoulement très élevés (supérieurs à 50 %). Les intensités de pluie sont rarement exceptionnelles, en revanche les cumuls de précipitation sont très importants. Les débits de pointe sont généralement forts (jusqu'à 3 m³/s/km² voire plus). Durant cette période, il est possible d'enregistrer des précipitations sous forme de pluie et de neige mélangées ;
- vers la fin de l'été, on observe certaines années des crues exceptionnelles. Les cumuls de pluie sont généralement très importants et les intensités particulièrement fortes. Les débits de pointe enregistrés sont parmi les plus élevés. Les coefficients d'écoulement en revanche restent faibles. Les montées de crue sont soudaines et brutales.

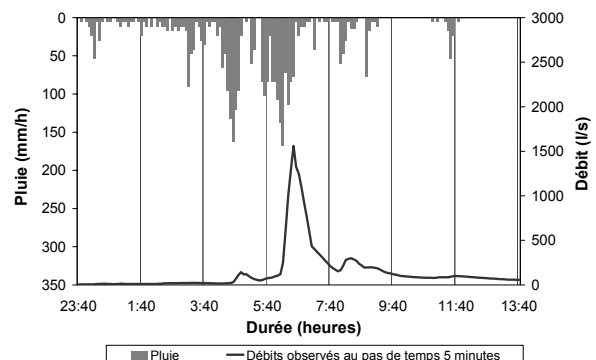
Quelle que soit la période de l'année, ces deux bassins ont une capacité de rétention très importante. Elle est liée à la forte perméabilité des sols. La présence ou l'absence de végétation n'influence en rien la capacité de rétention des sols de ces deux bassins versants (Martin *et al.*, 2003). Fréquemment, des pluies de plusieurs jours avec des cumuls pouvant dépasser 200 mm sont enregistrées sans que l'écoulement mesuré à l'exutoire évolue de manière significative. Le cumul de pluie enregistré avant le début de l'écoulement atteint par exemple 216 mm le 5 octobre 1987 sur la Latte (Cosandey, 1999).

La réponse hydrologique des bassins versants du Mont Lozère est caractérisée par un fonctionnement de type tout ou rien. Soit une crue forte et brutale se produit, soit l'écoulement se limite à de faibles débits :

- en fonctionnement normal, tant que le seuil de cumul de pluie n'est pas dépassé, la réponse des bassins reste faible. Les écoulements hypodermiques sont le processus hydrologique dominant (Marc, 2003). A la station de jaugeage de Cloutasses, le gel a permis de mettre en évidence ce type de contribution des sols à l'écoulement (annexe III) ;
- en situation de crue exceptionnelle, le mode de réponse des bassins est essentiellement lié à l'apparition progressive de nappes de hauts de versants puis à une saturation de l'amont vers l'aval (Cosandey, 1999). Lorsque, de proche en proche, les cumuls de pluie sont suffisants pour permettre l'extension et l'interconnexion des zones saturées, il n'existe plus alors de possibilité de stockage de l'eau. Toute la pluie participe rapidement à l'écoulement de crue, soit par ruissellement direct, soit par effet piston.



(a) Chroniques des débits instantanés pour l'année 1993



(b) Crue exceptionnelle des 22 et 23 septembre 1992

Figure 4.10 : Caractéristiques des écoulements, exemple du bassin de la Latte.

4.4 Données débitométriques et pluviographiques de la DIREN Martinique

4.4.1 Présentation de l'île

La Martinique est une île volcanique des Petites Antilles (figure 4.11). D'une superficie de 1128 km², elle s'étend sur 65 km de long et 33 km de large. La partie nord-ouest de l'île présente un relief accidenté avec deux massifs orientés du sud-est au nord-ouest : les Pitons du Carbet et la Montagne Pelée, culminant respectivement à 1200 et 1395 m (figure 4.12).

La partie sud de l'île est reliée à la partie nord par la plaine du Lamentin. On retrouve un relief assez marqué au sud avec la Montagne du Vauclin à l'ouest et le Morne Larcher à l'est.

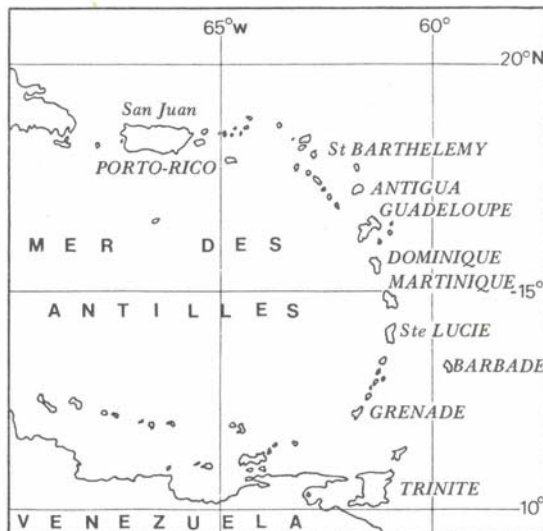


Figure 4.11 : Localisation de l'île de la Martinique dans les Petites Antilles (Guiscafre *et al.*, 1980).



Figure 4.12 : Relief de l'île de la Martinique (Guiscafre *et al.*, 1980).

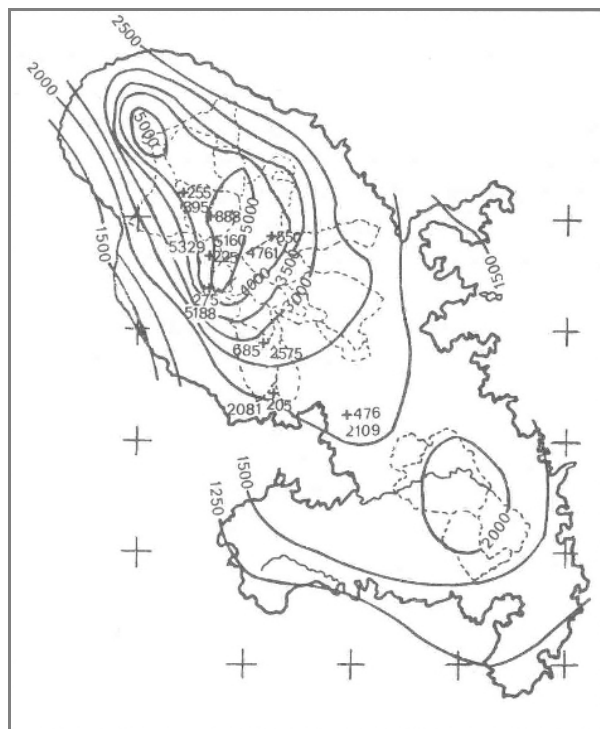


Figure 4.13 : Cartes des isohyètes de l'île de la Martinique (Guiscafre *et al.*, 1980).

+ 476 : poste pluviographique
 -1800- : pluie moyenne annuelle

Le climat de la Martinique est de type tropical chaud et humide, avec une saison des pluies de juillet à décembre et une saison sèche de janvier à juin (Guiscafre *et al.*, 1980). La présence des deux massifs au nord influence fortement la répartition de la pluviométrie moyenne annuelle. Elle est caractérisée par une dissymétrie très marquée entre les versants est, au vent, et ouest, sous le vent. Ce relief constitue une barrière qui provoque l'élévation des masses d'air humide et leur condensation sous le jeu des alizés. De ce fait, la pluviométrie de la côte est dépasse de 1000 mm celle de la côte ouest et atteint même plus de 5 m au sommet de la Montagne Pelée (figure 4.13).

Au sud, une distinction peut être faite entre les parties sud-ouest et sud-est de l'île. La partie sud-est ne présentant aucune face exposée aux alizés de l'Atlantique est particulièrement sèche.

On observe donc deux oppositions sur l'île (Guiscafre *et al.*, 1975) :

- entre la côte atlantique et la côte caraïbe. Sur la côte atlantique, les sols ne sont jamais vraiment désaturés pendant la saison des pluies. Sur la côte caraïbe, on observe un étagement de la végétation avec des paysages très secs en bord de mer, tout particulièrement sous le vent des Pitons du Carbet ;
- entre le nord de l'île, très arrosé, et le sud, beaucoup plus sec.

La saison de plus fort risque hydrologique se situe entre août et octobre. C'est aussi durant cette période que sont enregistrés les cyclones. Quelques données pluie-débit sont disponibles pour des événements cycloniques. Néanmoins, les instruments de mesure sont parfois emportés par les crues ou dépassés par les volumes d'eau à mesurer.

4.4.2 Données pluie-débit

La DIREN Martinique dispose de plusieurs bassins versants instrumentés sur l'île. Ces bassins étaient au départ gérés par l'Orstom qui a mené dans les années 70 une étude des ressources en eau de l'île (Guiscafre *et al.*, 1975 ; figure 4.14, figure 4.15).

D'une manière générale, les conditions de mesure des pluies et des débits sont très difficiles sur l'île. La végétation tropicale impose un entretien régulier des zones entourant les postes pluviographiques. Sans cela, les postes risquent de ne mesurer que l'égouttage des fougères arborescentes (annexe III). En ce qui concerne les débits, le transport solide entraîne une variation fréquente des lits des torrents. Sauf dans le cas de la Capot à Saut Babin où une chute d'eau à l'aval de la station de mesure permet de stabiliser le plan d'eau, il est presque impossible de trouver une section de contrôle fixe au cours du temps (annexe III). Les gestionnaires successifs du réseau de mesures ont donc été obligés de s'adapter à ces conditions particulières.

La nécessité de disposer d'un pluviographe à proximité ainsi que la correspondance temporelle indispensable entre les données pluviographiques et débitométriques nous ont conduit à ne conserver finalement que 5 bassins versants parmi tous les bassins versants jaugés de l'île (tableau 4.6, tableau 4.7). Les postes pluviographiques et les stations hydrométriques sont associés respectivement de la façon suivante :

- pour le bassin de la rivière Blanche (4,31 km²) : Alma et Alma ;
- pour le sous bassin de 12,99 km² sur la Lézarde : Morne Bellevue et Lézarde 2 ;
- pour le bassin de la Lézarde aval (66,66 km²) : Morne Bellevue et Pont du Soudon ;
- pour le sous bassin de 16,5 km² sur la Capot : Sainte-Cécile et Marie-Agnès ;
- pour le bassin de la Capot aval (34,08 km²) : Sainte-Cécile et Saut Babin.

Ces cinq bassins sont situés dans la partie nord-ouest de l'île. Les cours d'eau prennent leur source dans le massif des Pitons du Carbet. Les rivières Blanche et Lézarde s'écoulent ensuite parallèlement en direction du sud-est pour rejoindre la plaine du Lamentin, tandis que la rivière Capot s'écoule vers le nord.

Autour des Pitons du Carbet, les bassins versants de tête sont compacts et pentus. Lorsque la surface augmente le bassin versant s'allonge et la pente diminue. Un seul bassin versant, celui de la Lézarde, possède une superficie de plus de 50 km². Guiscafre *et al.* (1975) ainsi que Meunier (1999) insistent sur l'importance de la surface comme paramètre physique élémentaire explicatif de l'hydrologie des bassins versants de cette zone de l'île. Meunier (1999) propose même une formule d'estimation du débit de pointe décennal valable autour du massif des Pitons du Carbet. Cette formule exprime le débit décennal uniquement en fonction de la surface du bassin versant.

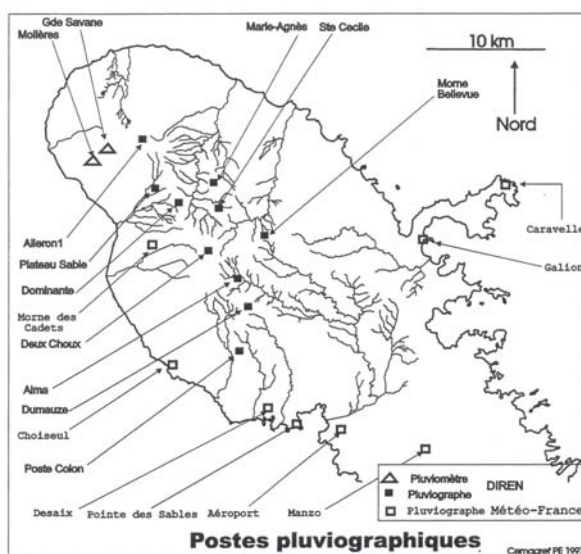


Figure 4.14 : Carte des postes pluviométriques (Meunier, 1999).

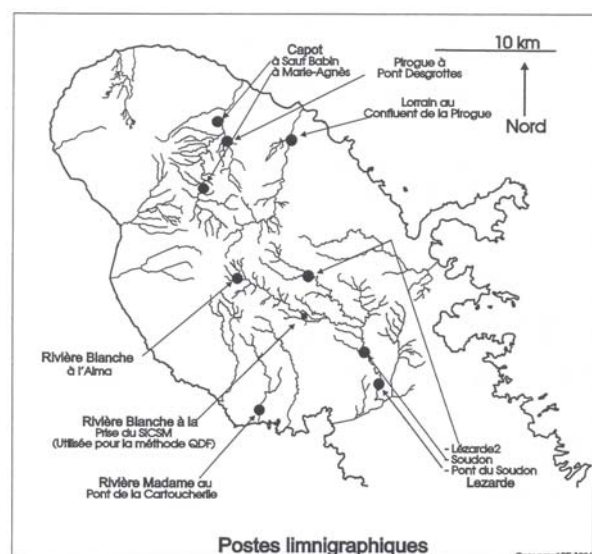


Figure 4.15 : Carte des stations hydrométriques (Meunier, 1999).

Tableau 4.6 : Postes pluviographiques de la DIREN Martinique (Meunier, 1999).

Poste	Commune	Altitude (m)	Période	Pluie moyenne annuelle (mm)
Alma	Fort de France	460	80-92, 95-96	4583
Morne Bellevue	Gros Morne	690	63-92, 95-96	4174
Sainte Cécile	Morne Rouge	395	56-92, 95-96	5036

Tableau 4.7 : Stations hydrométriques de la DIREN Martinique (Meunier, 1999).

Station	Cours d'eau	Surface (km ²)	Altitude (m)	Période
Marie-Agnès	La Capot	16,5	318	62-73, 80-95
Saut Babin	La Capot	34,08	150	62-78
Lézarde 2	La Lézarde	12,99	171	62-92
Pont du Soudon	La Lézarde	66,66	23	71-92
Alma	Blanche	4,31	423	62-93

4.4.3 Pluviométrie des 3 postes pluviographiques

Pour la période 1980-1992, commune à tous les pluviographes, les cumuls de pluie enregistrés sur les postes de Sainte-Cécile, Alma et Morne Bellevue sont du même ordre de grandeur. Statistiquement, la pluviométrie change peu sur ces trois postes situés sur le versant au vent de l'île (figure 4.16).

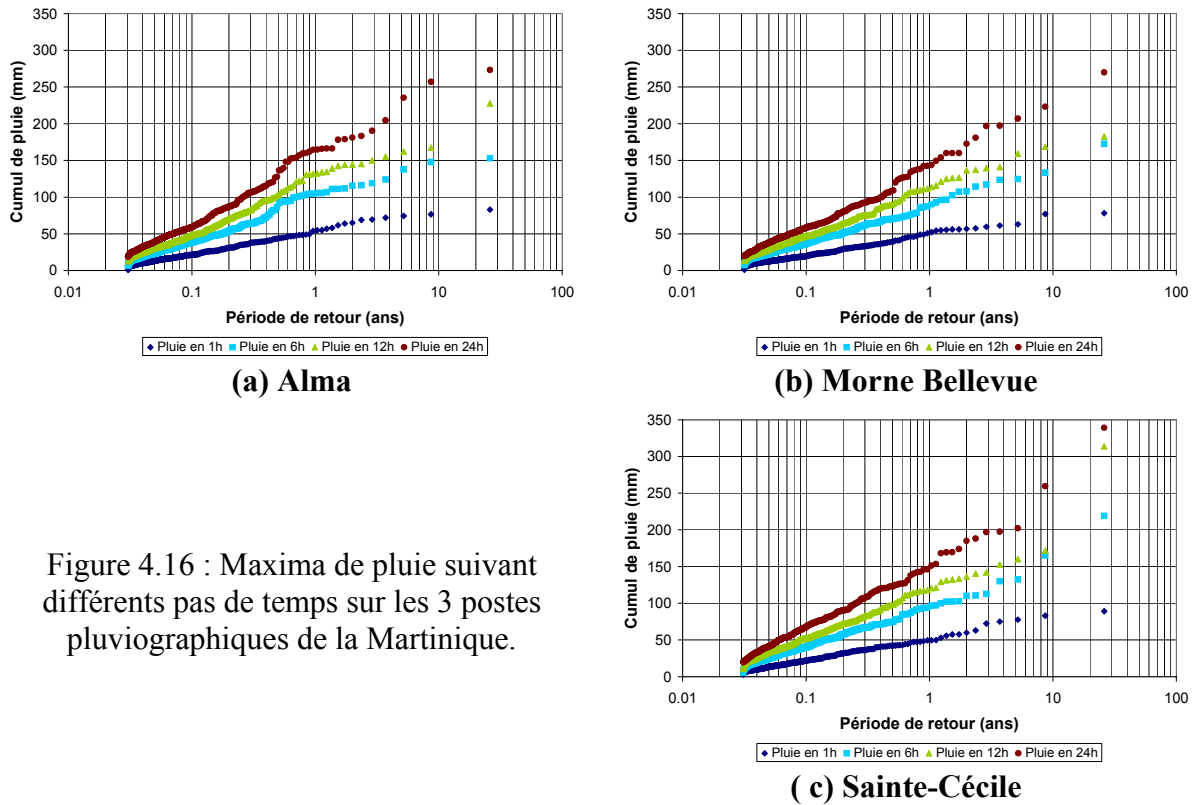


Figure 4.16 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps sur les 3 postes pluviographiques de la Martinique.

4.4.4 Hydrométrie des 5 bassins versants

Les valeurs moyennes des coefficients d'écoulement des crues sont relativement faibles (figure 4.17). La rétention des bassins est très forte. Cela s'explique sans doute par la densité de la végétation et par la nature des sols. Les capacités d'infiltration sont généralement fortes. Elles peuvent atteindre 100, 200 voire 300 % du poids du sol sec (Meunier, 1999). On peut a priori considérer que le rôle du sol dans la transformation pluie-débit est le même quel que soit le bassin étudié. En crue, seul compte alors l'état de saturation du sol au début de l'événement, qui varie d'un bassin à l'autre et selon les crues.

Les valeurs plus faibles du coefficient d'écoulement enregistrées sur la rivière Blanche à l'Alma s'expliquent sûrement par la difficulté de mesurer les débits à la station de l'Alma. En effet, à hauteur de la station le fond est instable et les détachements sont fréquents (Guiscafre *et al.*, 1975). Pour la Capot à Marie-Agnès et à Saut Babin, les coefficients d'écoulement sont remarquablement similaires. Or, à Saut Babin, la Capot draine une partie des ravines du versant ouest de la Montagne Pelée et la surface du bassin a doublé. Les écoulements sont donc très faibles à Marie-Agnès.

L'évolution du débit de pointe spécifique des crues, en fonction de la période de retour calculée sur l'ensemble des événements de chaque bassin fait apparaître deux groupes de bassins (figure 4.18) :

- un premier groupe constitué par les bassins de la rivière Blanche à l'Alma et de la Lézarde à Lézarde 2, pour lequel les débits de pointe spécifiques sont les plus élevés ;
- un deuxième groupe où l'on retrouve les trois autres bassins et pour lequel les débits sont plus faibles.

Les débits spécifiques de pointe les plus forts sont enregistrés sur les deux bassins les plus petits, se situant à l'amont du bassin de la Lézarde, là où les pentes sont les plus fortes. A l'inverse, au Pont du Soudon, le bassin est nettement plus grand et la plaine qui s'étend autour des deux drains principaux a tendance à laminer partiellement les crues.

Le bassin de la Capot à Marie-Agnès, pourtant de seulement 16,5 km², ne présente pas de débits spécifiques exceptionnels. La vaste plaine de Champflore s'étend autour du drain principal à l'amont de la station hydrométrique de Marie-Agnès. Cette plaine correspond à un paléo-lac. La formation de ce paléo-lac est liée au blocage de la Capot au sud-est de la Montagne Pelée par des nuées ardentes⁸. Ce paléo-lac a fonctionné de -40000 à -22000 BP⁹ (Westercamp *et al.*, 1989). Il a été comblé par des cendres et des nuées ardentes. Aujourd'hui, on observe un dépôt d'alluvion le long de la rivière. C'est sans doute un cas particulier sur l'île. Néanmoins, il permet de comprendre à la fois les faibles débits mesurés et les faibles coefficients d'écoulement enregistrés.

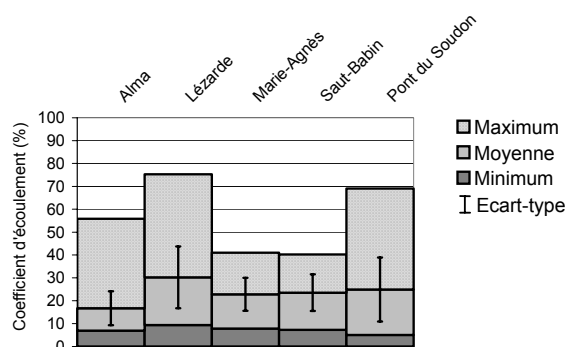


Figure 4.17 : Coefficients d'écoulement des crues des bassins versants martiniquais.

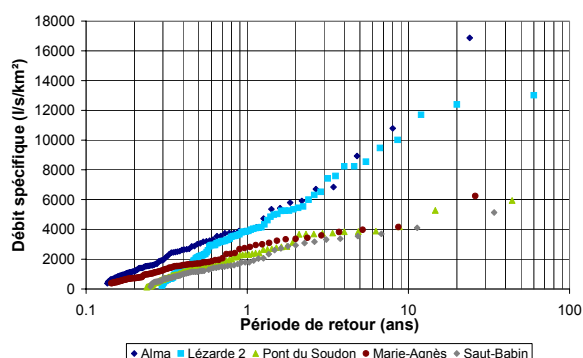


Figure 4.18 : Débits spécifiques de pointe des bassins versants martiniquais.

⁸ Les nuées ardentes sont des nuages denses de gaz chaud et de débris rocheux générés par l'interaction du magma et de l'eau au cours d'éruption volcanique.

⁹ La référence BP (Before Present) correspond à la mesure des temps géologiques par rapport à l'année 1950, qui sert de référence.

4.5 Les BVRE suisses

4.5.1 Présentation des bassins

C'est naturellement en Suisse, le pays le plus montagneux d'Europe, que nous avons également cherché à collecter des chroniques pluie-débit. Des mesures y sont effectuées en de nombreux endroits et sur l'intégralité du territoire, autant dans les vallées qu'en altitude. En outre, les services gérant ces données les transmettent sans grande difficulté et à peu de frais. En trois régions différentes du pays, des données ont ainsi pu être collectées (tableau 4.8). Le grand intérêt de ces données est de nous permettre d'étendre la zone d'étude à des bassins versants typiquement alpins.

Tableau 4.8 : Tableau récapitulatif des données disponibles.

Bassin	Emplacement	Gestionnaire	Nature des données	Période d'enregistrement
Erlenbach	Vallée de l'Alptal	WSL ¹⁰	Pluie-débit	01/01/1980-07/07/2002
Vogelbach	Vallée de l'Alptal	WSL	Pluie-débit	01/01/1980-07/07/2002
Lumpenbach	Vallée de l'Alptal	WSL	Pluie-débit	01/01/1980-07/07/2002
Dischmabach	Davos	OFEG ¹¹	Débit	01/01/1980-31/12/2000
	Davos	Météo Suisse	Pluie	01/01/1981-31/12/2000
Rietholzbach	Mosnang	OFEG	Débit	01/01/1980-31/12/2000
	Büel	ETH ¹²	Pluie	01/01/1980-31/12/2000

4.5.2 Bassins versants de la vallée de l'Alptal

4.5.2.1 Présentation des bassins

L'Institut Fédéral de Recherche sur la Forêt, la Neige et le Paysage a instrumenté trois petits bassins versants dans la vallée de l'Alptal, à 50 km au sud-est de la ville de Zurich (canton de Schwyz). Les pluies, les débits, les propriétés chimiques des eaux ainsi que de nombreux autres paramètres météorologiques et climatiques y sont mesurés depuis une vingtaine d'années (figure 4.19).

Depuis 1982, le torrent de l'Erlenbach, situé au sud-est de la ville d'Alptal, est également équipé à son exutoire d'une zone de dépôt permettant une estimation des volumes de sédiments transportés. Ce bassin a d'ailleurs fait l'objet de plusieurs publications sur ce thème (Rickenmann, 1994, 1997 ; Hegg & Rickenmann, 1998).

¹⁰ WSL = Institut Fédéral de Recherche sur la Forêt, la Neige et le Paysage de Birmensdorf, près de Zürich.

¹¹ OFEG = Office Fédéral de l'Eau et de la Géologie, Bern.

¹² ETH = Institut Fédéral Suisse de Technologie de Zurich.

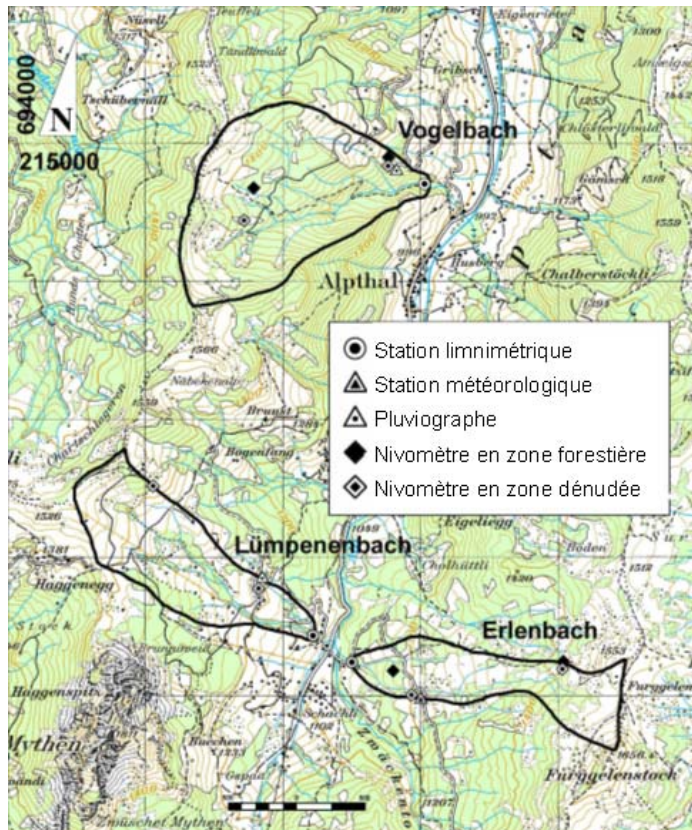


Figure 4.19 : Carte de la vallée de l'Alptal (Source : WSL Birmensdorf).

Tableau 4.9 : Caractéristiques principales des bassins versants de l'Alptal.

Bassin versant	Superficie (km ²)	Indice de compacité de Gravelius	Altitudes minimales et maximales (m)	Exposition	Occupation du sol
Erlenbach	0,64	1,72	1100-1655	ouest	40 % forêt 60 % zones humides
Vogelbach	1,55	1,39	1130-1545	est	65 % forêt 25 % zones humides 10 % pâturage
Lumpenenbach	0,93	1,17	1100-1537	est	20 % forêt 25 % zones humides 55 % pâturage

La géologie de la vallée de l'Alptal est essentiellement constituée de flysch¹³, une roche sédimentaire très structurée dans le sens vertical. Laglaine *et al.* (1994) indiquent que les sols atteignent 50 cm pour le bassin versant du Vogelbach. On peut penser que cet ordre de grandeur est le même sur les deux autres bassins. En fait, les caractéristiques géologiques et pédologiques sont assez semblables sur les trois bassins versants. En revanche, l'occupation des sols et la structure des bassins versants changent d'un site à l'autre (tableau 4.9).

¹³ Il s'agit d'un type de formation constitué par une répétition de séquences débutant par des termes à gros grain et se terminant par des niveaux à grain fin. Typiquement, un flysch est constitué par une alternance de bancs de grès (à base très nette) passant vers le haut à des schistes argileux. Les flyschs se forment par avalanches sous marines de boues et de sables provenant de dépôts de faible profondeur. Chaque séquence correspond à une avalanche, appelée également courant de turbidité. Les sédiments sont alors entraînés plus ou moins loin sur les fonds marins profonds, où la pente est faible, et y déchantent (d'où le dépôt dans un ordre décroissant des calibres de grains).

En effet, sur les trois bassins versants, la couverture végétale se compose essentiellement de forêts et de pâturages. Néanmoins, les pourcentages d'occupation varient d'un bassin à l'autre. On note également la présence de zones humides à hauteur de 60 % sur l'Erlenbach et de 25 % sur le Lumpenenbach ainsi que sur le Vogelbach. En règle générale, les zones humides ont un rôle de laminage et d'atténuation des crues (Bogner, 2002 ; Ndam Ngoupayou, 2002). Dans le cas des bassins versants de l'Alptal, il conviendra d'évaluer l'impact des zones humides sur les crues d'un site à l'autre.

Par ailleurs, avec des valeurs comprises entre 15 et 20 % en moyenne, les pentes sont fortes. En haut des versants, elles peuvent atteindre 50 % (Laglaine *et al.*, 1994). Si cette caractéristique paraît commune à tous les bassins versants, la forme et la structure des trois bassins varient d'un site à l'autre (tableau 4.9, chapitre I). En ce qui concerne le réseau de drainage, il convient de noter que les bassins versants du Lumpenenbach et de l'Erlenbach sont essentiellement drainés par un, voire deux drains principaux qui se rejoignent à proximité de l'exutoire. Ces deux bassins ont une forme allongée. A l'inverse, le bassin du Vogelbach, de forme beaucoup plus arrondie, possède un réseau de drainage qui se développe autour d'un drain principal, collectant les eaux de nombreux drains secondaires. D'un point de vue hydrologique, malgré une surface plus grande que les deux autres, ce bassin devrait donc présenter des temps de réponse assez courts.

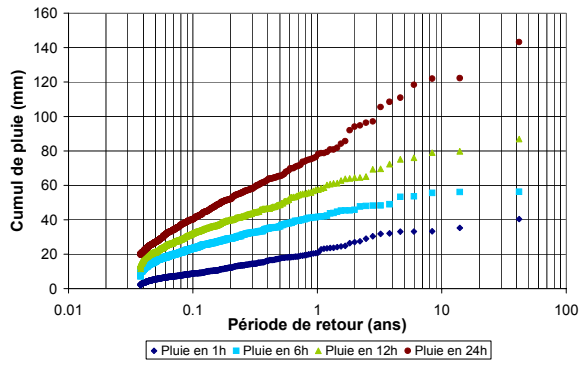
Les précipitations moyennes annuelles atteignent 2300 mm dans la vallée. Cette valeur est significativement supérieure à la moyenne annuelle enregistrée sur l'ensemble du territoire suisse qui n'est que de 1500 mm. Pour mémoire, 80 % de ces précipitations contribuent à l'écoulement moyen annuel.

Contrairement à la plupart des bassins versants présentés jusqu'ici, la neige, qui tombe en général de novembre à avril, est un paramètre majeur de la climatologie des petits bassins versants de la vallée de l'Alptal. Elle représente entre 30 et 40 % des précipitations totales et possède un impact non négligeable sur les écoulements, notamment lors de la fonte au printemps.

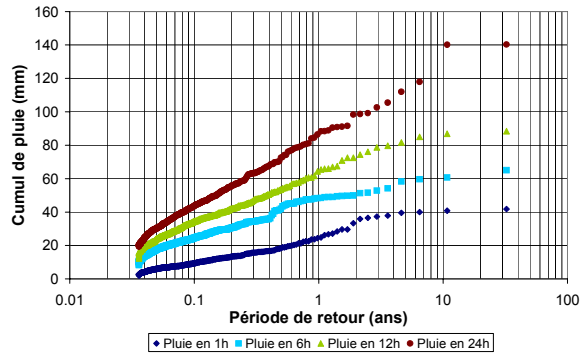
4.5.2.2 Principales caractéristiques pluviométriques des 3 bassins versants

Compte tenu de leurs localisations très rapprochées dans la vallée de l'Alptal, les trois bassins versants sont confrontés à des conditions climatiques relativement similaires, non seulement d'une année sur l'autre, mais également d'un épisode pluvieux à l'autre. En moyenne, on y retrouve le même type de pluviométrie (figure 4.20).

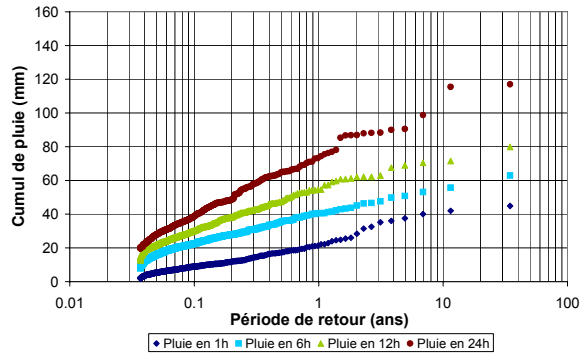
Quelques différences au niveau des cumuls de pluie enregistrés sur différents pas de temps peuvent néanmoins être signalées. L'encaissement du bassin dans la vallée ainsi que son exposition jouent des rôles déterminants au niveau de la pluviométrie mesurée. Ainsi, pour un épisode pluvieux donné, on peut observer un léger décalage temporel entre les instants où il est enregistré sur les trois postes pluviographiques de la vallée. De plus, le bassin versant du Lumpenenbach a une pluviométrie légèrement plus élevée que les autres. Enfin, entre les bassins versants du Vogelbach et de l'Erlenbach, les différences se situent essentiellement au niveau des durées de pluie. Pour l'Erlenbach, les cumuls sont plus importants sur les longues durées, alors que pour le Vogelbach, les cumuls sont plus élevés sur les durées les plus courtes.



(a) Poste du bassin Erlenbach

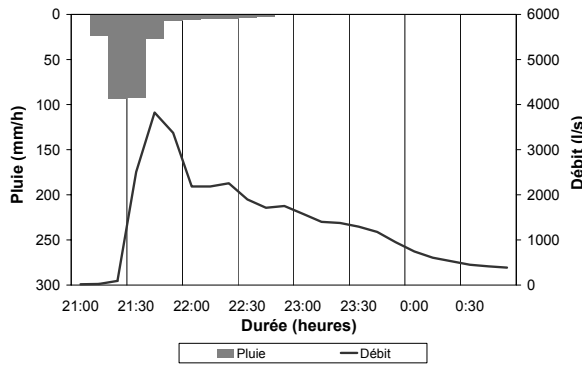


(b) Poste du bassin Lumpenbach

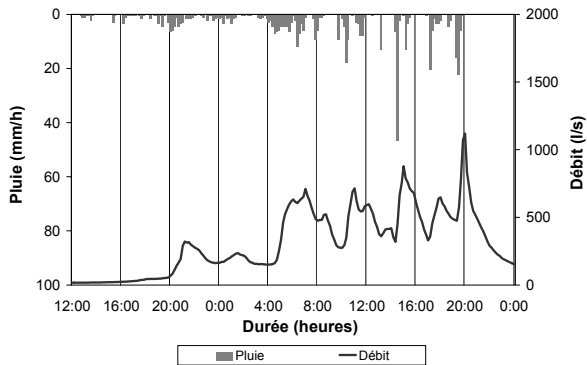


(c) Poste du bassin Vogelbach

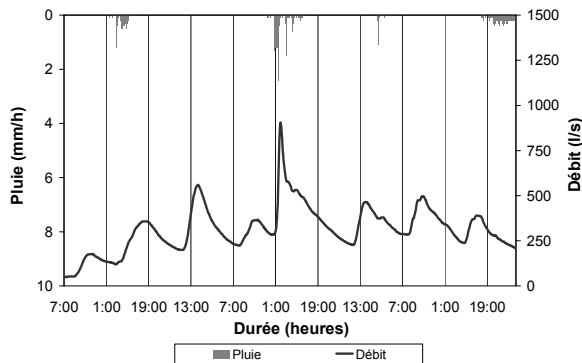
Figure 4.20 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps pour les postes pluviographiques des 3 bassins versants.



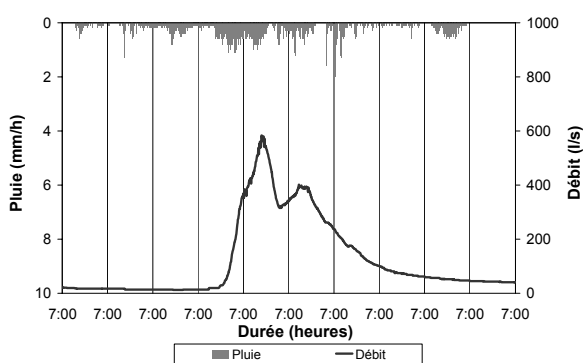
(a) Crue rapide et violente : crue du 8 juillet 1987 sur le Lumpenbach



(b) Crue liée à la succession des averses : crue du 24 juin 1984 sur l'Erlenbach



(c) Crue thermique liée à la fonte de la neige : crues journalières enregistrées du 18 au 25 avril 1998 sur le Vogelbach



(d) Crue hivernale : crue du 16 au 26 février 1999 sur le Vogelbach

Figure 4.21 : Illustrations des 4 grands types de crues enregistrées sur les bassins de la vallée de l'Alptal au pas de temps 10 minutes.

4.5.2.3 Caractéristiques des écoulements en crue

Sur les trois petits bassins versants instrumentés de la vallée de l'Alptal, quatre grands types de crues ont pu être mis en évidence :

- les crues rapides et violentes. Elles sont provoquées par des pluies courtes et intenses (figure 4.21 (a)). Le plus souvent, elles se produisent de juin à septembre à la suite d'orages estivaux. Les débits spécifiques de pointe enregistrés dépassent 3 à 4 m³/s/km² et les coefficients d'écoulement sont généralement compris entre 50 et 75 %. Ces valeurs évoluent suivant les caractéristiques de l'orage et du bassin ;
- les crues consécutives à des pluies longues et peu intenses (figure 4.21 (b)). Les coefficients d'écoulement sont généralement plus importants que pour les crues précédentes (environ 80 %). Les débits spécifiques de pointe varient entre 1 et 2 m³/s/km². Ces crues sont plus lentes que les précédentes et se produisent plutôt pendant les saisons intermédiaires (printemps et automne) ;
- les crues thermiques liées à la fonte de la neige au printemps (figure 4.21 (c)). Chaque jour, vers 15 h pour le Vogelbach, un pic de débit est enregistré. Si une certaine quantité de pluie vient se surajouter à la fonte, on peut observer une crue. Cette crue reste généralement faible ;
- les crues hivernales¹⁴, liées à des pluies longues et peu intenses, auxquelles s'ajoutent des chutes de neige ou de la fonte, par précipitation de pluie sur le manteau neigeux (figure 4.21 (d)). De ce fait, les coefficients d'écoulement sont parfois supérieurs à 1. Ces crues sont plutôt faibles et lentes pour les trois petits bassins versants. A l'échelle de la vallée ou de la région, elles peuvent être beaucoup plus fortes.

Parmi ces quatre types de crues, ce sont les orages estivaux brefs et intenses qui provoquent les crues les plus fortes. Ces événements sont fréquents dans la région. A titre d'exemple, on présente à la figure 4.22 la crue du 9 juillet 1987 sur le torrent Erlenbach. Un tel événement a une période de retour décennale. Il est intéressant de noter que trois pics de débit successifs sont enregistrés. Ils correspondent à la structure du hyétogramme de pluie observé au pas de temps de 10 minutes.

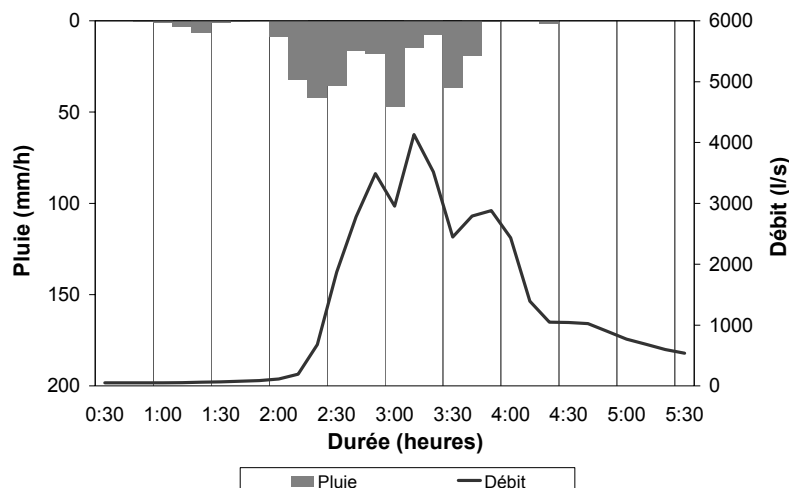


Figure 4.22 : Crue du 9 juillet 1987 sur le bassin versant de l'Erlenbach.

¹⁴ Les deux derniers types de crues présentés, crue thermique et crue hivernale, ne seront pas analysés dans la suite de ce travail. Ils ne correspondent pas aux crues les plus fortes sur ces trois bassins.

D'un point de vue statistique, les débits de pointe spécifiques des crues courantes sont du même ordre de grandeur pour les trois bassins. A partir d'une période de retour de l'ordre de un à deux ans, on commence à mesurer des débits spécifiques de pointe de crue bien supérieurs sur le bassin de l'Erlenbach (figure 4.23). Les coefficients d'écoulement sont aussi beaucoup plus élevés en moyenne sur ce bassin que sur les deux autres (figure 4.24).

La période de retour estimée de la crue maximale enregistrée sur le bassin versant de l'Erlenbach est de 38 ans. Cet événement correspond visiblement à un horsain. D'après Rickenmann (1997), la période de retour d'un événement de cette importance est plutôt de l'ordre de 60 à 80 ans.

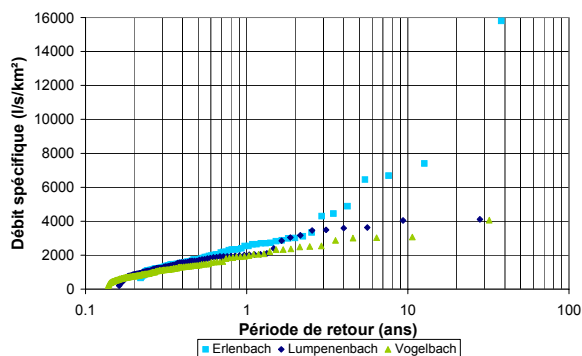


Figure 4.23 : Débits spécifiques de pointe des crues des 3 bassins versants de la vallée de l'Alptal.

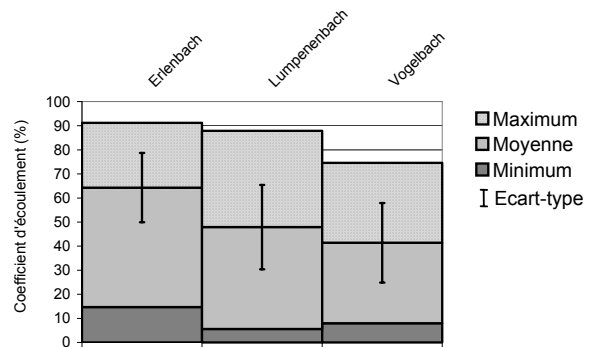


Figure 4.24 : Coefficients d'écoulement des crues des 3 bassins versants de la vallée de l'Alptal.

4.5.2.4 Synthèse

Un peu de la même manière qu'à Draix, nous disposons ici de données sur trois bassins versants voisins aux caractéristiques hydrologiques et physiques relativement similaires. Seuls diffèrent véritablement d'un bassin à l'autre l'occupation du terrain, et notamment le pourcentage de zones humides, ainsi que la forme du bassin. Dans le contexte climatique de la vallée de l'Alptal, les plus fortes crues se produisent presque exclusivement en été, à la suite d'orages brefs et intenses. Malgré les nombreuses ressemblances, les réponses hydrologiques des trois bassins à ces orages estivaux sont différentes. Les différences physiques constatées entre ces trois bassins versants expliquent certainement les différences mises en évidence aux figures ci-dessus.

4.5.3 Bassin versant du Rietholzbach

Le bassin versant de recherche du Rietholzbach a été instrumenté dès 1975 par le Laboratoire d'Hydraulique, d'Hydrologie et de Glaciologie de l'Institut Fédéral de Technologie de Zurich. Les caractéristiques du sol et du sous-sol ainsi que le modèle numérique de terrain sont connus. Les appareils de mesure qui y sont installés permettent l'estimation des caractéristiques climatiques et météorologiques (température, évapotranspiration, pluie, neige...). L'ETH nous a fourni les pluies au pas de temps 5 minutes et les températures au pas de temps horaire. L'OFEG nous a transmis les mesures de débit instantané réalisées à Mosnang (figure 4.25).

Situé en amont de Mosnang, en rive gauche de la Thur (affluent du Rhin), le bassin versant du Rietholzbach a une superficie de 3,31 km². Il couvre une zone d'altitude variant de 950 m à l'ouest à 682 m à l'est (figure 4.26). Sa géologie est parfaitement homogène et se compose essentiellement de molasse¹⁵ ; d'après l'OFEG, un modeste remplissage morainique, localement marécageux en tête de bassin, ne joue qu'un rôle régulateur sur les débits. Enfin, le bassin est couvert à près de 76 % par des terres agricoles ou des pâturages.

La lame précipitée annuelle moyenne s'élève à 1580 mm. La lame écoulée annuelle moyenne est de l'ordre de 1050 mm, essentiellement sous la forme d'écoulement hypodermique (Gurtz *et al.*, 2003). La fonte des neiges contribue à l'alimentation du cours d'eau de décembre à avril et à la recharge des sols. L'évapotranspiration influence fortement la génération des débits d'avril à septembre.

Sur ce bassin versant, les crues les plus fortes sont de trois types différents :

- les crues observées à la suite d'orages estivaux brefs et intenses (figure 4.27 (a)). Ces crues présentent des débits de pointe exceptionnels mais des coefficients d'écoulement courants, autour de 30 % (moyenne des coefficients d'écoulement calculée sur 77 crues enregistrées sur ce bassin : 34 %). Au sein des vingt plus fortes crues enregistrées sur ce bassin de 1980 à 2000, elles représentent 50 % des événements ;
- les crues liées à de longues périodes pluvieuses peu intenses, généralement enregistrées au printemps ou à l'automne (figure 4.27 (b)). La succession des pluies entraîne certainement une saturation progressive des sols. Lorsqu'une averse légèrement plus intense est enregistrée, l'écoulement passe par un pic de crue. Les coefficients d'écoulement atteignent 60 à 80 % de la lame précipitée totale. Les débits de pointe restent plus faibles que lors des crues orageuses. En revanche, les débits sont soutenus beaucoup plus longtemps. Sur l'événement enregistré du 11 au 14 mai 1999, le débit reste supérieur à 1500 l/s pendant 28 heures d'affilée ;
- les crues liées à de fortes pluies hivernales accompagnées d'un redoux. La crue du 17 février 1999 est représentative de ce type d'événement. Le débit de pointe est de 5680 l/s. Cela correspond à une crue de période de retour comprise entre 5 et 10 ans. La lame écoulée totale est de 180,5 mm pour un cumul de pluie de 165,7 mm. La correspondance entre la crue et la période de redoux est mise en évidence à la figure 4.27 (c).

¹⁵ La molasse est un ensemble sédimentaire constitué d'éléments détritiques comportant des couches turbiditiques et des couches non turbiditiques. Les turbidites sont des couches de sédiments déposées en une seule fois par un courant appelé courant de turbidité. L'épaisseur des couches varie de quelques centimètres à 2 m environ. Les couches non turbiditiques sont constituées de matériaux grossiers liés par un ciment.

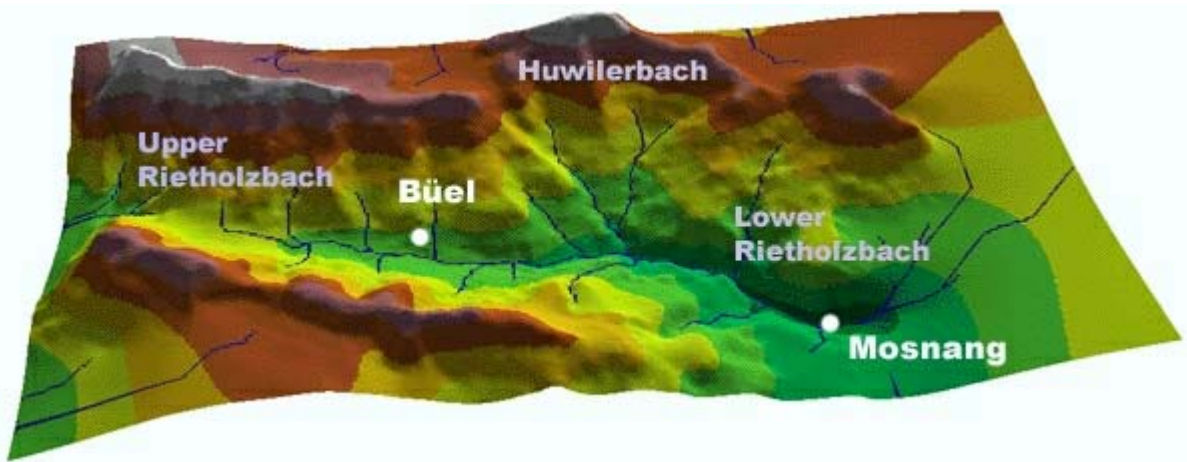


Figure 4.25 : Modèle numérique de terrain du Rietholzbach (source : ETH Zurich).

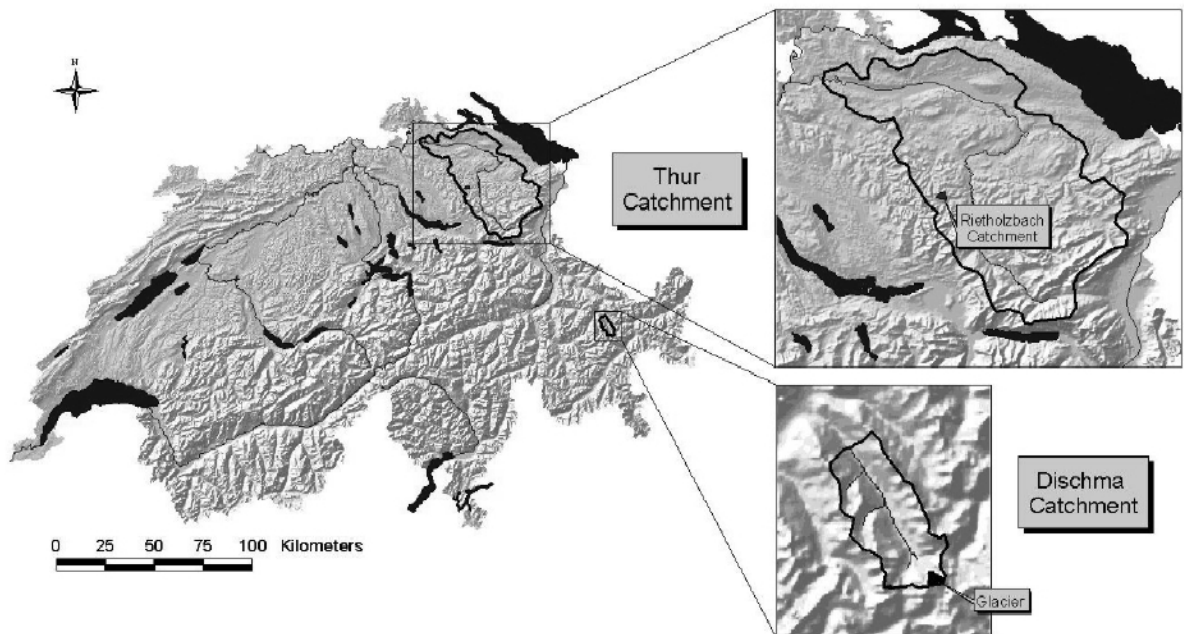
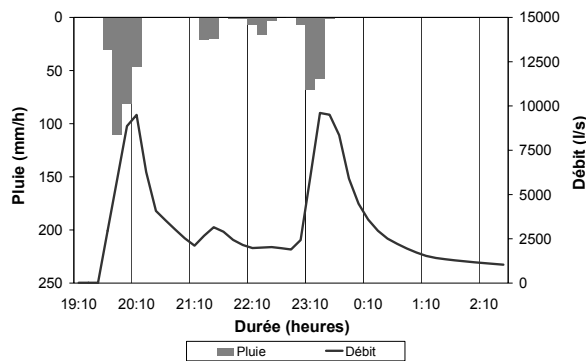
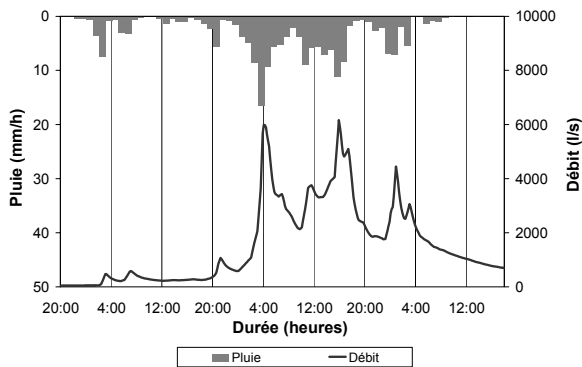


Figure 4.26 : Vue générale des bassins versants du Rietholzbach et du Dischmabach (Gurtz *et al.*, 2001).



(a) Crue du 6 juillet 1994

Au cours de cet événement le débit a dépassé 2 fois en 4 heures $9,5 \text{ m}^3/\text{s}$. D'après l'OFEG, le débit de pointe décennal est estimé à $7,8 \text{ m}^3/\text{s}$.



(b) Crue du 11 au 14 mai 1999

(c) Crue du 17 février 1999

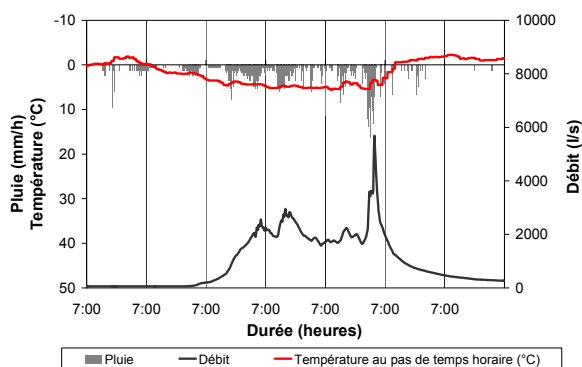


Figure 4.27 : Illustrations des 3 grands types de crues enregistrées sur le bassin du Rietholzbach au pas de temps 10 minutes.

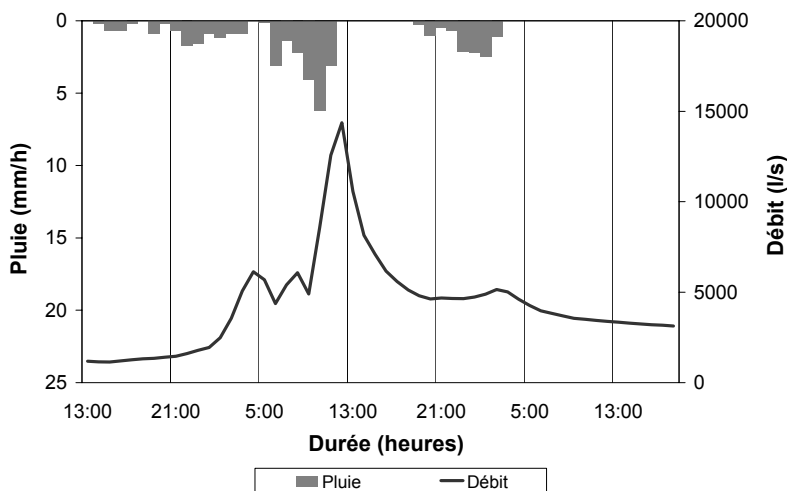


Figure 4.28 : Crue du 12 octobre 1988 sur le bassin versant du Dischmabach.

4.5.4 Bassin versant du Dischmabach

La rivière du Dischmabach est située dans le canton des Grisons. Elle prend sa source dans le massif du Schwarzhorn et se jette dans le Landwasser près de Davos. Le Landwasser est un affluent du Rhin (figure 4.26).

L'étude hydrologique de ce bassin versant s'appuie sur les données de débits de l'OFEG, mesurées suivant un pas de temps variable, et sur les mesures de pluies horaires effectuées à Davos par les services de la météorologie suisse.

D'une superficie de 43,3 km², les caractéristiques de ce bassin versant sont complètement différentes de celles que nous avons jusqu'à présent. Non seulement il fait partie des plus grands bassins versants pour lesquels nous disposons de données, mais en plus son régime d'écoulement est de type nivo-glaciaire. Se situant entre 1668 et 3146 m pour une altitude moyenne de 2372 m, ce bassin a un fonctionnement hydrologique fortement influencé par le glacier (2,1 % de la surface totale), par la fonte des neiges au printemps et par l'alternance de gel et dégel pendant la journée, de la fin du printemps au début de l'automne (Gurtz *et al.*, 2002). Cette alternance influence la valeur du débit de base et sa variabilité au cours de la journée (figure 4.28).

D'un point de vue géologique, le bassin est entièrement creusé dans des gneiss. La perméabilité des terrains, due à la fissuration de la roche, est variable. D'après l'OFEG, la disposition du bassin, notamment par rapport aux bassins voisins qui sont à la même altitude, ne favorise cependant pas les fuites. Les deux versants de la vallée, essentiellement dénudés ou couverts d'alpage, sont tapissés de moraines épaisses. Elles recouvrent un tiers de la surface du bassin et peuvent stocker des quantités d'eau importantes. Dans le fond de la vallée, il existe un remplissage alluvial qui reste peu important.

La pluie moyenne annuelle est de 1442 mm pour une lame écoulée moyenne annuelle de 1255 mm. Il faut s'attendre à des proportions de précipitations annuelles sous forme de neige relativement importantes.

D'octobre à avril les températures sont plutôt froides (entre -10 et 5°C) et les écoulements peu importants. Les précipitations se font essentiellement sous forme de neige. De mai à septembre, les températures sont plus douces (entre 5 et 15°C) et les volumes écoulés augmentent sensiblement. De la neige en haut de versant et/ou de la fonte de glace peuvent s'ajouter à la pluie pour expliquer les écoulements. Cela n'empêche en rien le bassin d'être également sensible aux pluies d'été ou de début d'automne, avec des débits de pointe pouvant atteindre près de 15 m³/s. Comparativement aux autres bassins, les débits spécifiques maximaux restent tout de même assez faibles. De plus, on observe souvent un décalage temporel très important entre les précipitations et les écoulements.

Ce bassin se situe un peu en marge des autres, autant en terme de superficie que d'hydrologie. En outre, seuls 12 couples averse-cruie sont exploitables avec les données dont nous disposons.

4.6 Bassins versants des Pyrénées Orientales (66)

4.6.1 Présentation des bassins versants

Les Cemagref d'Aix-en-Provence et de Grenoble disposaient de quelques séries de données pluie-débit sur quatre bassins versants des Pyrénées Orientales. La qualité des données est variable et la représentativité du poste pluviographique utilisé parfois discutable. Ainsi, les chroniques de mesure en notre possession pour les stations pluviographique et limnimétrique du bassin de la Canterrane présentent de nombreuses lacunes. En outre, les enregistrements ne paraissent pas toujours corrects. Dans le cas du bassin versant de la Baillaury à Banyuls, le pluviographe utilisé est loin du bassin. De ce fait, on se heurte à un problème de représentativité des pluies par rapport aux débits.

Tableau 4.10 : Présentation des bassins versants et des données utilisées.

Station	Cours d'eau	Surface (km ²)	Pluviographe utilisé	Altitude du pluviographe (m)	Nombre de crues
Mas d'en Torrent	Massane	17,2	Néoulous	1258	20 de 1966 à 1990
Banyuls	Baillaury	18,2	Néoulous	1258	7 de 1966 à 1990
Moulin d'Enterrane	Canterrane	33,4	Col de Fourtou	840	4 de 1973 à 1990
Le Vila	Ample	47,8	Nombel	210	27 de 1966 à 1990

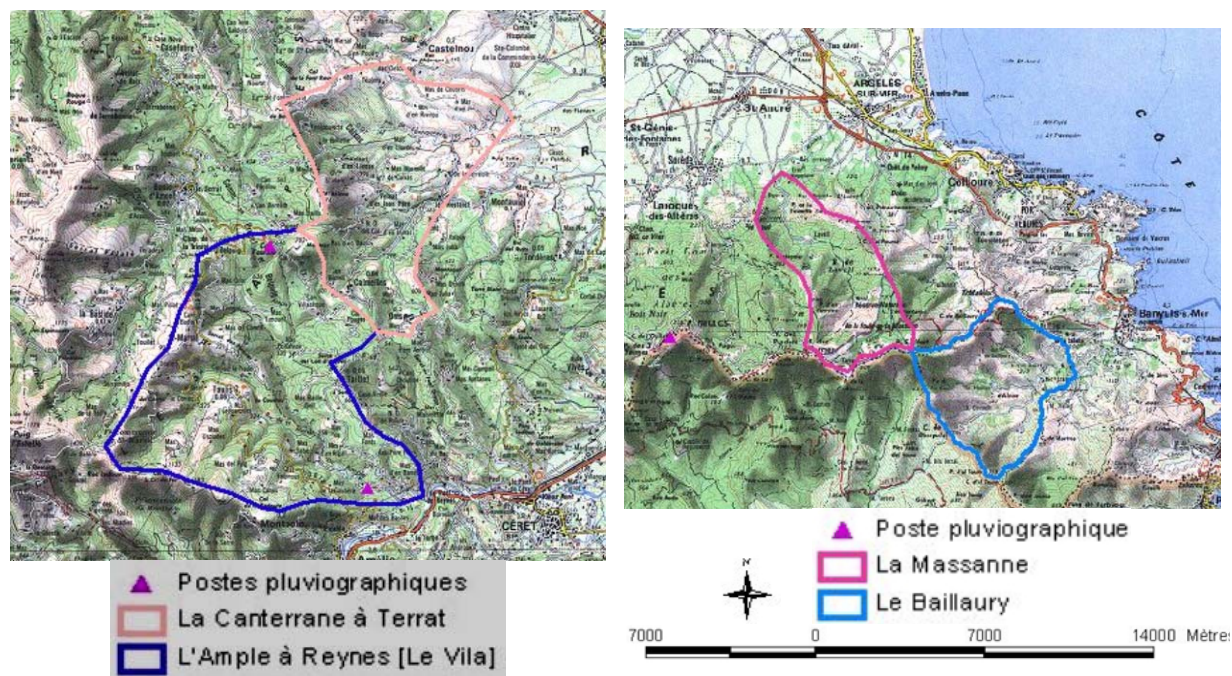


Figure 4.29 : Cartes des bassins versants des Pyrénées Orientales.

En l'absence d'autres données exploitables¹⁶, les quelques crues disponibles sur les quatre bassins versants des Pyrénées Orientales ont été conservées afin d'étoffer et de diversifier notre échantillon de bassins (tableau 4.10, figure 4.29).

4.6.2 Pluviométrie

Les durées des chroniques sont relativement similaires pour les 3 postes pluviographiques. La période couverte va de 1966 (1965 pour Néoulous) à 1990. La différence essentielle qui complique ici l'étude des maxima de pluie pour les événements supérieurs à un seuil de pluie journalière de 20 mm, vient du fait que le nombre d'événements varie d'un poste à l'autre. On dénombre 198 événements pour Néoulous, contre 136 pour Nombel et seulement 37 pour le pluviographe du col de Fourtou.

Sans entrer dans les détails de la climatologie locale de chacune des zones géographiques concernées, il semble que la proximité de la mer Méditerranée explique en bonne partie le grand nombre d'événements enregistrés sur le poste de Néoulous. L'autre explication vient aussi de la qualité des chroniques de données en notre possession. En effet, les lacunes sont nombreuses sur le poste de Nombel et encore plus nombreuses sur celui du Col de Fourtou.

La proximité de la mer Méditerranée explique aussi que la pluviométrie est plus forte à Néoulous pour toutes les durées considérées (figure 4.30).

Entre Nombel et le Col de Fourtou, qui sont proches géographiquement, les différences de cumul viennent probablement d'un problème d'échantillonnage.

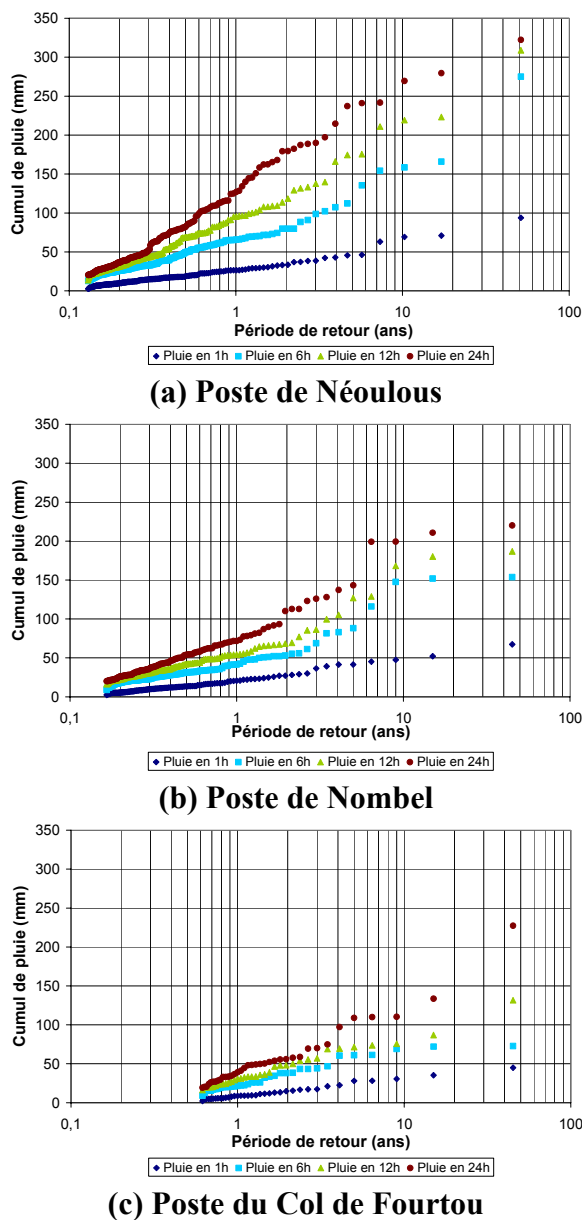


Figure 4.30 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps sur les postes pluviographiques des Pyrénées-Orientales.

¹⁶ Une récente étude du service de Restauration des Terrains de Montagne a permis le recensement de 75 stations de mesure des débits dans les Pyrénées Centrales dont 25 permettent de jauger des bassins de moins de 50 km² (Peteuil & Adam, 2004). Malheureusement, ces données ne sont pas toujours exploitables dans le cadre de notre étude. En effet, la proximité des stations hydrométriques avec un pluviographe fait souvent défaut.

4.6.3 Typologie des crues

Deux types de pluies sont à l'origine des plus fortes crues :

- les longues pluies d'automne. Ce sont des averses méditerranéennes extensives de flux de sud-est présentant des pics d'intensité de pluie élevés (figure 4.31). Elles sont à l'origine de plusieurs crues remarquables notamment celle d'octobre 1940 (Battle & Gual, 1990) ;
- les pluies longues et continues de printemps. Elles correspondent à des averses océaniques de flux de nord-ouest (figure 4.32). Ces crues sont généralement concomitantes sur les torrents de montagne et sur les grands bassins versants. Les coefficients d'écoulement de ce type de crues sont plus élevés que pour les précédentes. Les crues durent aussi plus longtemps. La fonte de la neige aggrave vraisemblablement l'effet des pluies.

En ce qui concerne chaque bassin versant, nous ne disposons que de très peu d'informations sur les bassins de l'Ample et de la Canterrane. En revanche, pour les bassins de la Massane et de la Baillaury, Mathys (1997 [1]), dans une étude sur la rivière Ravaner qui sépare ces deux bassins, donne des indications très précises sur leurs caractéristiques physiques et hydrologiques. Ces deux bassins versants sont diamétralement opposés :

- le bassin versant de la Massane est allongé avec peu d'affluents secondaires, celui de la Baillaury est compact et les différents drains ont tendance à se rejoindre peu avant l'exutoire ;
- le bassin versant de la Massane est essentiellement recouvert de hêtraies, celui de la Baillaury est peu boisé. On y trouve par contre du maquis ainsi que des vignes dans sa partie aval ;
- d'un point de vue climatologique, le bassin versant de la Baillaury est davantage soumis aux entrées maritimes, du fait de son orientation est-ouest, que le bassin de la Massane, plutôt orienté nord-sud.

Ces caractéristiques expliquent sans doute pourquoi à surfaces du même ordre de grandeur, le débit décennal est plus élevé sur la Baillaury, avec $110 \text{ m}^3/\text{s}$, que sur la Massane où il est d'environ $70 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mathys, 1997 [2]).

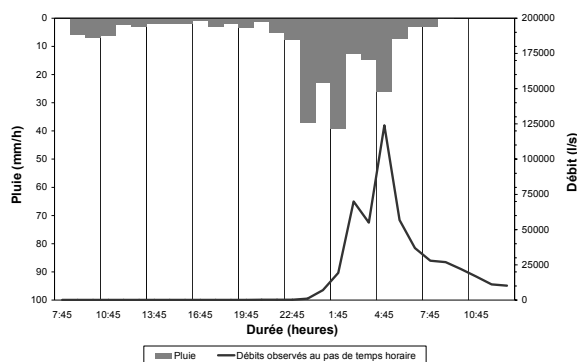


Figure 4.31 : Crue du 18 octobre 1977 sur l'Ample.

Cumul de pluie : 220 mm
Pluie max. horaire : 39 mm
Coefficient d'écoulement : 15,6 %
Débit de pointe : $124 \text{ m}^3/\text{s}$

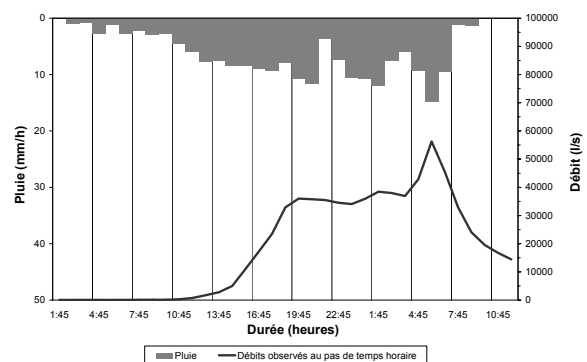


Figure 4.32 : Crue du 4 au 5 avril 1969 sur la Massane.

Cumul de pluie : 201 mm
Pluie max. horaire : 15 mm
Coefficient d'écoulement : 69 %
Débit de pointe : $56,3 \text{ m}^3/\text{s}$

4.7 Bassin versant du Gard à Pont Ravagers

Le bassin versant du Gard à Pont Ravagers est situé à environ 40 km à l'ouest d'Alès. Il couvre une superficie de 33 km² (figure 4.33). Aucune chronique de pluie ou de débit n'a été utilisée ici. Seuls treize couples averse-crue ont été fournis par la DDE du Gard au Cemagref dans le cadre d'une étude concernant la modélisation des crues du bassin versant d'Anduze (Fourmigué, 2000). Outre ces treize couples averse-crue, nous ne disposons que de très peu d'informations.

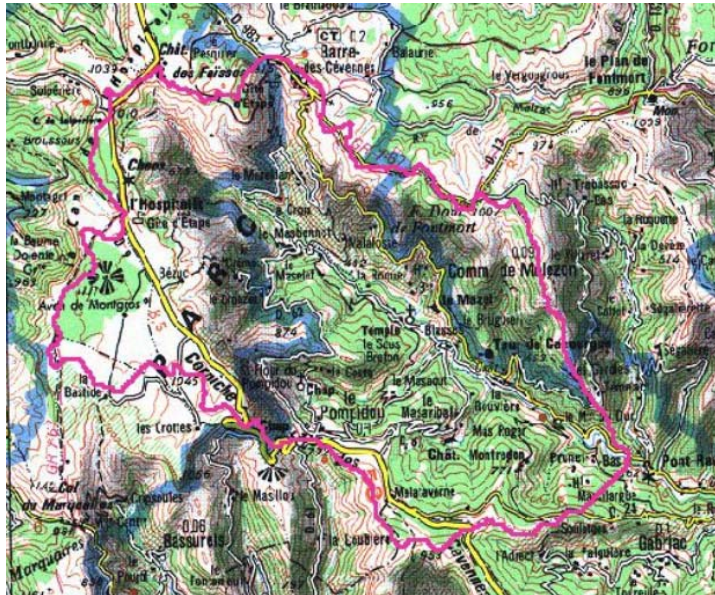


Figure 4.33 : Bassin versant du Gard à Pont Ravagers.

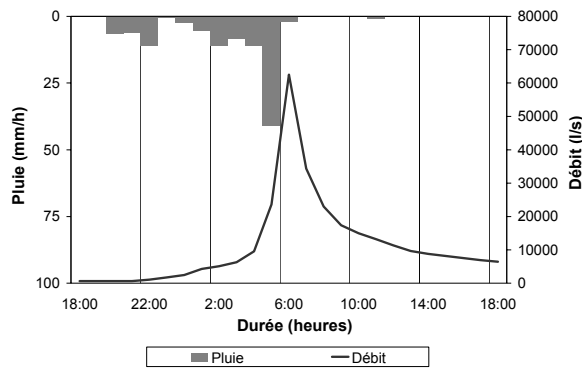
1000 0 1000 2000 Mètres

Le bassin versant du Gard à Pont Ravagers se situe au cœur des Cévennes. Il est soumis à un fort risque de crue, notamment en automne, du fait de la spécificité du régime pluviométrique et de l'hydrologie de la région. En effet, la région des Cévennes est affectée par :

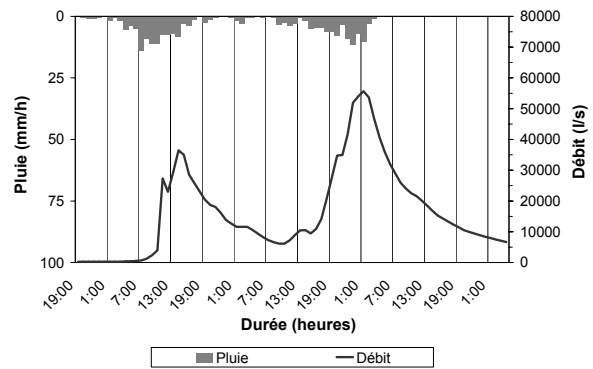
- des précipitations exceptionnelles associées à des systèmes convectifs de méso-échelle, parfois quasi-stationnaires. C'est le cas par exemple de l'événement de septembre 2002 (Royet *et al.*, 2003 ; Fouchier *et al.*, 2004) ;
- des événements de type cévenols, marqués par le passage d'une ou plusieurs dépressions, ralenties voire bloquées par la présence d'air froid au-dessus du Massif Central (Anquetin *et al.*, 2001).

Au sein de notre échantillon de 13 crues, les plus importantes se produisent à la suite de fortes précipitations, 200 mm en 48 heures, ou, plus rarement, à la suite d'une averse brève et très intense (figure 4.34 (a), figure 4.34 (b)). Pour les crues provoquées par des pluies longues et peu intenses, les coefficients d'écoulement sont plus élevés que pour les crues provoquées par des averses brèves et intenses. Sur ce bassin, la dynamique des crues est beaucoup plus rapide dans le cas d'averses brèves et intenses.

Les données disponibles sur le bassin versant du Gard à Pont Ravagers sont insuffisantes pour permettre une étude hydrologique approfondie du bassin. En revanche, elles peuvent être utiles pour évaluer l'applicabilité de méthodes développées sur des bassins versants mieux connus.



(a) Crue du 4 au 5 octobre 1995 :
 Cumul de pluie : 106,5 mm
 Pluie max. horaire : 41 mm
 Coefficient d'écoulement : 26,8 %
 Débit de pointe : 62,5 m³/s



(b) Crue du 10 au 13 novembre 1996 :
 Cumul de pluie : 214 mm
 Pluie max. horaire : 14 mm
 Coefficient d'écoulement : 67,7 %
 Débit de pointe : 55,6 m³/s

Figure 4.34 : Allures des crues enregistrées sur le bassin du Gard à Pont Ravagers.

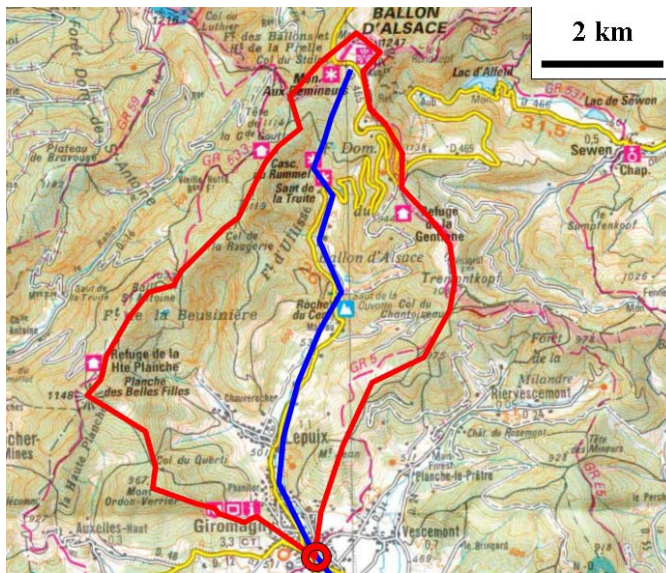
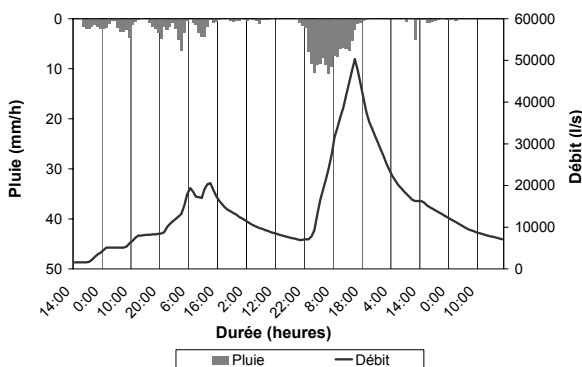
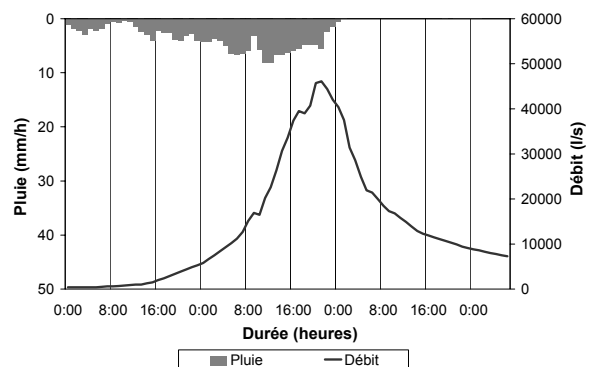


Figure 4.35 : Bassin versant de la Savoureuse à Giromagny (Fourmigué *et al.*, 2003).



(a) Crue du 22 au 31 janvier 1995 :
 Cumul de pluie : 234,4 mm
 Pluie max. horaire : 11 mm
 Coefficient d'écoulement : 96,5 %
 Débit de pointe : 50,3 m³/s



(b) Crue du 28 au 31 décembre 2001 :
 Cumul de pluie : 181,5 mm
 Pluie max. horaire : 8 mm
 Coefficient d'écoulement : 70,5 %
 Débit de pointe : 46,1 m³/s

Figure 4.36 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin de la Savoureuse à Giromagny.

4.8 Bassin versant de la Savoureuse à Giromagny

Les données pluie-débit de la Savoureuse à Giromagny proviennent d'une étude menée par le Cemagref. Cette étude concerne la prévision des crues de la Savoureuse à Belfort (Fourmigué *et al.*, 2003). Vingt couples averse-crue enregistrés sur le haut bassin de la Savoureuse entre 1995 et 2002 nous ont été transmis par les auteurs, en accord avec les gestionnaires des données. Les vingt couples averse-crue sont issus des données de pluie horaire de Météo France¹⁷ et des mesures de débit réalisées par la DIREN Rhône-Alpes à Giromagny.

Le bassin versant de la Savoureuse à Giromagny a une surface de 30,5 km². Il s'étend entre 468 m et 1247 m d'altitude, sur le versant sud du Ballon d'Alsace (figure 4.35). 80 % du bassin se situe à plus de 600 m d'altitude. Les sols sont occupés essentiellement par de la forêt. Quelques zones humides sont observées en fond de vallée ou dans les zones de replat. Les pentes du bassin sont relativement fortes, avec une pente moyenne de 35 %.

Les pluies moyennes annuelles sont supérieures à 2200 mm à Lepuix (1153 m d'altitude) et d'environ 1700 mm à Giromagny (473 m d'altitude). D'après Fourmigué *et al.* (2003), cette différence est due à un fort gradient des pluies suivant l'altitude. On le retrouve d'ailleurs de Belfort jusqu'au Ballon d'Alsace. Les lames écoulées moyennes annuelles sont quant à elles d'environ 1600 mm.

Le bassin est soumis à un climat continental, de type pluvio-nival. Les hautes eaux sont enregistrées de novembre à mars, avec des maxima en décembre et en janvier. Les crues s'étalent généralement sur des périodes assez longues. Elles sont associées à des pluies longues, présentant des cumuls forts et des intensités faibles. La fonte des neiges joue également un rôle important dans la formation des crues. Les crues se produisent en effet dans un cas sur deux durant des périodes de redoux, consécutives à des périodes de froid vif. Par conséquent, de nombreuses crues ont un coefficient d'écoulement proche de 1, et parfois même supérieur à 1. La pluie de bassin réelle est peut-être sous-estimée. Quoi qu'il en soit, la saturation quasi totale des sols et/ou la fonte des neiges contribuent certainement à expliquer de telles valeurs du coefficient d'écoulement (figure 4.36).

Sur le bassin versant de la Savoureuse, la dynamique des crues n'est plus vraiment torrentielle. Au contraire, les crues sont longues et lentes. Les débits varient en fonction des cumuls de pluie, de la succession des averses et des conditions initiales de saturation du bassin. L'intensité des pluies n'a plus la même importance que sur les autres bassins versants. Les caractéristiques climatiques locales ainsi que la surface du bassin versant expliquent en grande partie les différences observées entre ce bassin et les précédents.

Compte tenu de ces remarques et du faible nombre de crues disponibles, les données de la Savoureuse à Giromagny nous serviront plutôt à tester les limites d'application des outils et des méthodes que nous envisagerons par la suite.

¹⁷ Les données de pluie horaire utilisées correspondent à l'association des données des pluviographes de Lepuix et de Giromagny. Chaque poste représente 50 % de la pluie totale.

5 Conclusion

5.1 Synthèse des données pluie-débit disponibles

5.1.1 Diversité des situations hydrologiques présentées

De la Martinique à la Suisse, en passant par le pourtour méditerranéen, de nombreux contextes climatiques et géographiques très différents ont été présentés. Grâce à ces localisations variées, nous disposons d'un éventail très large de caractéristiques hydrologiques et de scénarios possibles pour le déroulement des crues. Les caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins versants voisins sont également très différentes. Nous nous affranchissons ainsi de la dépendance des remarques que nous ferons ultérieurement concernant la réponse hydrologique des bassins versants vis à vis de cas particuliers.

Les coefficients d'écoulement et les débits spécifiques de pointe des crues sont très variables d'une région à l'autre et, au sein d'une même région, d'un bassin versant à l'autre. Les bornes de notre échantillon de bassins sont constituées par les deux bassins versants de Draix. Les débits de pointe spécifiques et les coefficients d'écoulement moyens des crues varient en général entre ceux enregistrés sur le bassin du Brusquet et ceux enregistrés sur le bassin du Laval (figure 5.1, figure 5.2). Les évolutions correspondantes des débits de pointe spécifiques décennaux et des coefficients d'écoulement moyens se situent respectivement dans des rapports de 1 à 10 et de 1 à 4.

5.1.2 Qualité et quantité des couples averse-crue

Nous disposons pour cette étude de 22 bassins versants. Les surfaces des bassins vont de 0,19 à 66,7 km² pour une valeur médiane de 8,7 km². De plus, 15 bassins versants ont des surfaces comprises entre 0,1 et 20 km². La gamme de surfaces des bassins qui nous intéresse pour notre étude est bien représentée (chapitre I).

Un grand nombre de bassins est issu de Bassins Versants Représentatifs et Expérimentaux français ou suisses (BVRE). Au total, en intégrant les bassins versants martiniquais, gérés à l'origine par l'ORSTOM, 15 jeux de données pluie-débit sont issus de BVRE. Ces bassins versants présentent l'avantage d'être instrumentés depuis plusieurs années. Les chroniques de données sont souvent d'une longueur supérieure à 10 ou 15 ans. De plus, les données des BVRE sont régulièrement contrôlées et vérifiées. La densité des réseaux de mesure des BVRE permet parfois de détecter des anomalies ou des incohérences par comparaison entre les postes (Arnaud, 1997). La remise en question permanente des données garantit également la validité des données issues des BVRE. Par ailleurs, des études reposant sur l'utilisation de ces données existent le plus souvent déjà. Elles peuvent nous aider dans notre propre démarche.

Les données qui ne seraient pas fournies par des instituts de recherche ne sont pas pour autant mauvaises et n'ont pas été exclues d'emblée. Certaines chroniques présentées ici sont d'ailleurs issues de postes gérés par des organismes n'effectuant pas de recherches. Les données de ce type sont très utiles mais parfois plus difficiles à réunir que les précédentes. En outre, nous sommes souvent confrontés dans ce cas aux problèmes de correspondance entre les pluies et les débits : ce ne sont pas nécessairement les mêmes organismes qui mesurent la pluie et les débits ; les postes ne sont pas toujours voisins.

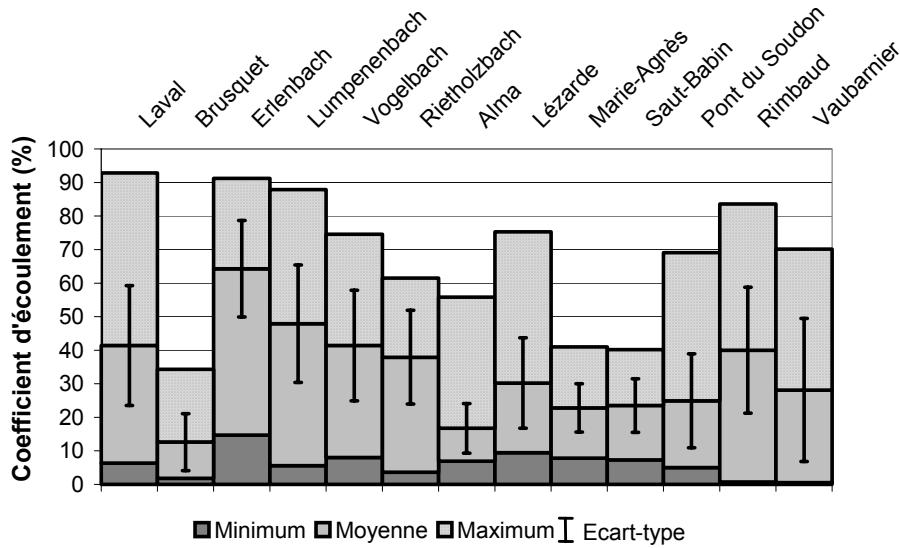


Figure 5.1 : Coefficients d'écoulement des crues enregistrées sur les bassins versants pour lesquels plus de 30 couples averse-crue sont disponibles.

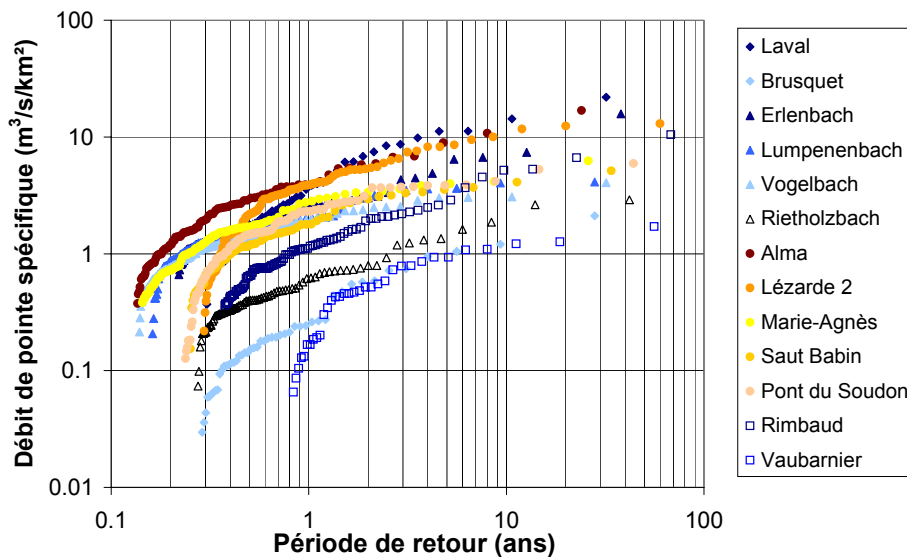


Figure 5.2 : Débits de pointe spécifiques des crues enregistrées sur les bassins versants pour lesquels plus de 30 couples averse-crue sont disponibles.

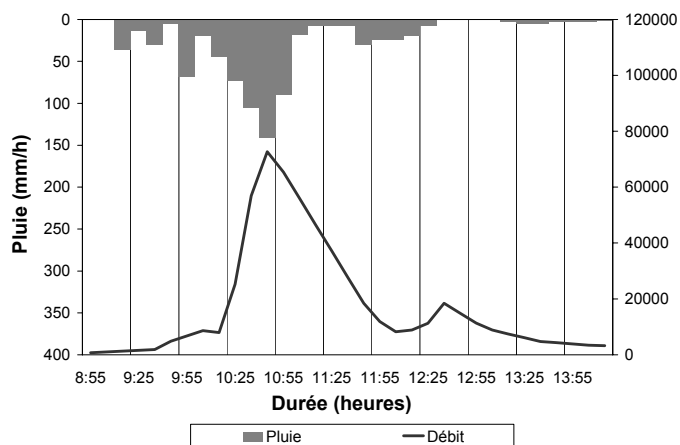


Figure 5.3 : Crue la plus forte enregistrée sur l'Alma le 27 septembre 1991 au pas de temps 10 minutes.

Cumul de pluie : 142 mm
 Pluie max. horaire : 83 mm
 Coefficient d'écoulement : 55,8 %
 Débit de pointe : 72,7 m³/s

Dans le cadre de cette étude, seules sont retenues les crues au cours desquelles une pluie journalière supérieure ou égale à 20 mm est enregistrée. Avec 1186 crues au total pour tous les bassins versants, de nombreux événements sont ainsi retenus et étudiés. Parmi ces événements, des crues fortes à extrêmes sont observées (figure 5.3). Comparativement aux autres crues enregistrées, l'analyse des crues extrêmes devrait fournir de précieuses informations sur la réponse hydrologique des bassins versants lors de ces événements ainsi que sur l'évolution de cette réponse hydrologique de la normale à l'extrême.

Sur les bassins versants qui ne sont pas gérés par des instituts de recherche, le nombre de crues exploitables est souvent plus faible. D'une centaine de crues sur certains BVRE, on ne conserve plus qu'une dizaine de crues sur les bassins versants non BVRE (tableau 5.1). Dans ces cas, des analyses statistiques des pluies et des débits ne pourront pas être envisagées. En revanche, une étude des quelques couples averse-crue disponibles pourra permettre d'avoir des informations concernant le fonctionnement du bassin versant en crue. Il faudra simplement garder en mémoire que l'ensemble des situations rencontrées reste réduit et que les remarques faites sur ces bassins versants n'auront de valeur que pour les crues retenues.

Tableau 5.1 : Tableau récapitulatif de l'ensemble des bassins versants¹⁸.

Localisation	Bassins	Surface (km ²)	Nombre de crues	Débit de pointe spécifique décennal (m ³ /s/km ²)	Numéro d'échantillon
Draix	Laval	0,86	53	14,3	1
	Brusquet	1,08	49	1,3	1
Suisse	Erlenbach	0,64	87	7,0	1
	Lumpenenbach	0,93	87	4,1	1
	Vogelbach	1,55	116	3,1	1
	Rietholzbach	3,31	77	2,1	2
	Dischmabach	43,3	12	0,4 (OFEG)	3
Martinique	Alma	4,31	89	12,0	1
	Lézarde 2	12,99	102	10,8	1
	Marie-Agnès	16,49	91	4,4	2
	Saut Babin	34,08	68	4,0	3
	Pont du Soudon	66,66	93	4,5	3
Pyrénées Orientales	Massane	17,2	20	4,1 (Mathys, 1997 [2])	3
	Baillaury	18,2	7	6,1 (Mathys, 1997 [2])	3
	Canterrane	33,4	4	1,7 (Banque Hydro)	3
	Ample	47,8	27	1,4 (Banque Hydro)	3
Réal Collobrier	Rimbaud	1,5	101	5,2	2
	Vaubarnier	1,5	34	1,2	2
Mont Lozère	Latte	0,19	15	3,5	2
	Sapine	0,54	21	2,7	2
Gard	Pont Ravagers	33	13	2,5 (Banque Hydro)	3
Vosges	Savoureuse	30,5	20	1,6 (Banque Hydro)	3

¹⁸ Pour 7 bassins versants, on donne entre parenthèses la source utilisée pour définir la valeur du débit de pointe spécifique décennal.

Dans tous les cas, les données douteuses ont été systématiquement supprimées. Nous avons notamment éliminé les crues pour lesquelles la fonte de neige ou de glace était susceptible de représenter une part importante de l'écoulement total, sauf sur les bassins où seules des crues de ce type sont disponibles (bassin versant de la Savoureuse à Giromagny par exemple). Une valeur supérieure à un du coefficient d'écoulement global de la crue, la date d'enregistrement des crues et/ou les données de températures sont autant d'éléments qui nous ont permis de détecter ces événements. Les crues de ce type ne seront pas traitées dans le cadre de cette étude. D'une manière générale, nous ne traiterons pas le cas spécifique de la fonte de la neige ou de la glace.

Enfin, nous considérerons que la mesure des débits est représentative des écoulements dans leur ensemble : les débits liquides et solides ne seront jamais dissociés. Ce serait de toute façon impossible à réaliser compte tenu des données disponibles sur la majorité des bassins versants. L'information débit sera donc traitée de la même manière qu'il y ait ou non du transport solide au cours des crues sélectionnées.

5.2 Exploitation et utilisation des données pluie-débit

Parmi les 22 bassins versants retenus, tous ne sont pas caractérisés par des surfaces réduites ou par des écoulements typiquement torrentiels. Tous ne possèdent pas non plus de manière marquée une géomorphologie typique des bassins versants de montagne, principalement en ce qui concerne l'altitude, le relief et les pentes. Nous avons donc choisi de définir trois groupes de bassins versants :

- échantillon n°1 : les bassins versants d'étude
On nomme ainsi les bassins versants qui serviront lors de l'analyse des couples averse-crue. Ce groupe correspond aux bassins sur lesquels on trouve à la fois des caractéristiques torrentielles marquées et des données en grand nombre. Ce groupe comprend les BVRE de Draix (le Brusquet présentant l'intérêt d'être l'opposé du Laval), les BVRE de la vallée de l'Alptal ainsi que les bassins versants de l'Alma et de la Lézarde 2 à la Martinique ;
- échantillon n°2 : les bassins versants de contrôle
A partir des résultats obtenus sur les « bassins versants d'étude », nous chercherons avec les bassins versants de ce groupe à contrôler la validité des hypothèses faites concernant le fonctionnement hydrologique des bassins. Ce groupe comprend les BVRE du Réal Collobrier et du Mont Lozère ainsi que le BVRE du Rietholzbach et le bassin versant de Marie-Agnès à la Martinique ;
- échantillon n°3 : les bassins versants tests
On nomme ainsi le groupe constitué des bassins versants restant. Compte tenu du peu de données disponibles, de la surface des bassins versants et/ou de la nature des écoulements, ces bassins versants serviront surtout à proposer des limites d'application aux méthodes que nous choisirons de tester et d'utiliser.

Dans les parties suivantes, il sera fait référence aux bassins versants des échantillons n°1, n°2 ou n°3.

Chapitre III :

Analyse des couples averse-crue

Compte tenu des résultats obtenus avec les méthodes sommaires et la méthodologie SHYPRE du Cemagref Aix-en-Provence, nous avons insisté dans l'introduction de ce mémoire sur la nécessité d'envisager un nouveau moyen d'effectuer la transformation pluie-débit sur les petits bassins versants torrentiels. Des exemples de développement et d'application d'outils de modélisation pluie-débit à des petits bassins versants, notamment en zones de montagne, existent. Nous en présentons un certain nombre à l'annexe IV. La principale difficulté en modélisation pluie-débit est que les outils doivent être adaptés au contexte hydrologique. Le choix d'un modèle doit donc être effectué en fonction des caractéristiques des écoulements que l'on souhaite modéliser. A ce stade de notre étude, nous ne disposons pas d'informations suffisamment précises concernant le fonctionnement hydrologique des bassins versants présentés au chapitre précédent pour être en mesure d'effectuer ce choix. En effet, celles fournies jusqu'ici sont restées d'ordre général (chapitre II).

Plutôt que de tester des outils existants ou d'en choisir un a priori, nous avons préféré essayer de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels. A l'exutoire des grands bassins versants, l'effet de moyenne des processus mélange toutes les réponses disparates des éléments de surface de petite échelle. L'interprétation physique de la réponse hydrologique mesurée à l'exutoire d'un grand bassin versant est donc difficile à faire sinon impossible. A l'inverse, sur les petits bassins versants, on peut plus facilement déterminer les caractéristiques de la réponse hydrologique. On peut ensuite les relier aux caractéristiques physiques des bassins (chapitre I). Grâce à ces particularités, l'analyse des données devrait aboutir à une meilleure compréhension de la réponse hydrologique de ces bassins. Cette meilleure compréhension peut ensuite aider à mieux la représenter en modélisation pluie-débit. Plutôt qu'une boîte noire, nous nous orientons alors vers le développement d'un modèle pluie-débit conceptuel, global et réaliste. Cette notion de modèle conceptuel et réaliste a déjà été proposée, notamment par Cosandey & Robinson (2000) dans le cas des bassins versants du Mont Lozère.

Nous souhaitons donc maintenant analyser les couples averse-crue dont nous disposons. Cette analyse sera effectuée selon trois niveaux différents :

- une analyse qualitative de l'évolution temporelle comparée des pluies et des débits ;
- une analyse statistique des variables caractéristiques des couples averse-crue au moyen d'analyses en composantes principales (ACP) ;
- une analyse directe des couples averse-crue.

La 1^{ère} partie de ce chapitre est consacrée aux analyses qualitative et statistique. De ces deux manières, de nombreuses caractéristiques des couples averse-crue sont mises en évidence. Elles concernent notamment la typologie des crues, l'évolution comparée des hyétogrammes et des hydrogrammes ainsi que l'influence des caractéristiques des pluies sur le débit de pointe et le volume écoulé des crues correspondantes. En revanche, très peu d'informations sont disponibles concernant les mécanismes et la description de la réponse hydrologique des bassins. Un autre niveau d'analyse des couples averse-crue est donc indispensable pour étudier l'évolution temporelle du débit en fonction de la pluie.

Dans la 2^{ème} partie de ce chapitre, nous présentons la méthodologie et les résultats de l'analyse directe des couples averse-crue. Cette analyse repose sur la lecture de la réponse hydrologique des bassins à partir des courbes présentées au chapitre I. Les informations ainsi obtenues concernent les mécanismes de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels. A l'issue de l'analyse directe, les informations sont traduites de manière immédiate sous la forme d'un modèle pluie-débit.

Les trois dernières parties sont consacrées à la présentation et à l'analyse des réponses hydrologiques des petits bassins versants torrentiels mises en évidence par le modèle pluie-débit. Notre objectif n'est pas de proposer un jeu de paramètres représentatif de la réponse hydrologique moyenne de chaque bassin. Au contraire, pour chaque bassin, ce sont les gammes de valeurs prises par les paramètres ainsi que l'évolution des valeurs des paramètres en fonction des conditions initiales de saturation et des pluies de chaque événement qui nous intéressent. Les résultats sont interprétés en fonction de caractéristiques physiques et d'hypothèses de fonctionnement hydrologique des bassins versants. Une classification des bassins versants est ainsi proposée. Cette classification s'appuie sur les valeurs prises par les paramètres du modèle pluie-débit qui sont caractéristiques de la réponse hydrologique des bassins. Les paramètres se répartissent principalement en trois gammes de valeurs en fonction du bassin et des débits spécifiques de pointe qui y sont enregistrés.

Toutes les phases d'analyse seront effectuées à partir des données issues des bassins versants d'étude, c'est-à-dire des bassins versants de l'échantillon n°1 (chapitre II). Cet échantillon comprend les bassins versants de Draix et de la vallée de l'Alptal ainsi que les deux plus petits bassins versants martiniquais. Les résultats obtenus seront illustrés au moyen de crues représentatives des caractéristiques identifiées. Les analyses seront effectuées sur les vingt crues maximales de chaque bassin versant au pas de temps 10 minutes. Ce pas de temps est le plus petit pas de temps des données pluie-débit commun à tous les bassins versants de cet échantillon. Les crues sont numérotées de 1 à 20 ; la crue la plus forte de chaque bassin correspond à la crue n°1.

6 Analyses qualitative et statistique

Les analyses des crues que nous nous proposons de mener dans ce chapitre vont être réalisées selon des niveaux croissants de complexité. Nous commençons par le niveau d'analyse le plus simple, à savoir l'analyse qualitative du déroulement des crues.

6.1 Définition des variables

Dans le cas des deux premiers niveaux d'analyse, on définit les variables retenues pour décrire les couples averse-crue :

- LMAX1P : la lame écoulée maximale sur un pas de temps (mm) (dans les tableaux descriptifs des événements, la variable QMAX sera donnée en l/s)
- P_T : le cumul de pluie de l'événement (mm)
- Q_T : la lame écoulée totale de l'événement, sans le débit de base pris égal au débit minimum de la crue (mm)
- CE : le coefficient d'écoulement, calculé à partir de P_T et de Q_T
- PMAXH : la pluie maximale horaire (mm)
- PMAXiP : la pluie maximale suivant i pas de temps (mm), avec $i = \{1, 2, 3, 4, 12, 24, 48, 72\}$. Au pas de temps de 10 minutes, on décrit avec cette variable les pluies en 10, 20, 30 et 40 minutes ainsi que les pluies en 2, 4, 8 et 12 heures.
- LMIN1P : la lame écoulée sur un pas de temps au début d'une crue (mm)
- PJ : la pluie journalière enregistrée à la date de l'événement (mm)
- PJ(J-1) : la pluie journalière enregistrée la veille de la crue (mm)
- PJ(J-7) : le cumul de pluie enregistré la semaine précédant le jour de la crue (mm)
- PJ(J-14) : le cumul de pluie enregistré pendant les 2 semaines précédant le jour de la crue (mm)
- NBJ SNS PL : le nombre de jours sans pluie enregistré avant le jour de l'événement

6.2 Typologie des crues

Le niveau d'analyse le plus simple auquel on pense est celui de l'analyse visuelle des couples averse-crue. Cette analyse permet de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des crues, de proposer une typologie des crues pour chaque bassin et de voir quelles variables influencent le débit de pointe et le volume écoulé. Elle permet aussi de comprendre les différences entre, par exemple, la crue n°1 et la crue n°20 d'un bassin versant donné.

6.2.1 Les BVRE de Draix

6.2.1.1 Bassin du Laval (0,86 km²)

D'après Mathys *et al.* (1999), les écoulements sur le bassin du Laval sont surtout dus au ruissellement direct. La contribution du stock d'eau n'est cependant pas négligeable. On retrouve majoritairement deux types de crues sur le bassin versant du Laval :

- celles qui sont provoquées par une succession d'averses brèves et intenses séparées de quelques heures. Plus l'averse intense intervient à la fin de la série d'averses, plus le débit de pointe est élevé (figure 6.1 (a) et (b)) ;
- celles qui sont provoquées par une averse brève, intense et isolée (figure 6.1 (c) et (d)).

Parmi les cinq crues présentées à la figure 6.1, la crue n°18 du 4 novembre 1994 présente un cumul de pluie fort mais des intensités faibles. Ce type de pluie ne provoque pas de crue forte sur le bassin du Laval. En revanche, la durée de la crue et le volume écoulé sont plus importants que pour les autres événements (tableau 6.1). En outre, le bassin réagit rapidement aux pics d'intensité de pluie. Les montées de crue sont violentes et les décrues rapides. Même sur une crue courante, le bassin versant du Laval est sensible à la structure des pluies.

A la figure 6.1 (e), on note également que les structures du hyétogramme de pluie et de l'hydrogramme de crue sont très similaires : à chaque averse correspond un pic de crue. La valeur du pic de débit dépend toujours de l'intensité de la pluie, du positionnement de l'averse au sein de l'événement et du pic d'intensité de pluie. Mathys *et al.* (1999) ont montré au moyen d'une modélisation pluie-débit de l'événement de la figure 6.1 (a) que le débit de pointe passe de 18,8 m³/s à :

- 5,3 m³/s si la durée de la 2^{ème} averse est conservée mais en prenant une intensité de pluie constante ;
- 12,5 m³/s si la structure de la pluie reste voisine de l'observée avec simplement l'intensité maximale en début d'événement ;
- 16,5 m³/s si l'intensité maximale est retardée de 20 minutes.

On retrouve cette importance de la structure des pluies en comparant les crues n°1, n°3 et n°9. Entre les crues n°1 et n°9, les intensités sur des pas de temps courts, de 10 à 40 minutes, sont du même ordre de grandeur. En revanche, les pluies antérieures et le cumul de pluie de l'événement sont plus importants pour la crue n°1. La pluie maximale horaire est plus forte lors de la crue n°9. La répartition de la pluie et l'enchaînement des averses successives au cours de l'événement expliquent les différences de déroulement des deux crues. Lors de la crue n°3, les intensités de pluie sont faibles ; les cumuls de pluies antérieures sont faibles ; le cumul de pluie de l'événement est faible. Pourtant, le débit de pointe de crue est très élevé pour ce bassin. C'est la structure de la pluie en plusieurs averses successives très rapprochées et de plus en plus intenses qui permet de comprendre la réponse enregistrée.

La crue n°6 est différente des autres crues et notamment de la crue n°1. Ces différences concernent par exemple l'intensité de pluie horaire plus forte pour la crue n°6, le cumul de pluie plus élevé pour la crue n°1 ou les antériorités de pluie équivalentes, mais mieux

réparties pour la crue n°6 sur l'ensemble des jours précédents. En réalité, ces différences ne suffisent pas à expliquer l'importance de la crue n°1 par rapport à la crue n°6. Ce sont plutôt les structures des pluies de chaque événement qui apportent une réponse. Ainsi, les deux orages successifs de la crue n°1, séparés de moins de trois heures, correspondent à une situation plus critique pour ce bassin que l'orage unique de l'événement n°6.

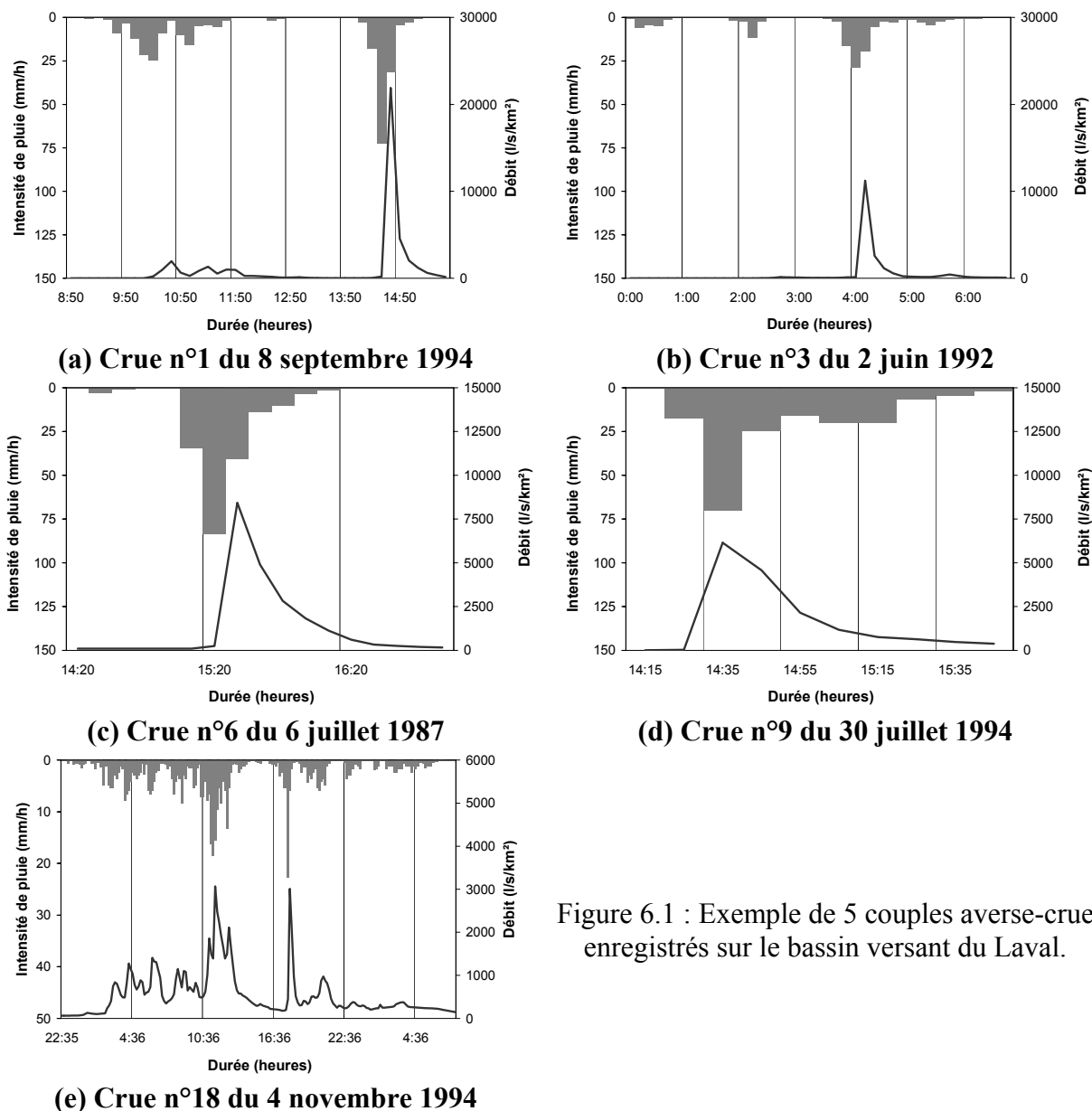


Figure 6.1 : Exemple de 5 couples averse-crue enregistrés sur le bassin versant du Laval.

Tableau 6.1 : Principales caractéristiques de 5 crues enregistrées sur le Laval.

N°	Date	QMAX	PMAXH	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
1	08/09/1994	18840	22.1	43.9	0.47	44.8	7
3	02/06/1992	9646	12.5	21.7	0.44	13.8	6.83
6	06/07/1987	7247	31	31.9	0.33	46	2.83
9	30/07/1994	5285	27.9	30.0	0.28	21.5	1.7
18	04/11/1994	2636	12.4	81.0	0.69	35.3	33.5

Cette description de quelques crues sur le bassin versant du Laval met en évidence que les crues les plus fortes y sont souvent provoquées par une averse de 20 à 30 mm en une heure précédée d'une dizaine de millimètres de pluie répartis en une à deux averses successives. Les coefficients d'écoulement de ces événements ne sont pas parmi les plus forts enregistrés. Au contraire, ils sont de l'ordre de la valeur moyenne des coefficients d'écoulement, calculée sur toutes les crues (environ 42 %).

La réponse du bassin est généralement rapide et brutale. Les temps de montée au pic sont courts avec des valeurs de l'ordre de 20 à 30 minutes. Le décalage temporel entre les pics d'intensité de pluie et les pics de débit sont également très brefs. La dynamique des crues de ce bassin est très rapide. Sur un événement comme celui du 2 juin 1992, les premières averses permettent d'expliquer la réponse du bassin lors de la troisième averse. Sur un événement comme celui du 30 juillet 1994, l'intensité de la pluie est suffisamment forte pour que la réponse du bassin soit importante même si aucune averse particulière n'a été enregistrée auparavant. On peut penser que des seuils de cumul de pluie et d'intensité de pluie régissent la réponse de ce petit bassin versant torrentiel.

6.2.1.2 Bassin du Brusquet (1,08 km²)

Le fonctionnement hydrologique du Brusquet est plus complexe. En effet, l'influence d'un orage bref, intense et isolé sur ce bassin est moins importante même si les intensités de pluie sont fortes sur des durées courtes (figure 6.2 (d)). Malgré son rang, nous présentons l'événement du 4 juillet 1987 qui illustre bien cette situation de crue. En revanche, une longue période pluvieuse et plusieurs averses successives peuvent conduire à des crues fortes (figure 6.2 (a, b, c)). En lien avec le couvert végétal, il semble nécessaire d'avoir une saturation progressive des sols avant de pouvoir observer une crue exceptionnelle. Cette crue sera effectivement enregistrée, si, outre un cumul de pluie important, une averse légèrement plus intense que le reste de l'épisode est enregistrée.

Les crues n°2 et n°9 présentent des cumuls de pluie et des intensités de pluie horaire du même ordre de grandeur (figure 6.2 (b, c), tableau 6.2). Cependant, la structure de la pluie de novembre 1994 est davantage propice à l'enregistrement d'une crue plus forte que celle de septembre 1993. En effet, en novembre 1994, les intensités augmentent progressivement tandis qu'en septembre 1993 la pluie se répartit en deux groupes d'averses successifs. Par ailleurs, les pluies précipitées la semaine précédant chaque événement sont respectivement de 44 mm en novembre 1994 et de 0 mm en septembre 1993. Cet exemple illustre bien l'importance de la structure des averses et de la préparation du bassin versant du Brusquet par les pluies antérieures.

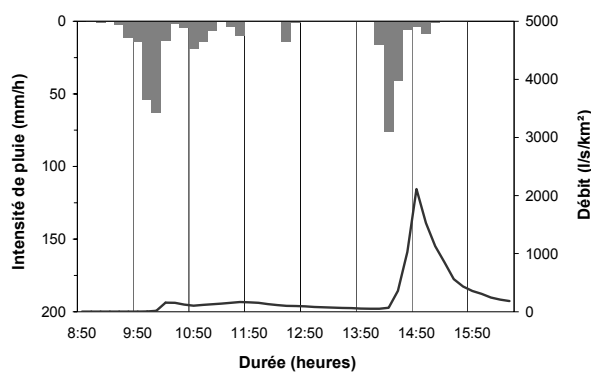
Au Brusquet, on note donc que les plus fortes crues sont provoquées soit par des orages brefs et intenses, répartis en plusieurs averses successives, soit par des longs épisodes pluvieux précédés d'une période où les pluies antérieures sont importantes. Lors des pluies longues, les temps de réponse du bassin du Brusquet sont plus longs que lors des averses brèves et intenses. En revanche, les volumes écoulés sont plus élevés. Les crues n°1 et n°2 illustrent ces caractéristiques. En effet, la pluie maximale horaire est plus faible pour la crue n°2 que pour la crue n°1. En revanche, le cumul de pluie, la durée de l'événement et le coefficient d'écoulement sont plus élevés.

Par rapport à la crue n°2, la crue n°1 est caractérisée par une durée plus courte de l'événement, un cumul plus faible et une intensité de pluie horaire plus forte. Les cumuls de précipitations la semaine précédente sont du même ordre de grandeur. En revanche, le débit

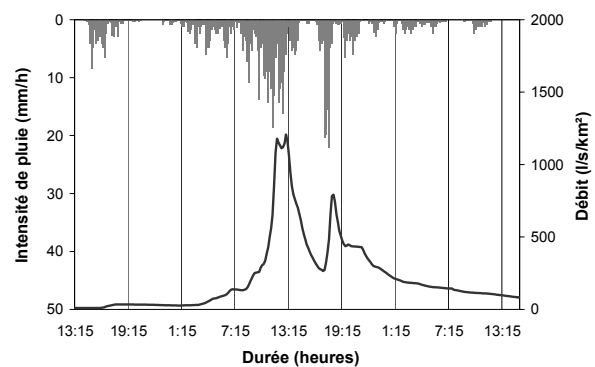
de pointe est beaucoup plus élevé pour la crue n°1 que pour la crue n°2 alors que le coefficient d'écoulement est 3 fois plus faible. Par conséquent, la crue la plus forte n'a pas le coefficient d'écoulement le plus élevé. Enfin, l'intensité et la répartition de la pluie au cours de l'événement jouent un rôle essentiel.

Tableau 6.2 : Principales caractéristiques de 4 crues enregistrées sur le Brusquet.

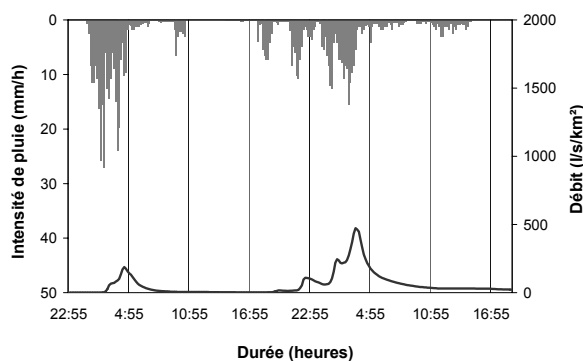
N°	Date	QMAX	PMAXH	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
1	08/09/1994	2281	26.3	65.3	0.11	52.8	8
2	04/11/1994	1304	14.4	112.2	0.33	44.2	50
9	23/09/1993	511	17.3	113	0.08	0	44
33	23/09/1993	131	42.6	43	0.02	16.2	5.83



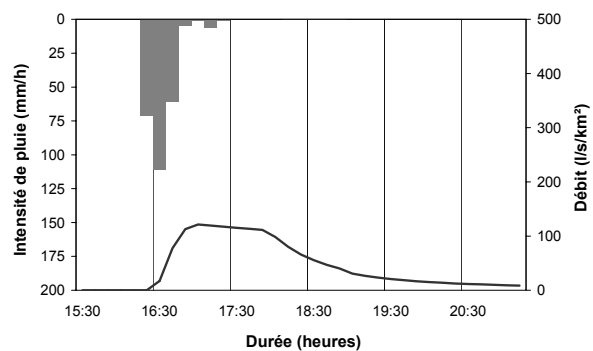
(a) Crue n°1 du 8 septembre 1994



(b) Crue n°2 du 4 novembre 1994



(c) Crue n°9 du 23 septembre 1993



(d) Crue n°33 du 4 juillet 1987

Figure 6.2 : Exemple de 4 couples averse-crue enregistrés sur le bassin versant du Brusquet.

6.2.1.3 Conclusion

Avec les deux bassins de Draix, nous disposons de situations similaires à tout point de vue excepté en ce qui concerne l'occupation des sols (chapitre II). Ils sont tous les deux affectés par les mêmes événements mais ne réagissent pas de la même manière. Dans les deux cas, la répartition et la structure des averses expliquent en grande partie les réponses des deux bassins.

Sur le bassin du Laval, nous constatons l'importance des intensités de pluie pour expliquer les caractéristiques d'une crue. Les fortes crues se produisent pour des pluies intenses et courtes,

environ 30 mm en une heure pour la crue n°6. Les cumuls de pluie correspondants ne sont pas nécessairement très élevés, par exemple 45 mm pour la crue n°1. Mais, on enregistre souvent une période un peu humide auparavant, avec par exemple près de 45 mm en une semaine avant les crues n°1 et n°6.

Outre les crues provoquées par des orages brefs et intenses, qui, si les orages sont isolés, peuvent n'être que des crues courantes, le bassin versant du Brusquet est sensible également aux longues périodes pluvieuses au cours desquelles est enregistrée une averse plus intense. Ce type de crue se caractérise par des cumuls pluvieux importants et des durées de pluie longues. Les crues correspondantes ont des coefficients d'écoulement élevés pour ce bassin avec des valeurs autour de 25 à 30 %. Les débits de pointe sont fonction de l'averse plus intense enregistrée au cours de l'événement. Cette situation n'est pas critique pour le Laval. En effet, si la crue du 4 novembre 1994 est presque décennale pour le Brusquet, elle est courante pour le Laval. Dans les deux cas, il convient de noter que le coefficient d'écoulement et la durée de l'événement prennent des valeurs élevées.

Quoi qu'il en soit, la situation de crue extrême rencontrée le 8 septembre 1994 est la même pour les deux bassins. Cependant, le débit de pointe sur le Brusquet est divisé par 5 par rapport à celui du Laval. Au cours de cet événement le coefficient d'écoulement est plus faible sur le bassin versant du Brusquet et le temps de montée au pic y est plus long. L'atténuation des crues sur le bassin du Brusquet par rapport à celles du Laval peut s'expliquer par sa couverture végétale.

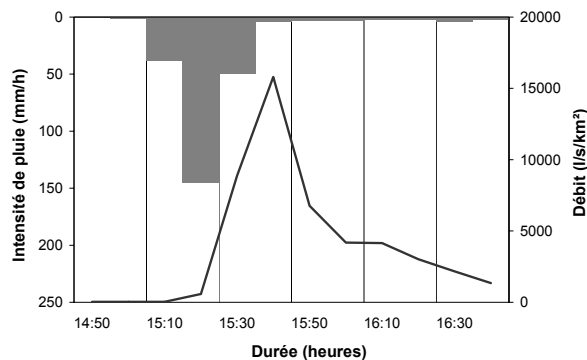
La présence de végétation permet le développement d'une couche de sol. Ce sol possède une capacité de rétention et, plus il est saturé, plus le bassin est susceptible de répondre à la pluie d'un événement. Ceci explique l'importance des pluies de la semaine précédente sur le bassin du Brusquet. La végétation contribue également à limiter le développement du réseau de drainage et à encombrer celui-ci. Le réseau de drainage est donc moins actif sur le bassin versant du Brusquet lors des orages isolés. Il est également plus long à activer.

6.2.2 Bassins versants de la Vallée de l'Alptal

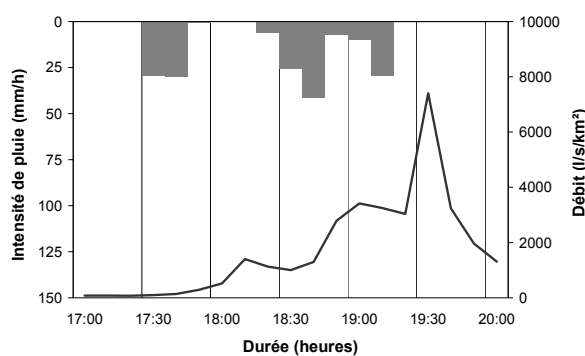
6.2.2.1 Bassin versant de l'Erlenbach (0,64 km²)

Les crues présentées à la figure 6.3 sont parmi les plus fortes crues enregistrées sur le bassin de l'Erlenbach entre 1982 et 2000. Ces trois crues se sont produites en été, à la suite de pluies orageuses courtes et intenses, comme le 14 juillet 1995 et le 13 septembre 1997. L'intensité de pluie atteint d'ailleurs près de 145 mm/h pendant 10 minutes pour la crue du 14 juillet 1995. Outre cette intensité de pluie exceptionnellement forte, la quasi-totalité de la pluie est enregistrée en 30 minutes ce jour-là.

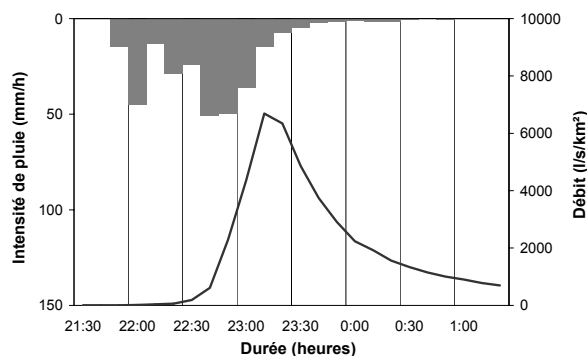
A la différence du bassin du Laval, très sensible aux pics d'intensité, on observe ici une double influence de l'intensité et du cumul de la pluie sur l'écoulement. A titre indicatif, pour la crue du 19 juillet 1993, la réponse est progressive et de plus en plus forte. Ce ne sont pas les intensités qui ont augmenté ce jour-là, mais plutôt les averses qui se sont enchaînées rapidement. De ce fait, lors du dernier pic de pluie, la réponse du bassin est importante. Au cours de l'événement, le bassin versant répond de plus en plus rapidement aux averses successives. De la même manière, le bassin ne réagit pas dès la première averse de 45 mm/h pendant 10 minutes enregistrée au début de l'événement du 13 septembre 1997. Ces deux exemples illustrent certainement l'évolution de la réponse du bassin en fonction de sa saturation progressive. La saturation progressive s'explique par la succession des averses.



(a) Crue n°1 du 14 juillet 1995



(b) Crue n°2 du 19 juillet 1993



(c) Crue n°3 du 13 septembre 1997

Figure 6.3 : Allures des 3 crues les plus fortes enregistrées sur le bassin versant de l'Erlenbach.

Tableau 6.3 : Caractéristiques des 3 crues les plus fortes du bassin de l'Erlenbach.

N°	Date	QMAX	P _{MAXH}	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
1	14/07/1995	10110	40.4	42.5	0.65	64.6	2
2	19/07/1993	4737	20	30	0.61	143.7	3.17
3	13/09/1997	4280	35.3	50	0.52	35.9	4

La saturation du bassin de l'Erlenbach s'explique aussi par les cumuls de pluie la semaine précédant l'événement. On note par exemple que malgré un cumul de pluie et une intensité de pluie horaire plus faibles, le débit de pointe de la crue n°2 est supérieur à celui de la crue n°3. La semaine précédant la crue n°2, on enregistre 4 fois plus de précipitations que la semaine précédant la crue n°3 (tableau 6.3). De la même manière, outre la répartition de la pluie, les pluies antérieures permettent aussi de distinguer la réponse du bassin versant lors des crues du 14 juillet 1995 et du 13 septembre 1997.

Ainsi, pour ce bassin, une crue extrême telle que la crue n°1 correspond à une combinaison d'intensités de pluie fortes, de l'ordre de 40 mm en une heure, et de pluies antérieures importantes. Les pluies antérieures contribuent à la saturation de ce bassin, couvert à 60 % par des zones humides qui se comportent comme des réservoirs. En moyenne, sur les vingt crues les plus fortes, le coefficient d'écoulement vaut 60,9 % avec un écart-type de 12,3 %. Non seulement, les valeurs du coefficient d'écoulement sont donc de l'ordre de grandeur du pourcentage de zones humides, mais en plus les valeurs du coefficient d'écoulement sont relativement stables d'une crue à l'autre. En effet, l'écart-type est assez faible. On peut donc penser qu'un coefficient d'écoulement constant est assez représentatif de la réponse du bassin aux cumuls de pluie.

6.2.2.2 Cas de la crue du 14 juillet 1995 dans la vallée de l'Alptal

Le 14 juillet 1995, à peu près au même moment, les débits atteignent 4450 l/s sur le bassin du Vogelbach, pour une pluie horaire de seulement 20 mm, et 2830 l/s sur le bassin du Lumpenenbach, pour une pluie horaire de 36,5 mm (figure 6.4). Sur ces deux bassins, les intensités de pluie en 10 minutes sont bien inférieures à celles enregistrées sur le bassin versant de l'Erlenbach. Quant au bassin du Vogelbach, la pluie est répartie en deux averses distinctes.

On met ainsi en évidence la variabilité des pluies entre bassins voisins. Par ailleurs, des crues beaucoup plus fortes que celle du 14 juillet 1995 ont été enregistrées sur les bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach (tableau 6.4, tableau 6.5). Cette dernière correspond au rang 8 sur le bassin versant du Lumpenenbach et au rang 5 sur le bassin du Vogelbach. Enfin, chacun des trois bassins de la vallée de l'Alptal présente une réponse hydrologique qui lui est propre : la pointe de crue sur le Vogelbach est étroite tandis que la montée de crue est très rapide sur le Lumpenenbach et que la décrue est très lente.

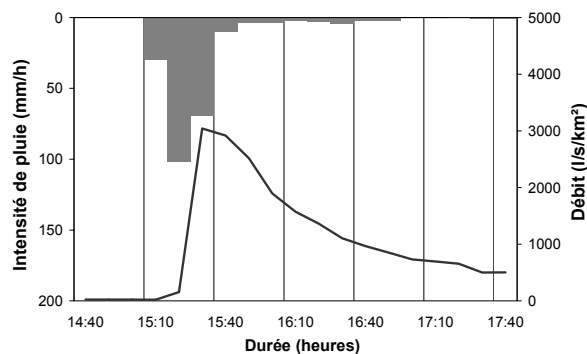
6.2.2.3 Bassin versant du Lumpenenbach (0,93 km²)

De la même manière que sur le bassin versant de l'Erlenbach, les crues les plus fortes sont provoquées par des orages estivaux brefs et intenses. Comme nous avons commencé à le voir sur l'événement du 14 juillet 1995, les montées de crues sur le bassin versant du Lumpenenbach sont rapides, avec un retard très faible par rapport à la pluie. A l'inverse, les décrues sont très étalées dans le temps (figure 6.5). Ce bassin se ressuie donc plusieurs heures après l'arrêt des pluies. On peut penser que des apports à l'écoulement différés par rapport à la pluie contribuent à l'alimentation du cours d'eau ou que le transfert est très étalé dans le temps, du fait par exemple de la forme allongée de ce bassin versant.

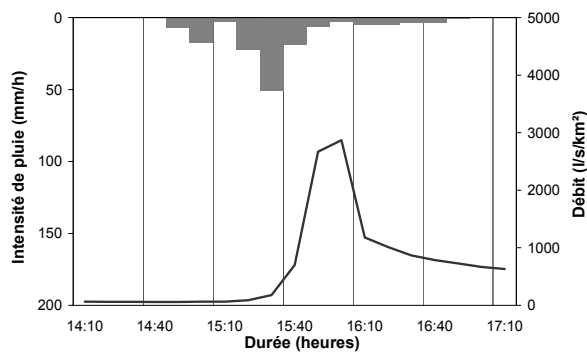
Par ailleurs, le bassin versant du Lumpenenbach a une certaine inertie. Le 26 août 1997, c'est sans doute autant l'intensité forte des pluies qui entraîne une montée des débits que le fait d'enregistrer un peu plus tôt une première averse. Ce jour-là, la première averse ne provoque pas une réponse significative du bassin. Le débit au début de la crue est très faible (inférieur à 10 l/s). Les pluies de la semaine précédente sont nulles. Par conséquent, le bassin est assez sec. Dans les mêmes conditions, une telle averse provoque fréquemment des pics de crue secondaires sur le Laval. Ici, on observe une double influence de l'intensité des pluies et des cumuls précipités. Cette double influence s'explique certainement par la saturation progressive des zones humides du bassin. La première averse de l'épisode pluvieux sert donc à saturer une partie du bassin versant.

Pour l'événement du 9 juillet 1987, nous constatons qu'à chaque averse correspond une pointe de débit. Pourtant entre les deux premières pointes de débit, la pluie n'a pas cessé. Une fois que l'écoulement a commencé, ce bassin est donc sensible à la structure fine de la pluie. Cette sensibilité à la structure fine des pluies permet d'expliquer la valeur du débit de pointe de la crue n°1 du 8 juillet 1987 par rapport aux débits de pointe des crues n°3 et n°8. Lors de la crue n°1, les intensités de pluie sont très fortes et persistent une vingtaine de minutes avec deux pas de temps successifs au cours desquels l'intensité de la pluie atteint près de 95 mm/h.

Un scénario de crue forte pour ce bassin correspond à une pluie orageuse brève et très intense, du type de celle de la crue n°1, précipitant sur le bassin versant dans des conditions de saturation du type de celles de la crue n°3.

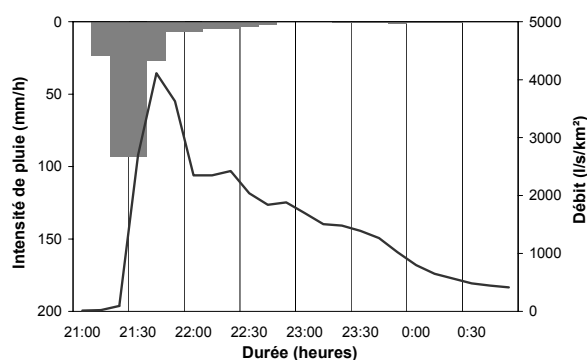


(a) Bassin du Lumpenenbach (crue n°8)

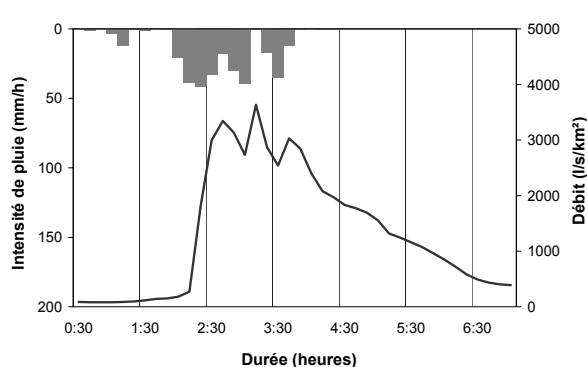


(b) Bassin du Vogelbach (crue n°5)

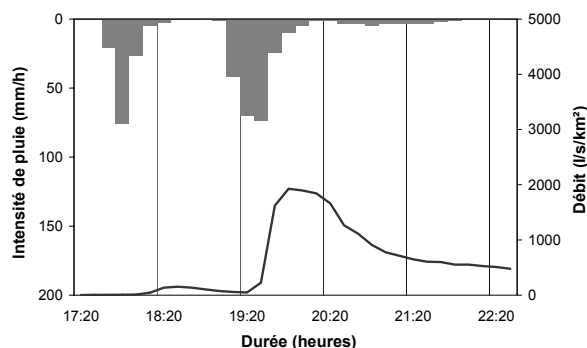
Figure 6.4 : Crue du 14 juillet 1995 sur les bassins de Lumpenenbach et de Vogelbach.



(a) Crue n°1 du 8 juillet 1987



(b) Crue n°3 du 9 juillet 1987



(c) Crue n°20 du 26 août 1997

Figure 6.5 : Exemple de 3 crues enregistrées sur le bassin de Lumpenenbach.

Tableau 6.4 : Principales caractéristiques de 4 crues du bassin versant du Lumpenenbach.

N°	Date	QMAX	PMAXH	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
1	08/07/1987	3824	41.8	45.2	0.46	56.6	5
3	09/07/1987	3380	33.5	51.3	0.58	155.1	6.67
8	14/07/1995	2830	36.5	41	0.35	59.7	5
20	26/08/1997	1792	37.3	66.7	0.22	0	8.67

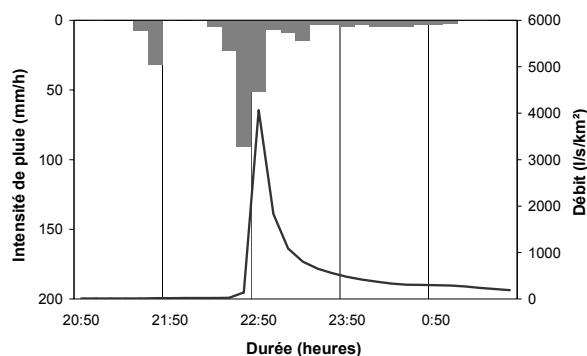
6.2.2.4 Bassin versant du Vogelbach (1,55 km²)

Comme sur les deux autres bassins versants de la vallée de l'Alptal, les plus fortes crues enregistrées sur ce bassin sont liées à des orages estivaux brefs et intenses. Les événements de ce type sont très nombreux en été dans la vallée de l'Alptal, sans toutefois atteindre à chaque reprise les mêmes niveaux de débit que la crue n°1 du 12 juillet 1995 (tableau 6.5, figure 6.6 (a)). Ce jour-là, plusieurs facteurs sont favorables au déclenchement d'une forte crue. Bien entendu, l'un des éléments est l'averse courte et intense. On ajoutera néanmoins la première averse tombée une heure plus tôt ainsi que l'intensité maximale de 90 mm/h enregistrée pendant 10 minutes. C'est d'ailleurs seulement 10 minutes après ce pic d'intensité que l'on observe le débit de pointe de la crue. Ensuite, le débit diminue très vite après la fin de l'averse.

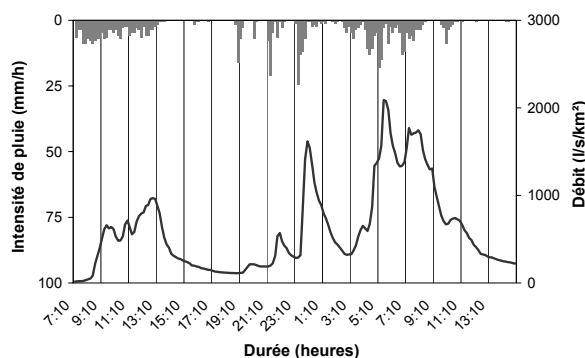
La crue représentée à la figure 6.6 (b) est l'une des rares qui soit liée à une longue période pluvieuse peu intense et pour laquelle on atteint un tel débit. C'est la concentration de la pluie sur plusieurs pas de temps, avec un ou deux pas de temps au cours desquels l'intensité de la pluie est vraiment plus forte que durant le reste de l'averse, qui provoque la majorité des pointes de débit consécutives. Il est intéressant de noter que comparativement à la crue du 12 juillet 1995, le temps de réponse du bassin aux averses est plus long et le volume écoulé durant la crue beaucoup plus élevé.

Tableau 6.5 : Principales caractéristiques de 3 crues du bassin versant du Vogelbach.

N°	Date	QMAX	PMAXH	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
1	12/07/1995	6300	32.5	46.7	0.16	5.4	5
5	14/07/1995	4448	20.1	25.9	0.41	108.6	5.83
13	01/08/1989	3237	11.3	96.6	0.70	55.6	32



(a) Crue n°1 du 12 juillet 1995



(b) Crue n°13 des 1^{er} et 2 août 1989

Figure 6.6 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin versant du Vogelbach.

6.2.2.5 Conclusion

Sur les trois bassins versants de la Vallée de l'Alptal, les plus fortes crues se produisent à la suite d'orages estivaux brefs et intenses. Elles ne correspondent généralement pas aux crues pour lesquelles les volumes écoulés sont les plus importants ou durant lesquelles les débits restent soutenus sur de longues périodes. En revanche, les montées de crue sont rapides et les hydrogrammes reproduisent fidèlement la structure fine des pluies. Après l'arrêt des pluies, on note que les débits décroissent progressivement. Une part visiblement non négligeable de

la lame écoulée est enregistrée en décrue. C'est le cas tout particulièrement du bassin versant du Lumpenenbach.

Les temps de réponse des bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach semblent plus courts que ceux de l'Erlenbach. A l'inverse, c'est sur ce bassin que sont enregistrés les volumes écoulés et les débits spécifiques de pointe les plus élevés. Deux caractéristiques physiques différencient de manière significative ces 3 bassins (chapitre II) :

- la forme du bassin ;
- le pourcentage de zones humides.

Plus le bassin est allongé, plus les contributions à l'écoulement des zones situées en tête de bassin présentent des temps de transit longs par rapport aux zones proches de l'exutoire. Les volumes écoulés en décrue sont aussi visiblement plus faibles sur le bassin du Vogelbach que sur les 2 autres bassins. En effet, la forme allongée du bassin de l'Erlenbach s'accompagne de la présence d'un drain principal, tandis que la forme arrondie du bassin du Vogelbach s'accompagne d'une densité de drainage plus importante, avec la présence de nombreux drains secondaires. Cette structure du réseau hydrographique permet également de comprendre pourquoi la réponse hydrologique du bassin du Vogelbach aux orages estivaux est plus rapide que sur le bassin de l'Erlenbach malgré une surface 2,3 fois plus grande.

Enfin, les pourcentages de zones humides (60 % sur le bassin de l'Erlenbach et 25 % sur les bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach) aident à interpréter les valeurs plus élevées des coefficients d'écoulement et des débits de pointe enregistrés sur le bassin de l'Erlenbach lors des orages estivaux. Du fait du climat alpin, ces zones sont plus ou moins permanentes au fil des saisons. Lors des crues, elles se comportent comme des zones contributives à l'écoulement. Plus elles sont nombreuses, plus les volumes écoulés et les débits de pointe ont des chances d'être élevés. Ces zones saturées expliquent aussi la double importance sur le déroulement des crues du cumul de pluie, pour atteindre progressivement la saturation, et de l'intensité des pluies, pour provoquer des réponses rapides et conséquentes aux pluies une fois que la saturation est atteinte. Sur ces trois bassins, on peut envisager un fonctionnement hydrologique de type ruissellement sur surfaces saturées.

6.2.3 Bassins versants Martiniquais

6.2.3.1 Bassin de la Lézarde à Lézarde 2 (12,99 km²)

Les crues sur les bassins versants martiniquais sont enregistrées durant la saison des pluies. Elles sont provoquées par une succession d'averses ou par une averse isolée présentant des intensités et un cumul de pluie très élevés sur une durée courte. Le deuxième scénario de crue correspond aux crues les plus fortes.

A la figure 6.7 (b), l'averse est d'environ 80 mm en une heure pour un total de près de 100 mm en deux heures, avec des pics d'intensité à plus de 120 mm/h pendant 10 minutes (tableau 6.6). On enregistre même près de 120 mm/h pendant 20 minutes au début de l'événement. Le bassin réagit immédiatement après. La même pluie structurée différemment, avec l'intensité maximale de pluie en fin d'événement, aurait probablement entraîné une crue encore plus forte. C'est d'ailleurs sur une pluie de ce type que la crue maximale de ce bassin a pu être enregistrée (figure 6.7 (a)).

A la figure 6.7 (c), la répartition des pluies dans le temps explique le déroulement de la crue. Cependant, les plus petites averses semblent transparentes pour le bassin, même une fois que l'écoulement a commencé. Par conséquent, les averses semblent avoir des caractéristiques

minimales d'intensité, de durée et de cumul, en dessous desquelles aucune réponse significative du bassin n'est enregistrée. Lorsque l'averse dépasse ces caractéristiques minimales, on enregistre une réponse du bassin. Pour donner un ordre de grandeur de ces valeurs minimales, on peut s'intéresser aux deux averses mises en évidence sur la crue n°18 du 2 novembre 1984 :

- pour l'averse enregistrée avant 20h55, le cumul est de 10 mm en deux heures avec une pointe d'intensité de pluie de 19 mm/h pendant 10 minutes. La réponse du bassin est très faible avec une pointe de débit à 940 l/s/km² ;
- pour l'averse enregistrée vers 2h55, le cumul est de 17 mm en une heure avec une pointe d'intensité de pluie de 57 mm/h pendant 10 minutes. La réponse du bassin est beaucoup plus marquée avec une pointe de débit à 2100 l/s/km².

Visiblement, des seuils d'intensité et de cumul de pluie pour déclencher la réponse du bassin versant de la Lézarde existent. Pour mieux préciser les valeurs de ces seuils, il faudrait étudier davantage de crues. Pour l'instant, nous nous contentons de mettre en évidence ces seuils.

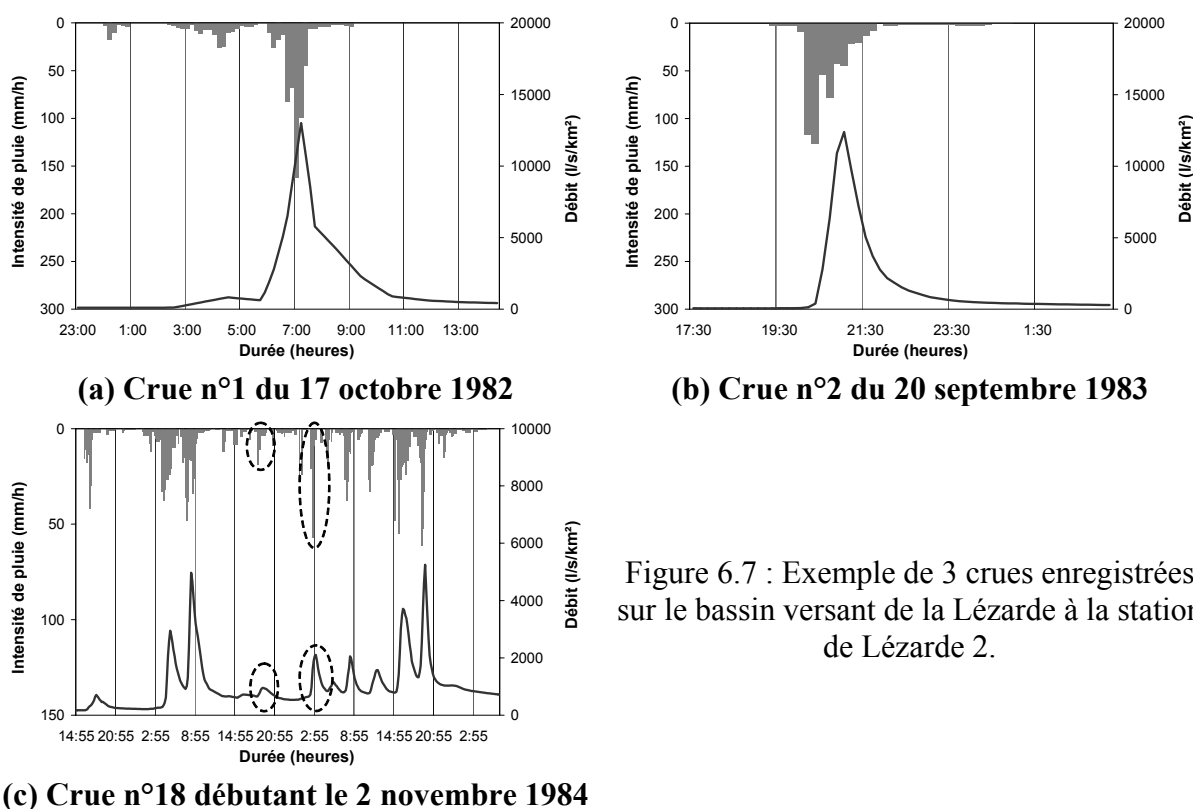


Figure 6.7 : Exemple de 3 crues enregistrées sur le bassin versant de la Lézarde à la station de Lézarde 2.

Tableau 6.6 : Principales caractéristiques de 3 crues du bassin versant de la Lézarde.

N°	Date	QMAX	PMAXH	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
1	17/10/1982	169000	77.5	125.5	0.69	69.5	15.75
2	20/09/1983	161000	77	96	0.49	76.4	9.83
18	02/11/1984	68200	31.8	386	0.51	214	64

Enfin, on note que pour les crues n°2 et n°18, les temps de montée aux pics sont d'environ une heure et que les coefficients d'écoulement sont du même ordre de grandeur. La réponse du bassin aux pluies est similaire pour les deux épisodes pluvieux. Contrairement au bassin versant du Brusquet par exemple, on n'observe pas d'augmentations du temps de montée au pic et du coefficient d'écoulement entre les averses brèves, intenses et isolées et les longues périodes pluvieuses.

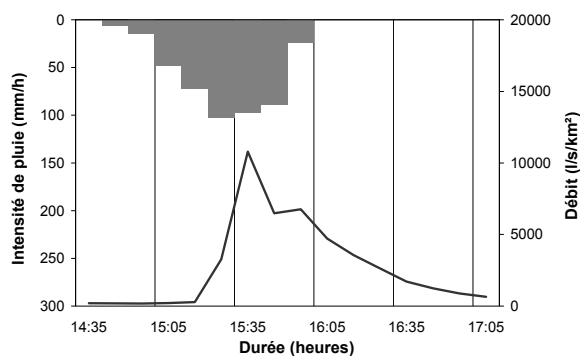
6.2.3.2 Bassin de la rivière Blanche à l'Alma (4,31 km²)

Pour ce bassin, nous avons choisi de présenter deux crues comportant chacune une averse durant laquelle les pluies maximales horaires sont du même ordre de grandeur (figure 6.8, tableau 6.7). La différence essentielle entre ces deux événements vient du fait que si, pour la crue n°4, les pluies maximales représentent la moitié de la pluie totale, pour la crue n°2, c'est presque l'ensemble des précipitations qui sont tombées en une heure. Dans ce dernier cas, on remarque également que la structure de l'averse, avec des intensités de pluie à 10 minutes croissantes puis assez stables pendant 30 minutes, est particulièrement propice à l'enregistrement d'une forte crue (période de retour de l'ordre de 10 ans).

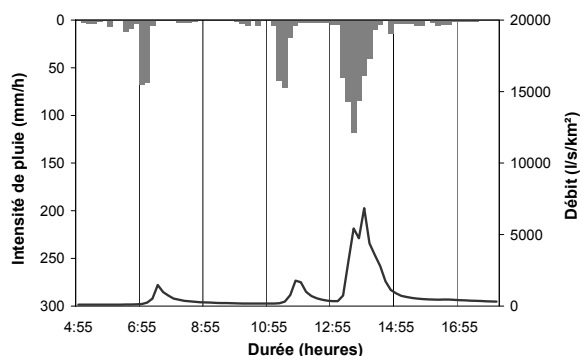
Au cours de la crue n°4 du 3 août 1984, le débit ne dépasse pas 30 m³/s, soit une crue de période de retour comprise entre 3 et 4 ans, malgré une intensité d'environ 120 mm/h pendant 10 minutes. La structure de l'épisode pluvieux joue ici un rôle essentiel. Elle n'explique pas à elle seule les débits de pointe observés mais elle y contribue. La première averse avec une intensité d'environ 65 mm/h pendant 20 minutes ne suffit pas à provoquer une augmentation forte des débits. La seconde averse, assez similaire à la première, entraîne un pic de débit semblable au pic de débit enregistré à la suite de la première averse. On peut supposer que la réponse du bassin versant lors de la troisième averse de cet événement est liée non seulement au cumul et aux intensités de pluie mais aussi à la préparation du bassin par les deux averses précédentes.

Tableau 6.7 : Principales caractéristiques de 2 crues enregistrées sur la rivière Blanche à la station de l'Alma.

N°	Date	QMAX	P _{MAXH}	P _T	CE	PJ(J-7)	Durée (h)
2	28/09/1990	46500	72	75.5	0.31	131.4	2.67
4	03/08/1984	29500	74.5	157	0.22	116.6	16



(a) Crue n°2 du 27 septembre 1990



(b) Crue n°4 du 3 août 1984

Figure 6.8 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin versant de la rivière Blanche à la station de l'Alma.

Enfin, le débit décroît très rapidement dès la diminution de l'intensité et reste soutenu plusieurs heures après l'arrêt des pluies. Il faut donc distinguer la réponse du bassin au cours de l'averse et la réponse du bassin après l'averse. Sur la figure 6.8 (b), on enregistre un écoulement rapide à la suite de chaque averse. Dès l'arrêt des pluies, le débit décroît rapidement et retrouve une valeur de l'ordre de grandeur du débit enregistré au début de la pluie.

6.2.3.3 Conclusion

A la Martinique, les plus fortes crues sont enregistrées durant la saison des pluies à la suite d'averses présentant des cumuls et des intensités fortes sur des durées courtes. Les coefficients d'écoulement sont généralement faibles, du fait de la forte rétention des sols. Une partie de la pluie stockée dans le sol sert à alimenter le débit des cours d'eau entre deux périodes pluvieuses. Les volumes écoulés sont donc différés dans le temps par rapport aux pointes de crue elles-mêmes et les débits de base sont élevés. On peut supposer que l'eau participant aux écoulements est, pour une bonne partie, celle des pluies antérieures.

Plus généralement, pour les autres bassins de l'île, il ressort que :

- les bassins sont sensibles à la structure temporelle fine des hyétogrammes (décrite suivant le pas de temps utilisé) ;
- les plus fortes crues sont généralement liées à une concentration élevée des précipitations pendant une durée courte. Cette durée varie d'un bassin à l'autre, essentiellement en fonction de la surface ;
- l'intensité de pluie seule ne suffit pas à interpréter certaines valeurs élevées des débits. Le cumul de pluie intervient également, ainsi que l'instant où sont enregistrés les pics d'intensité de la pluie au cours de l'averse.

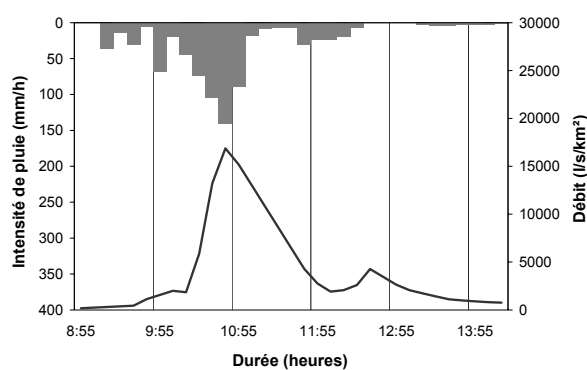
Pour illustrer les différences existant entre les bassins versants, on peut étudier la crue du 28 septembre 1991, commune à quatre bassins sur cinq¹⁹ (figure 6.9²⁰). Ce jour-là, suite à des pluies assez variables d'un poste à l'autre, on enregistre une pointe de crue à peu près au même moment partout (un peu plus tard tout de même pour le bassin de la Lézarde à Pont du Soudon, compte tenu de la surface du bassin). Cependant, les réponses d'un bassin à l'autre sont très différentes. Si à Alma on a enregistré une crue forte, à la fois en volume écoulé et en débit de pointe, avec une période de retour du débit estimée sur l'ensemble des événements de ce bassin à 24 ans, pour la Capot à la station de Marie-Agnès, la crue est tout à fait courante, avec une période de retour annuelle.

La crue enregistrée sur la Lézarde à la station de Lézarde 2 est proche de la crue décennale. Plus en aval à Pont du Soudon, la crue a une période de retour de l'ordre de 2,5 ans. Il y a sans doute ici un effet de la pluie enregistrée au cours de la crue mais également de la surface couverte par chaque bassin. On se doute que sur le bassin plus grand il faut davantage qu'une averse courte et intense pour provoquer une crue exceptionnelle, même si les sols et la végétation de l'île semblent relativement homogènes dans la zone où sont situés les bassins versants.

¹⁹ Les données débitométriques pour la Capot à Saut Babin ne sont disponibles que de 1962 à 1978.

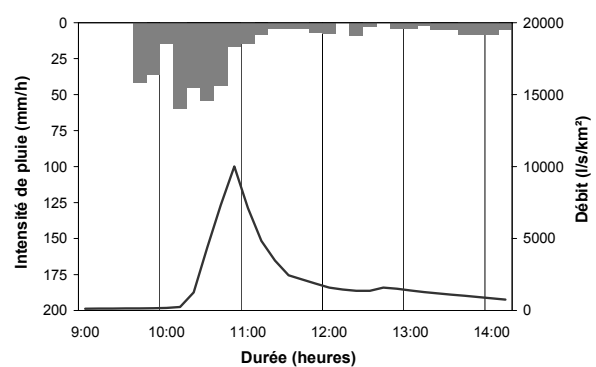
²⁰ Pour les bassins de la rivière Blanche à l'Alma (4,31 km²), de la Capot à Marie-Agnès (16,49 m²) et de la Lézarde à Lézarde (12,99 km²), le pas de temps utilisé est le pas de temps 10 minutes. Pour le bassin de la Lézarde à Pont du Soudon (66,67 km²), on utilise un pas de temps horaire compte tenu de la surface du bassin.

Pour finir, on peut faire l'hypothèse comme sur les autres bassins versants d'un mode de fonctionnement principal des bassins versants martiniquais. Ces bassins sont caractérisés par une couverture végétale dense et possèdent des sols épais et filtrants dont les capacités de stockage et les conductivités hydrauliques sont très élevées (Meunier, 1999). De ce fait, des hypothèses de fonctionnement sous forme d'écoulement hortonien ou d'écoulement par saturation de zones contributives ne semblent pas réalistes. En revanche, on peut penser soit à une activation des drains sous l'effet de forts abats pluvieux, soit à une contribution des sols sous forme d'écoulement activé par effet piston (Cosandey, 1999). La réponse hydrologique des bassins se ferait donc plutôt sous la forme d'écoulements de surface rapides dans le cas de l'activation des drains ou sous forme d'écoulements hypodermiques rapides dans le cas d'un écoulement activé par effet piston. Dans les deux cas, l'activation de l'écoulement est liée à des seuils de cumul et d'intensité des pluies.



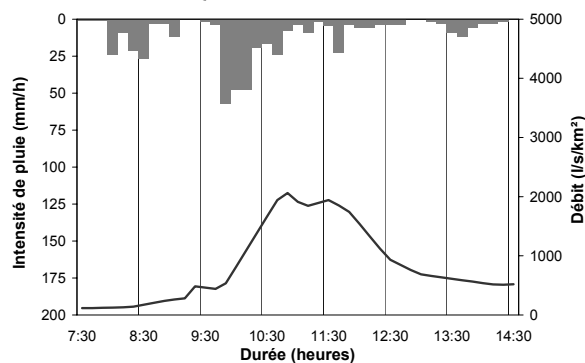
(a) Alma (4,31 km²) : crue n°1

P_T : 142 mm
 P_{MAXH} : 79 mm
 $PJ(J-7)$: 176,5 mm
 CE : 55,8 %
 Q_{MAX} : 72,7 m³/s



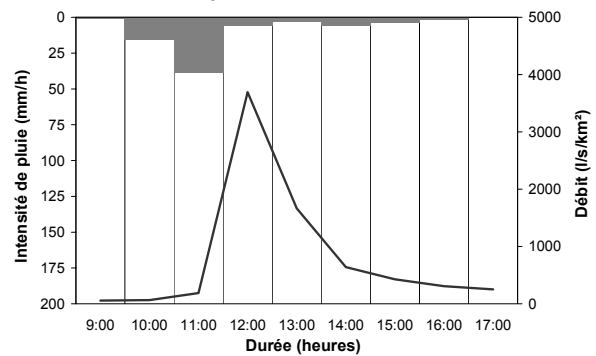
(b) Lézarde (12,99 km²) : crue n°4

P_T : 89 mm
 P_{MAXH} : 42,3 mm
 $PJ(J-7)$: 151 mm
 CE : 44,9 %
 Q_{MAX} : 130 m³/s



(c) Marie-Agnès (16,49 km²) : crue n°19

P_T : 82,2 mm
 P_{MAXH} : 35,5 mm
 $PJ(J-7)$: 156,5 mm
 CE : 30,9 %
 Q_{MAX} : 34 m³/s



(d) Pont du Soudon (66,66 km²) : crue n°9

P_T : 89 mm
 P_{MAXH} : 39 mm
 $PJ(J-7)$: 151 mm
 CE : 29,7 %
 Q_{MAX} : 246 m³/s

Figure 6.9 : Crue du 28 septembre 1991 sur 4 bassins versants martiniquais.

6.2.4 Synthèse

L'analyse qualitative des crues a permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des écoulements en crue sur les petits bassins versants torrentiels. Ainsi, la structure fine des pluies joue un rôle important dans l'explication du déroulement des crues. De plus, trois types principaux de pluie à l'origine des crues ont été mis en évidence :

- les averses brèves (une heure), intenses (de 40 à 80 mm en une heure suivant la climatologie locale) et isolées dans le temps ;
- plusieurs averses brèves successives de plus en plus intenses ;
- les pluies longues et peu intenses au cours desquelles sont enregistrées des averses un peu plus fortes (environ 100 mm en deux jours pour la crue n°2 du bassin versant du Brusquet).

Ces typologies des pluies à l'origine des crues sont également rencontrées sur les autres bassins versants présentés au chapitre II. Néanmoins, tous les bassins ne sont pas sensibles de la même manière à ces 3 types de pluies. Suivant ses caractéristiques locales (climatologie, structure, caractéristiques des sols et état de surface), chaque bassin possède des spécificités. Généralement, il existe un type particulier de combinaison des pluies (antérieures et de l'événement) susceptible de provoquer les crues les plus importantes sur un bassin donné.

La réponse hydrologique des bassins versants est caractérisée par :

- des seuils de déclenchement des écoulements. Ces seuils sont fonction de l'intensité et du cumul des pluies ;
- des temps de montée au pic et des décalages temporels entre la pluie et les débits courts ;
- plusieurs sources d'apports à l'écoulement de crue. Sur le bassin versant de l'Alma, on enregistre un écoulement rapide lors des averses brèves et intenses ainsi qu'un écoulement pouvant s'apparenter à un écoulement de base. Sur le bassin du Lumpenenbach, on enregistre non seulement un écoulement rapide mais aussi un écoulement différé par rapport aux pluies qui semble correspondre au ressuyage du bassin versant.

Enfin, plusieurs hypothèses ont pu être avancées pour expliquer le déroulement des crues. Ces hypothèses de fonctionnement ont pu être proposées en confrontant les caractéristiques physiques des bassins et les observations réalisées sur les couples averse-crue. Il conviendra de les préciser ultérieurement. Les trois types de contributions aux écoulements mis en évidence sont :

- à Draix : des écoulements hortonien ;
- en Suisse : des écoulements sur surfaces saturées ;
- à la Martinique : des écoulements hypodermiques rapides ou des écoulements de surface par activation des drains.

A ce stade de l'analyse, nous disposons de nombreuses informations concernant le déroulement des crues. Elles restent générales et indicatives. Remarquons que les interprétations qui découlent de cette analyse qualitative des crues ne sont pas envisageables sur de grands bassins versants du fait de la diversité de leurs sous-bassins versants et de la non homogénéité spatiale généralement constatée. De plus, il convient de rappeler que même si des caractéristiques des crues, des pluies à l'origine des crues et des réponses des bassins versants sont proposées, la multiplicité des situations hydrologiques explique la grande variabilité des situations de crue observée. Les variables utilisées pour décrire les couples averse-crue interagissent toutes ensemble pour expliquer le déroulement des crues, la valeur de la lame écoulée ainsi que celle du débit de pointe. Nous avons donc souhaité préciser ces liens au moyen d'analyses en composantes principales (ACP).

6.3 Analyses en composantes principales

L'utilisation des ACP a pour objectif :

- d'identifier les liens statistiques entre les variables descriptives des pluies antérieures à un épisode pluvieux et des pluies de l'épisode pluvieux avec les caractéristiques de la crue (lame écoulée, débit de pointe). Pour cela, on utilise la matrice des corrélations linéaires entre variables prises 2 à 2 ;
- de montrer l'importance relative des liens statistiques les uns par rapport aux autres. Les variables explicatives de la formation des axes principaux sont utiles dans ce cas ;
- de discriminer les crues d'un bassin versant entre elles afin de mettre en évidence les déterminismes à l'origine des crues. Pour cela, on utilise surtout le positionnement des crues dans le plan principal 1-2.

6.3.1 Présentation

Dans un premier temps, on détermine la matrice des corrélations en utilisant toutes les variables descriptives des crues. Les matrices de corrélation sont disponibles à l'annexe V. Ensuite, on effectue une ACP sur les crues sélectionnées de chaque bassin. La lame maximale écoulée sur un pas de temps, le volume écoulé en crue et le coefficient d'écoulement de la crue sont introduits en tant que variables supplémentaires (Cemagref, 1980). On cherche donc à les expliquer par les autres variables au moyen de l'ACP. Les variables LMAX1P, Q_T et CE sont des caractéristiques élémentaires d'un couple averse-crue. Compte tenu de notre objectif plus général de prédétermination des débits de crue, nous les avons considérées comme étant suffisantes à ce stade de notre étude.

Pour la définition des axes principaux, la répartition des variables et des crues dans les plans principaux, on pourra se référer à l'annexe V. On ne donne ici que l'exemple du bassin versant du Laval pour illustrer les figures disponibles à l'issue des ACP (figure 6.10).

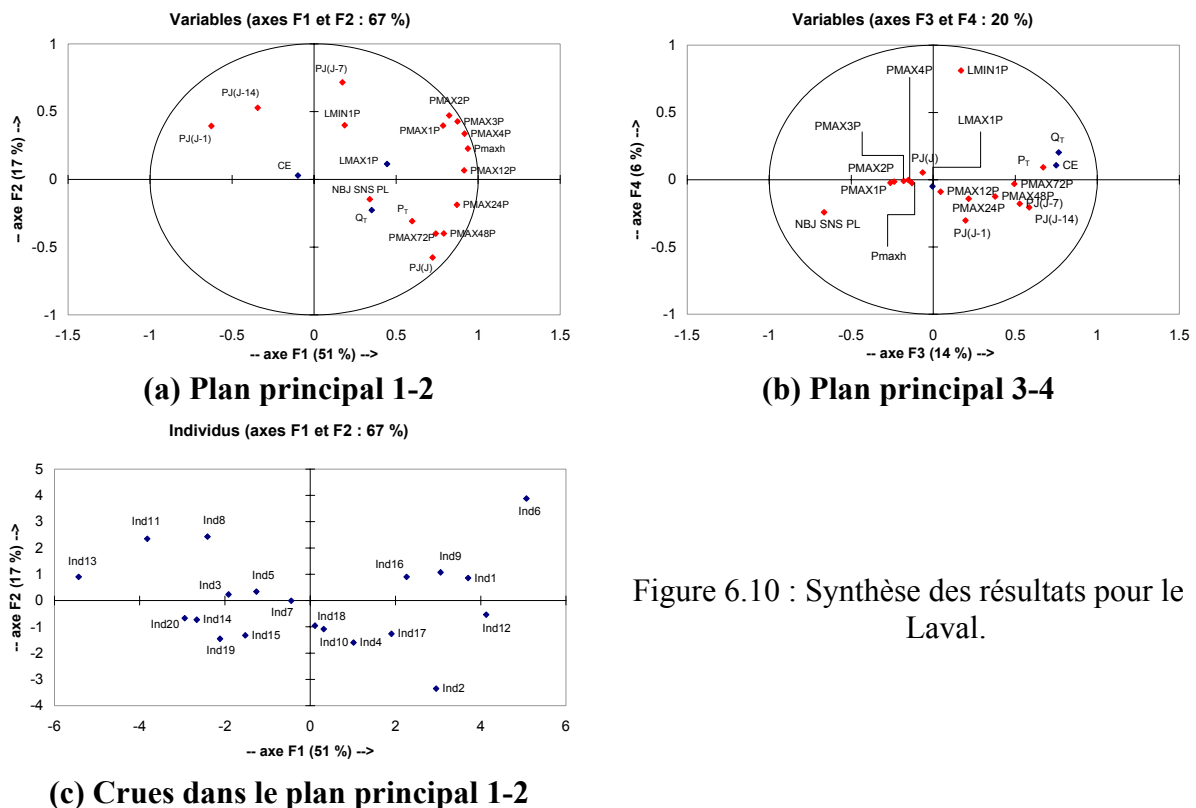


Figure 6.10 : Synthèse des résultats pour le Laval.

Sites	Bassins	Formation des axes principaux				Explication des variables			Remarques particulières
		1er axe principal	2ème axe principal	3ème axe principal	4ème axe principal	LMAX1P	Q _T	CE	
Draix	Laval	Pluies de 10 à 60 min	Pluies antérieures	Pluies longues	Débit initial	Pluies en 10 et 20 min	P _T	P _T	Importance de l'intensité
		PMAXH	PJ(J-7)	P_T	LMIN1P				Débit initial sans importance sur ce bassin
	Brusquet	Pluies de 10 à 60 min et de 2 à 4 h	Pluies antérieures, cumul de pluie, pluies courtes	Cumuls de pluie, débit initial, pluies antérieures	Pluie de la veille	Pluies en 2 et 4 heures	P _T	Lmin1P, PJ(J-7)	Importance des pluies antérieures longues
		PMAX12P	P_T, PJ(J-14)	LMIN1P, PMAX72P, PJ(J-7)	PJ(J-1)				LMIN1P représentatif des pluies antérieures
Vallée de l'Aptal	Erlenbach	Pluies courtes et intenses de 10 min à 2 h	Pluies longues, débit initial	Pluies antérieures	Pluie de la veille	Pluies en 10, 20, 30 et 40 min	P _T	P _T	Ptot n'intervient pas dans l'explication des axes principaux
		PMAX4P	PMAX48P, LMIN1P	NBJ SNS PL	PJ(J-1)				CE isolé dans le plan 1-2 (faible variabilité de CE)
	Lumpenbach	Pluies de 10 à 60 min	Pluies longues	Pluies antérieures	Pluies antérieures	Pluies en 10, 20, 30, 40 et 60 min	P _T	LMIN1P	LMIN1P faible lors des orages estivaux
		PMAX4P	PMAX48P, PMAX72P	PJ(J-1), PJ(J-7)	NBJ SNS PL, PJ(J-14), LMIN1P				CE plus faible pour les crues les plus fortes (crues liées aux pluies courtes et intenses)
	Vogelbach	Pluies de 10 min à 2 h	Pluies longues, cumul de pluie	Pluies antérieures, débit initial	Pluie de la veille	Pluies en 2 heures	P _T	Pluies en 20, 30 et 40 min (corrélation négative)	Débit initial représentatif de l'état de saturation du bassin
		PMAX4P	P_T, PJ, PMAX72P	PJ(J-7), PJ(J-14), LMIN1P	PJ(J-1)				2 types de réponse suivant la nature des pluies
Martinique	Alma	Pluies maximales en 1, 2 et 4 h	Pluies antérieures	Pluies antérieures, débit initial	Nombre de jour sans pluie	Pluies de 10 min à 2 h	LMAX1P	LMAX1P	Pluies antérieures dès l'axe 2, aucun lien entre elles et LMIN1P ; NBJ SNS PL faible durant la saison des pluies
		PMAX12P	PJ(J-14), PJ(J-7)	PJ(J-14), PJ(J-7), LMIN1P	NBJ SNS PL				Q _{tot} et CE liés à LMAX1P : problèmes de mesure des débits ou réponse du bassin aux averses fortes
	Lézarde	Pluies de 10 à 60 min et de 2 à 4 h	Pluies longues, cumul de pluie, pluies antérieures longues	Débit initial, pluies antérieures	Pluie de la veille	Pluies en 20, 30, 40 et 60 min	P _T	CE corrélé à aucune autre variable	LMIN1P lié aux pluies antérieures : le débit initial est un indicateur de l'état de saturation a priori
		PMAX12P	P_T, PMAX72P, PJ(J-14)	LMIN1P, PJ(J-7)	PJ(J-1)				valeurs de CE stables sur les 20 crues les plus fortes : moyenne de 45,4 % pour un écart-type de 12,5 %

Tableau 6.8 : Tableau récapitulatif des résultats obtenus lors des analyses en composantes principales sur les bassins versants de l'échantillon n°1.

Dans la description de la formation des axes principaux, on note en gras les variables qui possèdent les plus forts pourcentages d'explication des axes. Elles sont classées en ordre décroissant des pourcentages d'explication.

Les résultats généraux obtenus sur l'ensemble des bassins versants de l'échantillon n°1 sont présentés dans le tableau 6.8. Les résultats concernent :

- les variables explicatives de la formation des quatre premiers axes principaux ;
- les variables explicatives de LMAX1P, Q_T et CE ;
- des remarques particulières propres à chaque bassin versant.

6.3.2 Résultats

6.3.2.1 Formation des axes principaux

Le 1^{er} axe principal est expliqué par les pluies courtes et intenses. Les durées caractéristiques sont variables d'un bassin versant à l'autre : elles vont de plusieurs dizaines de minutes sur le bassin du Laval à quelques heures sur les bassins versants martiniquais.

Le 2^{ème} axe principal correspond aux cumuls de pluies de chaque épisode de crue et aux pluies longues et peu intenses. Sur les bassins versants de Draix et de la Martinique, on note également l'apparition des pluies antérieures pour expliquer la formation de cet axe. D'ailleurs, seules les pluies antérieures à 7 et 14 jours sont importantes sur les bassins du Laval et de l'Alma. Enfin sur le bassin de l'Erlenbach, le débit initial explique aussi une part de la formation du 2^{ème} axe principal.

Compte tenu de l'alignement généralement constaté de LMAX1P avec le 1^{er} axe principal, les variables explicatives du 2^{ème} axe principal sont secondaires par rapport aux variables explicatives du 1^{er} axe principal dans l'interprétation des débits de pointe de crue forts. Effectivement, la variable LMAX1P est corrélée significativement à plus de 95 % avec les pluies courtes et intenses sur tous les bassins versants. Les durées caractéristiques des pluies changent là aussi d'un bassin versant à l'autre. Plus la saturation du bassin est importante pour expliquer le déroulement des crues et/ou plus la surface du bassin est grande, plus les durées sont longues.

Le 3^{ème} axe principal est représentatif des pluies antérieures, hormis sur le bassin versant du Laval, où les pluies antérieures expliquent la formation du 2^{ème} axe principal tandis que le 3^{ème} axe principal est expliqué par les pluies de longues durées. Sur les bassins versants du Brusquet, du Vogelbach et de Martinique, on note également la présence du débit initial des crues pour expliquer la formation du 3^{ème} axe principal.

Le 4^{ème} axe principal est expliqué soit par la pluie de la veille, soit par le débit initial, soit par le nombre de jours sans pluie.

En résumé :

- le 1^{er} axe principal correspond aux pluies courtes et intenses ;
- le 2^{ème} axe principal correspond aux pluies longues et peu intenses ;
- le 3^{ème} axe principal correspond aux pluies antérieures à 7 et 14 jours ;
- le 4^{ème} axe principal correspond aux pluies antérieures de la veille.

Autour de ces tendances générales, des variations sont constatées (tableau 6.8).

6.3.2.2 Corrélation linéaire entre P_T et Q_T

La lame écoulée cumulée est pour la plupart des bassins très bien corrélée au cumul de pluie de l'événement. Cette corrélation linéaire entre P_T et Q_T aboutit même parfois à des valeurs

du coefficient de corrélation (R) supérieures à 0,9 (figure 6.11). Pour un seuil de signification de R fixé à 0,9, La corrélation entre P_T et Q_T est la seule qui soit significative²¹.

On note tout de même les cas particuliers des bassins du Brusquet, de l'Erlenbach et de l'Alma. Sur le bassin du Brusquet, la corrélation linéaire est significative car les valeurs de Q_T sont généralement très faibles par rapport aux valeurs de P_T (figure 6.11 (a)). De plus, on rappelle le cas des crues n°2 et n°9 présentées au paragraphe 6.2.1.2 où les cumuls de pluie sont du même ordre de grandeur pour des lames écoulées dans un rapport de 1 à 4. Cette observation ne va pas dans le sens d'une corrélation linéaire significative.

Dans le cas de l'Erlenbach, au-delà de la corrélation linéaire entre ces deux variables, on peut noter que P_T n'intervient pas dans l'explication des quatre premiers axes principaux. P_T explique en revanche 33 % de la formation du 6^{ème} axe principal. Cela montre que sur ce bassin versant le cumul de pluie de l'épisode n'est pas important dans l'explication du déroulement des crues. Cette remarque concorde avec celle du paragraphe 6.2.2.1 au sujet de la stabilité du coefficient d'écoulement.

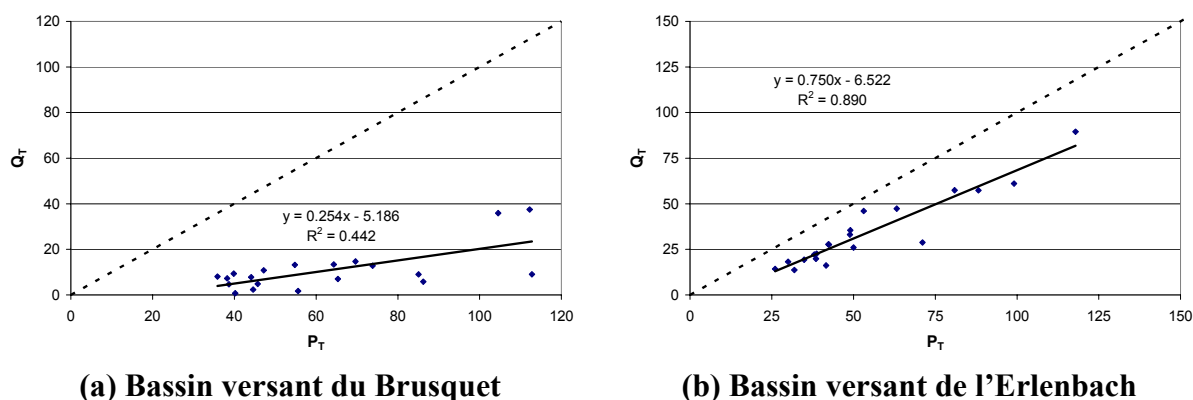


Figure 6.11 : Liens statistiques entre P_T et Q_T .

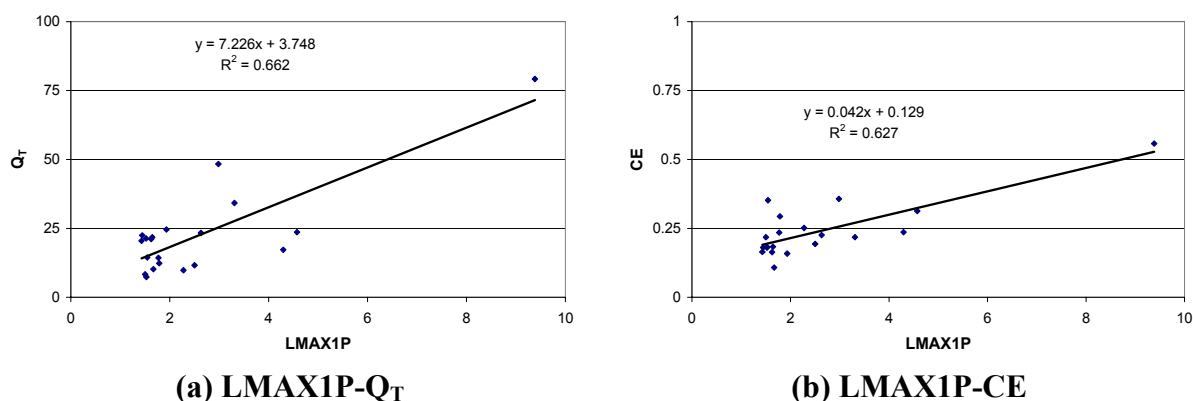


Figure 6.12 : Liens statistiques entre LMAX1P, Q_T et CE sur le bassin versant de l'Alma.

Le cas du bassin de l'Alma est un peu particulier. En effet, l'explication de Q_T se fait a priori par la valeur de LMAX1P. LMAX1P expliquerait également la valeur de CE. Ces deux corrélations sont influencées par l'enregistrement de la crue maximale (figure 6.12). On rappelle également que sur ce bassin, la mesure des débits est particulièrement difficile

²¹ On ne tient pas compte des corrélations des pluies selon différentes durées.

(chapitre II). Il faut donc rester prudent par rapport aux conclusions que nous pourrions tirer de ces relations. Néanmoins, ces deux tendances traduisent que les crues les plus fortes s'accompagnent d'un volume écoulé et d'un coefficient d'écoulement élevé. Cela concorde avec l'allure des crues qui montraient que la structure des hydrogrammes était très influencée par celle des hyétogrammes. De ce fait, plus les pluies sont fortes et intenses, plus les écoulements sont importants et les débits de pointe élevés.

Ce lien entre P_T et Q_T sous la forme d'une relation linéaire ($Q_T = a \times P_T - b$) peut s'interpréter de la façon suivante : dès l'instant où une valeur de pluie égale à b est dépassée, la lame écoulée totale de la crue est égale à une fraction constante du cumul de pluie. Cela peut se traduire de la façon suivante :

- on enregistre des pertes initiales pour obtenir la saturation du bassin versant ;
- une fois que les pertes initiales sont satisfaites, un coefficient d'écoulement constant permet d'expliquer la valeur de lame écoulée totale.

6.3.2.3 Explication du coefficient d'écoulement par les autres variables

Le coefficient d'écoulement de la crue présente des évolutions très différentes suivant les bassins. Sur le bassin versant de la Lézarde, le coefficient d'écoulement est indépendant des autres variables (figure 6.13). De la même manière que pour le bassin de l'Erlenbach, on observe que ce paramètre est stable et varie peu d'une crue à l'autre.

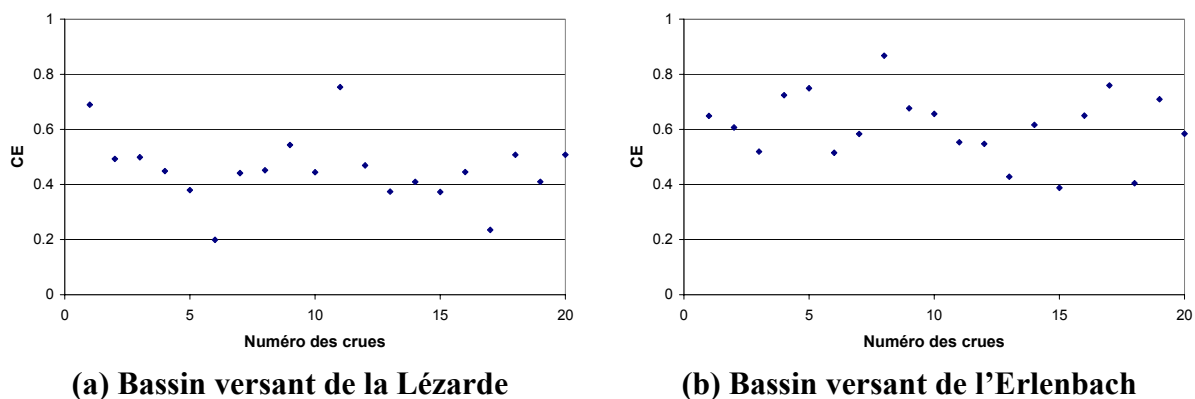


Figure 6.13 : Valeurs de CE sur les bassins de la Lézarde et de l'Erlenbach.

Sur le bassin du Brusquet, le coefficient d'écoulement est expliqué par le débit initial des crues et les pluies antérieures à 7 jours. On retrouve de cette manière le cas des crues n°2 et n°9 : si le bassin est saturé, la réponse du bassin à une pluie longue et peu intense est plus importante que s'il ne l'est pas.

Sur le bassin du Vogelbach, le coefficient d'écoulement est corrélé négativement avec les pluies courtes et intenses. Ainsi, les crues correspondant à des pluies brèves et intenses présentent des valeurs faibles du coefficient d'écoulement. A l'inverse, lors des crues provoquées par des pluies longues et peu intenses, on enregistre sur le bassin du Vogelbach des valeurs de CE pouvant atteindre 60 ou 70 %.

Sur le bassin versant du Lumpenbach, les coefficients d'écoulement des crues les plus fortes ne correspondent pas aux coefficients d'écoulement les plus importants. Les crues les plus fortes sont provoquées par les orages les plus intenses. Par conséquent, sur ce bassin

comme sur ceux du Brusquet et du Vogelbach, on a tendance à enregistrer deux types de réponses du bassin versant suivant la nature des pluies :

- pour les pluies courtes et intenses : le coefficient d'écoulement est faible, le débit de pointe est fort ;
- pour les pluies longues et peu intenses : le coefficient d'écoulement est fort, le débit de pointe est plus faible.

Sur les bassins versants du Brusquet et du Vogelbach, cette distinction entre les réponses du bassin est également influencée par les cumuls de pluies antérieures. Dans le premier cas, les pluies antérieures sont souvent plus faibles que dans le deuxième cas.

6.3.2.4 Débit initial et pluies antérieures

Sur les bassins versants où la saturation joue un rôle important dans le déroulement des crues, le débit initial est généralement corrélé aux pluies antérieures. Par conséquent, il est représentatif de l'état de saturation des bassins versants. Les bassins du Laval et de la Martinique ne sont pas concernés. Le fonctionnement hortonien du bassin versant du Laval a pour conséquence que les pluies antérieures et la saturation du terrain n'ont qu'une influence anecdotique sur les crues. Enfin, pour les bassins versants martiniquais, les crues se produisent durant la saison des pluies. Durant cette période, il pleut en continu de manière importante.

6.3.2.5 Discrimination des crues dans le plan principal 1-2

Les ACP ne permettent pas de discriminer les crues fortes d'un même bassin entre elles. Pour une crue donnée, les liens entre les variables explicatives du débit de pointe et/ou du volume écoulé sont mieux compris. En revanche, les déterminismes à l'origine de plusieurs crues fortes sont suffisamment variables pour qu'il ne soit pas possible de condenser l'information en un seul scénario de crue, valable pour toutes les crues d'un bassin versant ou pour toutes les crues de tous les bassins versants. Par conséquent, aucun regroupement des crues n'est visible dans les plans principaux issus des ACP (figure 6.10 (c)).

On pouvait s'attendre à un résultat de ce type à l'issue de l'analyse qualitative des crues. En effet, pour les crues du bassin versant du Brusquet par exemple, ce ne sont pas toujours les mêmes variables qui permettent de comprendre les caractéristiques des crues (paragraphe 6.2.1.2). De plus, ce sont des variables descriptives des pluies et des débits qui sont utilisées lors des ACP. Aucune de ces variables ne permet de tenir compte du déroulement des pluies. Pourtant, nous avons montré plusieurs fois que la structure temporelle de l'hydrogramme de crue était liée à celle du hyétogramme de pluie.

6.3.3 Critique de la méthode

Les variables explicatives utilisées lors des ACP sont nombreuses, parfois redondantes et souvent dépendantes. Il serait possible d'améliorer la méthodologie en réduisant le nombre de variables. De plus, nous n'avons pas exploité l'intégralité des résultats disponibles à l'issue des ACP. Néanmoins, il s'agit alors d'un travail de statisticien. Dans notre cas, nous souhaitons simplement tester l'intérêt de cet outil pour discriminer les crues entre elles et obtenir des informations sur les caractéristiques de la pluie permettant d'expliquer les débits.

Finalement, les ACP aident à la mise en évidence des relations moyennes entre les variables à l'origine des crues. En revanche, les ACP ne permettent pas de comprendre le déroulement des crues. Elles ne sont pas non plus pertinentes pour discriminer les crues entre elles. Enfin,

cette méthode est linéaire. Cette linéarité pose problème pour analyser les couples averse-cruve de bassins versants dont le fonctionnement hydrologique est réputé non linéaire.

6.4 Conclusion

Les approches qualitatives et statistiques permettent d'identifier les liens de cause à effet entre les pluies et les débits. Ces deux approches sont différentes. L'analyse qualitative présente le désagrément de faire de chaque crue un cas particulier. A l'inverse, les ACP conduisent à gommer les particularités de chaque événement au profit des tendances statistiques globales.

Cependant, les résultats mis en évidence sont relativement similaires. Par exemple, on retrouve suivant ces deux méthodes que des hypothèses de fonctionnement des bassins martiniquais par saturation progressive ou ruissellement direct ne trouvent pas de justification (absence de sensibilité vis-à-vis des pluies antérieures et des intensités sur des pas de temps courts). Au contraire pour les bassins de la vallée de l'Alptal où les pluies antérieures interviennent dans l'explication des crues, un fonctionnement de type surfaces contributives paraît réaliste. Enfin, on peut supposer que le fonctionnement des bassins versants de Draix est de type hortonien durant les orages brefs et intenses.

Plusieurs caractéristiques des crues ont pu être mises en évidence progressivement. Il existe un seuil de déclenchement des écoulements. Ce seuil dépend du cumul et des intensités de la pluie enregistrée en début d'événement. Un coefficient d'écoulement constant peut expliquer la valeur de la lame écoulée par rapport au cumul de pluie pour chaque crue. Plusieurs apports à l'écoulement total ont été identifiés : un écoulement rapide lors des averses, un écoulement différé après l'arrêt des pluies et un écoulement de base. Une dynamique de la réponse des bassins versants avec des montées de crue rapides et des décalages temporels courts entre les pics de pluie et de débit a été observée.

Ces résultats ne sont pas suffisants. Si on obtient des informations sur le déroulement qualitatif des crues et sur les liens statistiques entre variables caractéristiques des événements, il manque encore un moyen de représenter le déroulement des crues. En effet, les caractéristiques globales de la pluie ne permettent pas toujours à elles seules de comprendre les différences entre deux événements. La structure temporelle fine des pluies est aussi nécessaire. On peut penser que l'analyse directe va nous aider à intégrer cette caractéristique tout en tenant compte des autres. Nous devrions progresser dans la compréhension de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels. Il va donc s'agir maintenant d'identifier et de représenter les mécanismes de la réponse hydrologique des bassins.

7 Analyse directe des couples averse-crue

Dans les paragraphes précédents, nous avons analysé les variables qui jouent un rôle dans la formation des crues. Nous allons maintenant déterminer les mécanismes hydrologiques qui sont à l'œuvre au cours des crues.

7.1 Méthodologie

7.1.1 Rappel des résultats antérieurs

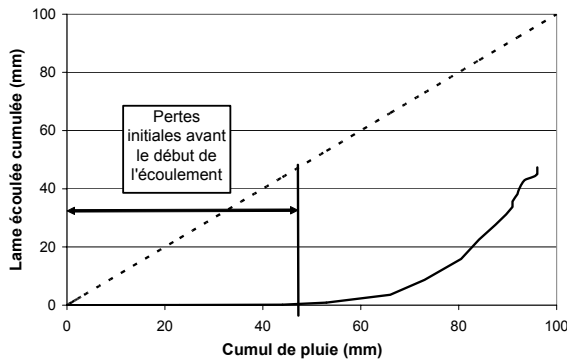
Les écoulements des petits bassins versants torrentiels sont caractérisés par des seuils de déclenchement aussi bien en intensité de pluie qu'en cumul (chapitre I). Lorsque l'écoulement démarre, la réponse du bassin aux pluies intenses est rapide et pointue. La dynamique des crues des petits bassins versants torrentiels est également marquée par des décalages temporels courts entre la pluie et le débit (paragraphe 6). En ce qui concerne la nature des écoulements, trois contributions principales à l'écoulement ont été observées : un écoulement de base, un écoulement lent et retardé par rapport à la pluie et un écoulement rapide. Comme nous l'avons vu au chapitre I, ces trois types d'écoulement sont généralement mentionnés dans la littérature (Hoeg *et al.*, 2000 ; Putty & Prasad, 2000 ; Naef *et al.*, 2002 ; Scherrer & Naef, 2003). Les auteurs interprètent souvent l'écoulement lent comme un écoulement hypodermique et l'écoulement rapide comme un écoulement sur surfaces saturées ou comme un écoulement hortonien.

7.1.2 Principe de l'analyse directe des crues

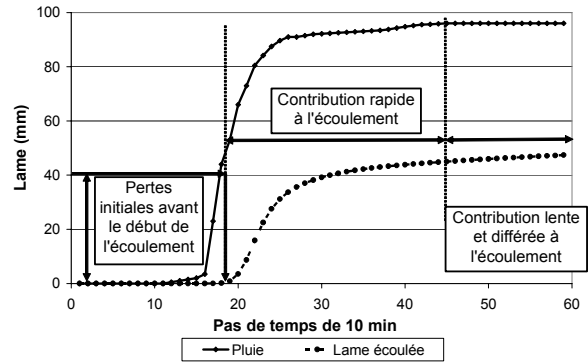
Sur un petit bassin versant de caractéristiques physiques assez homogènes, on peut penser que le ou les processus hydrologiques principaux de la formation du ruissellement sont suffisamment dominants pour qu'ils soient reconnaissables sur les enregistrements de débits. Notre approche consiste donc à pratiquer une reconnaissance des mécanismes de la formation des crues par une lecture des couples averse-crue. Cette phase de reconnaissance des mécanismes constitue l'analyse directe des crues (chapitre I).

L'analyse directe des crues s'appuie sur trois graphiques (figure 1.4). Sur chacun des graphiques, on reconnaît les mécanismes hydrologiques du déroulement de la crue. A partir de l'analyse des graphiques, on quantifie les phénomènes explicatifs qui permettent de tenir compte de ces mécanismes :

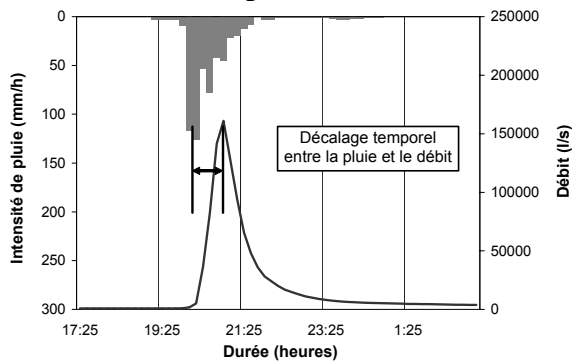
- évolution du volume écoulé total en fonction du cumul de pluie (figure 1.4 (a)) : l'écoulement ne démarre pas avec la pluie. Il faut un phénomène explicatif pour en tenir compte. Ce sont les pertes initiales. Ces pertes initiales sont estimées en identifiant le début de l'écoulement sur le graphique (a) ;
- évolution comparée des cumuls de pluie et du volume écoulé en fonction du temps (figure 1.4 (b)) : une fois que l'écoulement a démarré, la lame écoulée et le cumul de pluie sont proportionnels. La pente des débits est inférieure à celle des pluies. Un coefficient d'écoulement permet d'en tenir compte. Lorsque la pluie s'arrête, la lame écoulée augmente encore. Il faut tenir compte d'un apport à l'écoulement total sous la forme d'un écoulement différé dans le temps ;
- hyétogramme et hydrogramme de la crue (figure 1.4 (c)) : ils permettent d'apprécier la structure fine de la pluie et la réponse du bassin en fonction du temps. A partir du graphique (c), on observe et on quantifie le décalage temporel entre la pluie et le débit.



(a) Lame écoulee cumulée en fonction du total de pluie cumulée



(b) Lames cumulées en fonction du temps²²



(c) Couple averse-crue

Figure 7.1 : Crue du 20 septembre 1983 sur le bassin versant de la Lézarde (Martinique).

7.1.3 Les phénomènes élémentaires

Les caractéristiques des écoulements peuvent être traduites sous la forme d'hypothèses de fonctionnement des bassins versants. Ces hypothèses de fonctionnement seront appelées phénomènes élémentaires. Les phénomènes élémentaires considérés sont indépendants :

- pour représenter la contribution rapide aux écoulements : un ruissellement direct plus ou moins proportionnel aux pluies. On le traduit par un coefficient d'écoulement constant, noté $X1$ (figure 7.2) ;

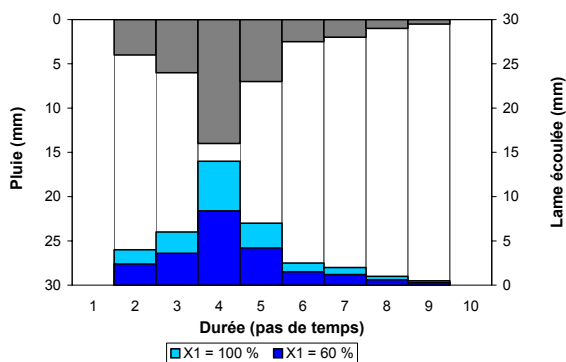


Figure 7.2 : Coefficient d'écoulement constant (phénomène élémentaire X1).

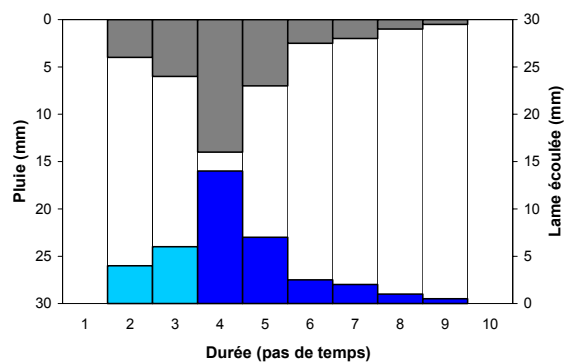


Figure 7.3 : Pertes initiales (phénomène élémentaire X2).

²² La lame écoulee représentée sur les graphiques (a) et (b) ne prend pas en compte le débit de base, pris égal au débit initial de chaque crue.

- pour représenter le seuil de déclenchement de l'écoulement : des pertes initiales avant le début de l'écoulement. Une fois les pertes initiales satisfaites, toute la pluie s'écoule. On traduit les pertes initiales par un phénomène élémentaire noté X2 (figure 7.3) ;
- pour représenter la contribution lente aux débits : un écoulement différé dans le temps. On traduit cet écoulement par la vidange linéaire d'un réservoir. Le paramètre de la vidange du réservoir est noté X3. Ce réservoir collecte toute la pluie ne participant pas à l'écoulement rapide (y compris les éventuelles pertes initiales). Au début de l'épisode pluvieux, le réservoir est vide. L'équation de bilan du réservoir peut s'exprimer de la façon suivante (Michel *et al.*, 2003) :

$$S_i = (1 - X3) \times S_{i-1} + (1 - X1) \times P_i \quad \text{Équation 7-1}$$

où S_i (mm) est le niveau du réservoir et P_i (mm) la pluie brute du pas de temps i ;

- pour tenir compte de la dynamique des crues : un transfert de la pluie nette dans le bassin versant. Pour les petits bassins versants possédant des réponses rapides et intenses, il n'est pas indispensable d'utiliser une fonction de transfert très élaborée. La fonction de production joue un rôle très important dans ce cas (Ribstein, 1992). Nous choisissons donc de traduire le transfert sous la forme d'un hydrogramme unitaire (HU) symétrique défini uniquement par son temps de montée. Le temps de montée de l'HU est noté X4. L'HU retenu est celui proposé par Edijatno & Michel (1989) dans le modèle conceptuel global GR3H (figure 7.6). Son expression analytique en t^2 permet de concentrer la pluie nette à transférer autour du pic de l'HU :

$$\begin{aligned} \text{pour } 0 \leq t \leq X4, \quad q(t) &= \frac{3 \cdot t^2}{2 \cdot X4^3} \\ \text{pour } X4 < t \leq 2 \cdot X4, \quad q(t) &= \frac{3(2 \cdot X4 - t)^2}{2 \cdot X4^3} \\ \text{pour } t > 2 \cdot X4, \quad q(t) &= 0 \end{aligned} \quad \text{Équation 7-2}$$

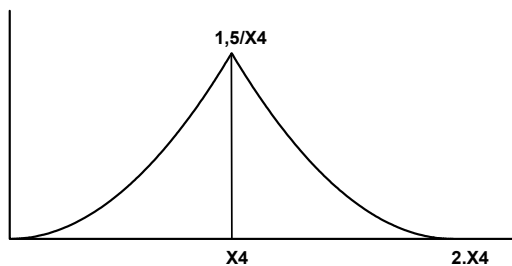


Figure 7.4 : Hydrogramme unitaire.

D'autres choix sont possibles pour traduire les phénomènes élémentaires de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels sous la forme de modèles théoriques. Les choix que nous avons faits sont volontairement simples.

7.1.4 Critères de qualité utilisés pour évaluer la reconstitution des crues

Par rapport à notre objectif de prédétermination des débits de crue, nous cherchons en premier lieu à reproduire le volume de la crue et le débit de pointe. Par conséquent, pour définir l'intérêt de tenir compte d'un phénomène élémentaire, nous utilisons dans un premier temps les critères suivants :

$$\text{Pointe} = 100 \times \frac{Q_{\text{MAX}_{\text{cal}}}}{Q_{\text{MAX}_{\text{obs}}}} \quad \text{Équation 7-3}$$

$$\text{Volume} = 100 \times \frac{\overline{Q_{\text{cal}}}}{\overline{Q_{\text{obs}}}} \quad \text{Équation 7-4}$$

Ces deux critères permettent de comparer les débits de pointe (QMAX) ainsi que les débits moyens (\overline{Q}) observés aux valeurs calculées en utilisant un ou plusieurs phénomènes élémentaires.

Pour estimer la qualité de la reproduction temporelle d'un couple averse-crue, nous avons aussi utilisé le critère de Nash qui permet de tester l'adéquation entre les valeurs observées et calculées du débit :

$$\text{Nash} = 100 \times \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}}(i) - Q_{\text{cal}}(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}}(i) - \overline{Q_{\text{cal}}})^2} \right) \quad \text{Équation 7-5}$$

avec : $Q_{\text{obs}}(i)$, $Q_{\text{cal}}(i)$ et n représentant respectivement les débits observés et calculés à l'instant i , ainsi que le nombre de pas de temps de la crue observée.

Ces trois critères tendent vers 100 % pour une adéquation parfaite entre la crue observée et la crue calculée. Des valeurs comprises entre 80 et 120 % pour Pointe et Volume ou entre 80 et 100 % pour Nash seront considérées comme étant représentatives d'une qualité acceptable.

7.2 Application

Plusieurs étapes successives permettent d'identifier le nombre de phénomènes élémentaires permettant de représenter le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels.

7.2.1 Etape n°1 : 1 phénomène élémentaire

Dans certains cas, le fonctionnement hydrologique peut être représenté par un seul phénomène élémentaire. L'interprétation est alors très simple. Les 2 premiers phénomènes sont :

- des pertes initiales puis tout s'écoule : pour la crue du 20 septembre 1983 sur la Lézarde, les pertes initiales sont évaluées à 50 mm (figure 1.4 (a)). Les critères Volume et Pointe valent respectivement 92,5 % et 186 % ;
- un coefficient d'écoulement constant tout au long de la crue sans pertes initiales : le coefficient d'écoulement est évalué de telle manière que le critère de volume soit égal à

100 %. Pour la crue de la figure 1.4 (b), le coefficient d'écoulement vaut 52 %. Les critères de Volume et de Pointe valent respectivement 100 % et 156,3 %.

De ces deux façons, le volume écoulé est estimé correctement mais le débit de pointe est surestimé. Au tableau 7.1, on met en évidence que sur ce bassin et, plus généralement, sur les six autres bassins, l'utilisation d'un phénomène élémentaire ne fournit des résultats satisfaisants simultanément suivant les critères de Pointe et de Volume que dans de très rares cas, sauf avec X1 sur les bassins versants du Laval (9 crues sur 20) et de l'Alma (15 crues sur 20). On constate également que l'utilisation d'un coefficient d'écoulement constant donne de meilleurs résultats que l'utilisation de pertes initiales, notamment sur le bassin de l'Alma.

De manière générale, il faut donc interpréter avec au minimum 2 phénomènes élémentaires la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels.

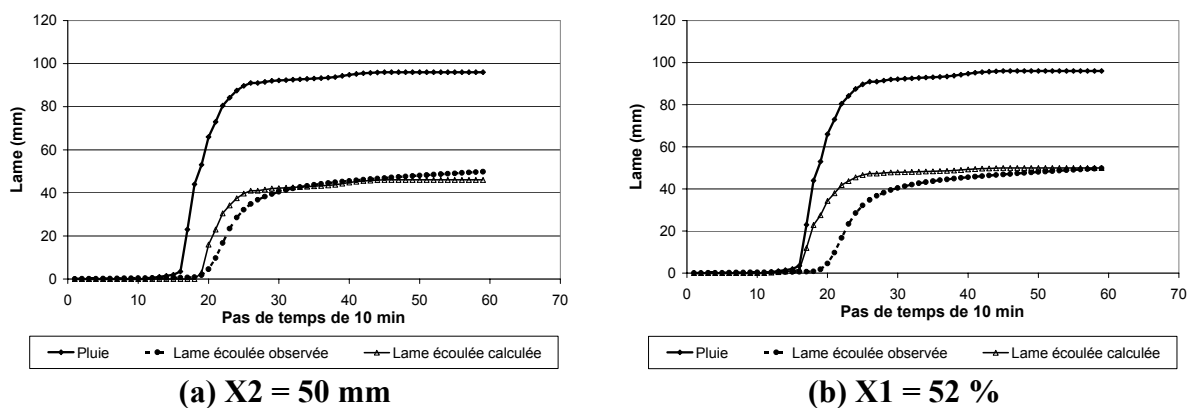


Figure 7.5 : Crue du 20 septembre 1983 sur le bassin de la Lézarde reconstituée avec un seul phénomène élémentaire.

Tableau 7.1 : Reconstitution des crues avec 1 phénomène élémentaire.

Un phénomène élémentaire est considéré comme étant insuffisant pour reconstituer une crue, dès lors que l'un des critères de Pointe et de Volume ou bien les deux ne sont pas de bonne qualité.

Sites	Bassins	Nombre de crues où 1 phénomène élémentaire est insuffisant	
		X1	X2
Draix	Laval	11/20	14/20
	Brusquet	16/20	20/20
Vallée de l'Alptal	Erlenbach	18/20	20/20
	Lumpenenbach	20/20	20/20
	Vogelbach	19/20	20/20
Martinique	Alma	5/20	19/20
	Lézarde	15/20	19/20

7.2.2 Etape n°2 : 2 phénomènes élémentaires

A cette étape, on considère des pertes initiales associées à un coefficient d'écoulement constant. Dans le cas de la crue du 8 septembre 1994 sur le Laval, les pertes initiales sont estimées à 12,5 mm par lecture de la figure 7.6 (a). Une fois que ces pertes initiales sont satisfaites, on écoule sans transfert une quantité de pluie, égale au volume total de pluie moins les pertes initiales, que multiplie un coefficient d'écoulement constant. Le coefficient

d'écoulement est évalué de telle manière que le critère de volume soit égal à 100 %. Dans le cas de la crue de la figure 7.6 (b), le coefficient d'écoulement vaut 65,3 %.

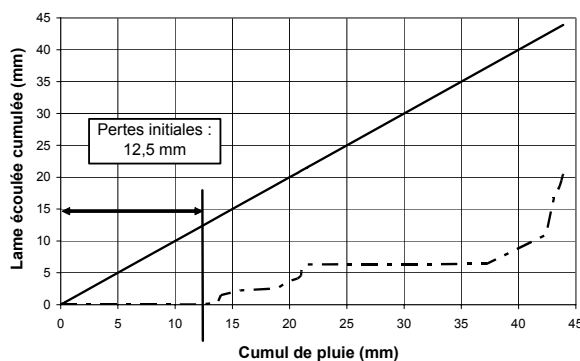
La figure 7.7 (a) montre qu'à un décalage temporel près (environ 2 pas de temps soit 20 minutes), le déroulement de l'événement est parfaitement reproduit avec 2 phénomènes élémentaires. En revanche, nous enregistrons une nette surestimation de la lame écoulée maximale. Le critère de pointe vaut environ 137 %.

En conservant la valeur des pertes initiales, il faudrait diminuer le coefficient d'écoulement pour estimer plus précisément le débit de pointe. Dans ces conditions, la qualité de l'estimation du volume écoulé serait moins bonne. Nous pouvons également diminuer les valeurs des pertes initiales et du coefficient d'écoulement constant afin de tendre vers des valeurs des critères de Volume et de Pointe proches de 100 % (figure 7.7 (b)).

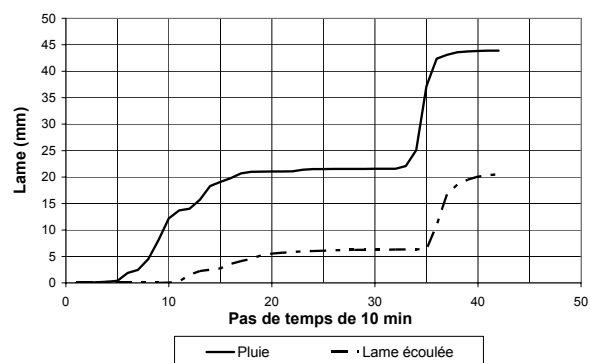
L'évolution des critères de Pointe et de Volume en fonction des valeurs prises par X1 et X2 est donnée dans le tableau 7.2. On a représenté sur fond gris clair les valeurs des critères compris entre 80 et 120 % et sur fond gris foncé les cas où les deux critères sont simultanément de bonne qualité. L'analyse des résultats de ce tableau met en évidence que :

- à X1 fixé, le critère de Pointe ne change pas quand X2 augmente. X1 sert surtout à reconstituer le débit de pointe lorsqu'on cherche à obtenir les meilleures valeurs des deux critères simultanément ;
- lorsque X1 augmente, il faut diminuer les pertes initiales pour obtenir un critère de Volume de bonne qualité.

Si au lieu de lire les valeurs des phénomènes élémentaires sur les crues, on change d'objectif en décidant de reconstituer au mieux les critères de Pointe et de Volume, alors on déduit du tableau 7.2 qu'il existe un couple (X1, X2) pour lequel les deux critères prennent des valeurs voisines de 100 %. Pour cela, X1 doit être compris entre 45 % et 50 % ; X2 doit être compris entre 0 et 2,5 mm. Les valeurs optimales de X1 et de X2 sont respectivement 48,4 % et 1,53 mm. Le critère de Pointe vaut alors 99,9 % tandis que le critère de Volume vaut 101,4 %.



(a) Lame écoulée cumulée en fonction du total de pluie cumulée



(b) Lames cumulées en fonction du temps

Figure 7.6 : Lecture des 2 phénomènes élémentaires.

La crue calculée avec X1 = 48,4 % et X2 = 1,53 mm est présentée à la figure 7.7 (b). La reconstitution du déroulement de l'événement est de moins bonne qualité qu'à la figure 7.7 (a). En outre, ce ne sont plus les valeurs lues directement sur les courbes qui sont utilisées. Néanmoins, avec seulement deux phénomènes élémentaires, le débit de pointe et le volume

écoulé sont estimés parfaitement tout en conservant l'allure générale de la crue en fonction du temps.

Si on cherche à obtenir simultanément des valeurs acceptables pour les critères de Volume et de Pointe, 2 phénomènes élémentaires suffisent pour 75 % des crues du bassin du Laval. Ces 2 phénomènes élémentaires conduisent à des sous estimations du volume écoulé pour plus de 75 % des crues sur les cinq autres bassins versants (tableau 7.3). Pour le bassin versant de l'Alma, les résultats obtenus sont identiques à ceux du Laval.

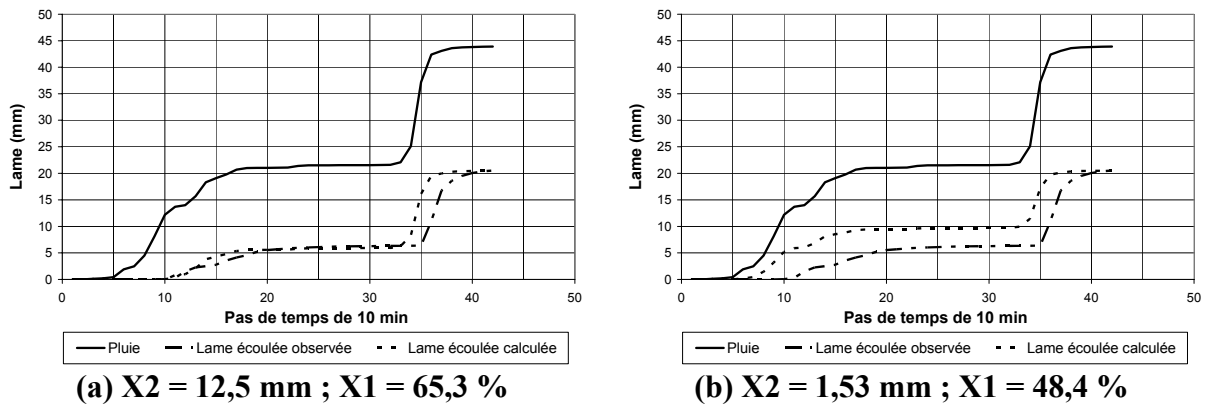


Figure 7.7 : Reconstitution de la crue du 8 septembre 1994 enregistrée sur le bassin du Laval au moyen de 2 phénomènes élémentaires.

Tableau 7.2 : Evolution des critères Pointe et Volume en fonction des valeurs de X1 et X2 pour la crue du 8 septembre 1994 sur le Laval.

		(a) Critère de Pointe (%)											(b) Critère de Volume (%)										
		X2 (mm)											X2 (mm)										
X1 (%)		0	2,5	5	7,5	10	12,5	15	17,5	20	25	30	0	2,5	5	7,5	10	12,5	15	17,5	20	25	30
	10		21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,0	21,4	20,0	19,0	17,7	16,5	15,3	14,1	12,9	11,6	9,2
20		42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,0	42,8	40,3	37,9	35,5	33,0	30,6	28,2	25,7	23,3	18,4	13,5
30		62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	62,8	64,2	60,5	56,9	53,2	49,6	45,9	42,2	38,6	34,9	27,6	20,3
40		83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	83,8	85,6	80,7	75,8	71,0	66,1	61,2	56,3	51,5	46,6	36,8	27,1
45		94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	94,3	96,3	90,8	85,3	79,8	74,3	68,9	63,4	57,9	52,4	41,4	30,5
50		104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	104,7	107,0	100,9	94,8	88,7	82,6	76,5	70,4	64,3	58,2	46,0	33,9
55		115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	115,2	117,7	111,0	104,3	97,6	90,9	84,2	77,5	70,8	64,1	50,7	37,3
60		125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	125,7	128,4	121,0	113,7	106,4	99,1	91,8	84,5	77,2	69,9	55,3	40,6
70		146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	146,6	149,7	141,2	132,7	124,2	115,6	107,1	98,6	90,1	81,5	64,5	47,4
80		167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	167,6	171,1	161,4	151,6	141,9	132,2	122,4	112,7	102,9	93,2	73,7	54,2
90		188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	188,5	192,5	181,6	170,6	159,6	148,7	137,7	126,7	115,8	104,8	82,9	61,0
100		209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	209,5	213,9	201,7	189,6	177,4	165,2	153,0	140,8	128,6	116,5	92,1	67,7

Tableau 7.3 : Reconstitution des crues avec 2 phénomènes élémentaires.

Deux phénomènes élémentaires sont considérés comme étant insuffisants pour reconstituer une crue, dès lors que l'un des critères de Pointe et de Volume ou bien les deux ne sont pas de bonne qualité.

Sites	Bassins	Nombre de crues où 2 phénomènes élémentaires sont insuffisants (X1 et X2)
Draix	Laval	5/20
	Brusquet	15/20
Vallée de l'Alptal	Erlenbach	18/20
	Lumpenbach	20/20
	Vogelbach	18/20
Martinique	Alma	5/20
	Lézarde	15/20

Si on compare les résultats obtenus avec 2 phénomènes élémentaires à ceux obtenus uniquement avec un coefficient d'écoulement constant, il n'y a que sur le bassin du Laval que les résultats sont significativement améliorés entre les étapes 1 et 2 (tableau 7.1, tableau 7.3). Sur le bassin de l'Alma, les résultats sont identiques entre les deux étapes. Sur les autres bassins, des apports supplémentaires à l'écoulement total sont nécessaires.

7.2.3 Etape n°3 : 3 phénomènes élémentaires

Pour la crue du 8 juillet 1987 sur le bassin de Lumpenenbach, les pertes initiales sont évaluées à 20 mm et le coefficient d'écoulement, une fois que les pertes initiales sont satisfaites, à 82,5 %. Avec 2 phénomènes élémentaires, il est possible de modéliser le volume et d'obtenir un critère de Volume de 100 %. Cela conduit à une surestimation de plus de 500 % de la lame écoulee maximale en 10 minutes. Pour modéliser la lame écoulee maximale, avec un critère de Pointe de 100 %, il faut prendre un coefficient d'écoulement de 15,5 %. Dans ce cas, le volume modélisé ne représente environ que 20 % du volume écoulé observé (tableau 7.4, figure 7.8).

Tableau 7.4 : Comparaison des résultats obtenus avec 2 et 3 phénomènes élémentaires pour la crue du 8 juillet 1987 sur le bassin de Lumpenenbach.

	X1 et X2		X1, X2 et X3
Pertes initiales (mm)	20	20	20
Coefficient d'écoulement (%)	82.5	15.5	15.5
Paramètre de vidange (%)	-	-	2.75
Pointe (%)	533	100.1	100.5
Volume (%)	100.1	18.8	101.3

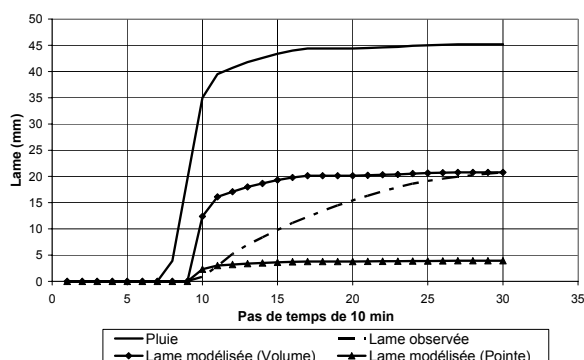


Figure 7.8 : Reconstitution de la crue avec 2 phénomènes élémentaires.

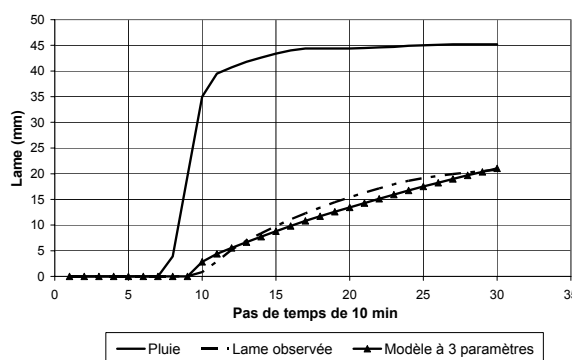


Figure 7.9 : Reconstitution de la crue avec 3 phénomènes élémentaires.

Compte tenu de ces observations, nous ajoutons un 3^{ème} phénomène élémentaire par rapport à l'étape n°2. Ce phénomène élémentaire représente une contribution lente à l'écoulement. L'objectif est d'améliorer la reconstitution simultanée du volume écoulé et du débit de pointe observé. Outre des pertes initiales et un coefficient d'écoulement constant, nous utilisons maintenant le réservoir présenté au paragraphe 7.1.3.

L'ajout des apports par vidange du réservoir améliore de manière significative la reconstitution de la crue (tableau 7.4, figure 7.9). Le critère de pointe atteint alors 100,5 % et le critère de volume 101,3 %. Les valeurs des pertes initiales restent égales à 20 mm et le coefficient d'écoulement est fixé à 15,5 %. En revanche, le 3^{ème} paramètre vaut 2,75 %. Il est obtenu en recherchant les meilleures valeurs de Pointe et de Volume. Une fois que les pertes

initiales sont satisfaites, en plus des apports liés au coefficient d'écoulement, on vidange à chaque pas de temps le réservoir de 2,75 % de son contenu.

Sur tous les bassins versants, 3 phénomènes élémentaires permettent d'obtenir des valeurs acceptables des critères de Volume et de Pointe dans 100 % des cas. Parfois, la forme de l'hydrogramme est décalée par rapport à l'hydrogramme observé. On peut en déduire la nécessité d'ajouter un 4^{ème} phénomène élémentaire pour tenir compte du transfert dans le bassin versant. Néanmoins, si l'objectif ne concerne que l'obtention de valeurs acceptables des critères de Pointe et de Volume, 3 phénomènes élémentaires suffisent.

7.2.4 Etape n°4 : 4 phénomènes élémentaires

A cette étape, nous nous intéressons à la reconstitution des hydrogrammes de crue en fonction du temps. Avec 3 phénomènes élémentaires dans le cas de la crue du 8 juillet 1987 sur le Lumpenenbach, on obtient l'hydrogramme calculé de la figure 7.10. L'allure générale de la crue est conservée. Cependant, la montée de crue calculée est brutale ; le débit de pointe calculé est en avance de 2 pas de temps par rapport au débit de pointe observé ; le volume autour du débit de pointe calculé est plus faible que le volume autour du débit de pointe observé.

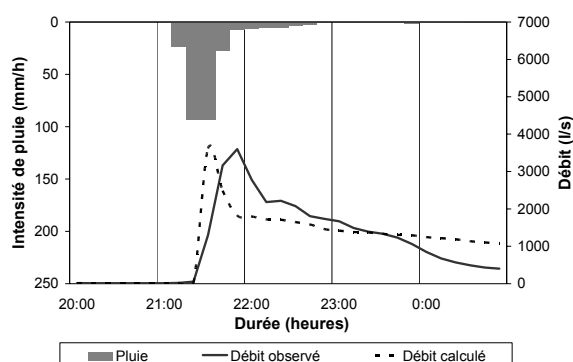


Figure 7.10 : Reconstitution de la crue du 8 juillet 1987 sur le bassin du Lumpenenbach avec 3 phénomènes élémentaires.

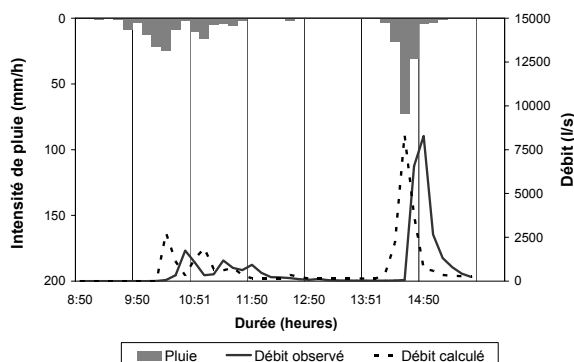


Figure 7.11 : Reconstitution de la crue du 8 septembre 1994 sur le bassin du Laval avec 3 phénomènes élémentaires.

7.2.4.1 Hypothèse d'un simple décalage temporel entre la pluie et le débit

Avec un décalage temporel, on ne tiendra pas compte du volume écoulé autour de la pointe de débit. Un décalage temporel ne suffit donc pas à reconstituer une crue similaire à la crue observée. Plus généralement, un décalage temporel ne suffit pas à reconstituer une crue calculée similaire à la crue observée dans 50 % des cas sur le bassin du Lumpenenbach (tableau 7.5).

De la même manière que sur le bassin du Lumpenenbach, on constate qu'un décalage temporel ne permet d'obtenir une crue calculée similaire à la crue observée que dans 25 à 50 % des cas sur les autres bassins versants (tableau 7.5). Sur le bassin du Laval, un décalage de 2 pas de temps convient dans 95 % des cas (figure 7.11).

Ces résultats indiquent que pour reconstituer le déroulement des crues des petits bassins versants torrentiels en fonction du temps, il faut envisager dans 50 à 75 % des cas un transfert plus élaboré qu'un décalage temporel de plusieurs pas de temps. Dans ces conditions, ce ne

sont plus seulement les critères de Volume et de Pointe qui sont pris en compte, mais aussi le critère de Nash.

Tableau 7.5 : Reconstitution temporelle des crues avec 3 phénomènes élémentaires.

Sites	Bassins	Nombre de crues où un décalage temporel est insuffisant
Draix	Laval	1/20
	Brusquet	16/20
Vallée de l'Alptal	Erlenbach	14/20
	Lumpenenbach	10/20
	Vogelbach	12/20
Martinique	Alma	8/20
	Lézarde	9/20

7.2.4.2 Utilisation d'un hydrogramme unitaire (HU)

Une fonction de transfert permet de décaler et de répartir dans le temps la pluie nette calculée. Outre une meilleure prise en compte des mécanismes de transfert au sein du bassin versant, l'HU permet aussi d'évaluer les caractéristiques de la dynamique des crues grâce aux valeurs prises par le temps de montée.

L'ajout d'un HU permet d'obtenir simultanément des valeurs acceptables pour les trois critères de qualité dans plus de 75 % des cas sur cinq des sept bassins versants étudiés (tableau 7.6). Dans le cas des bassins versants de Draix, on n'obtient pas simultanément des valeurs acceptables pour les trois critères dans près d'une crue sur 3. Sur le bassin du Brusquet, sept crues présentent des critères de Nash compris entre 65 % et 80 %. Sur le bassin du Laval, on enregistre cinq crues avec des critères de Pointe compris entre 65 % et 80 %, une crue pour laquelle le critère de Pointe ne dépasse pas 50 % et une crue pour laquelle le critère de Nash ne dépasse pas 77 %.

Tableau 7.6 : Reconstitution des crues avec 4 phénomènes élémentaires.

Sites	Bassins	Nombre de crues où au moins un des 3 critères n'est pas de bonne qualité
Draix	Laval	7/20
	Brusquet	7/20
Vallée de l'Alptal	Erlenbach	1/20
	Lumpenenbach	4/20
	Vogelbach	3/20
Martinique	Alma	1/20
	Lézarde	5/20

Les résultats sont donc meilleurs à la Martinique et dans la vallée de l'Alptal. Cela s'explique sûrement par une plus faible variabilité des facteurs à l'origine des crues dans ces deux régions qu'à Draix. A la Martinique, les crues se produisent pendant la saison des pluies, suite à des averses très intenses. Dans la vallée de l'Alptal, ce sont presque exclusivement les orages d'été qui provoquent les crues les plus importantes. A l'inverse, on peut avoir plusieurs déterminismes à l'origine des crues sur le Brusquet en fonction des caractéristiques de la pluie et de l'état de saturation initial du bassin. En ce qui concerne le bassin du Laval, l'intensité joue un rôle très important durant les crues. Une valeur constante pour X1 ne permet pas de rendre compte de l'augmentation du coefficient d'écoulement en fonction de la saturation

progressive des sols dans le cas du bassin du Brusquet ou de l'augmentation de l'intensité des pluies dans le cas du bassin du Laval.

7.3 Conclusion de l'analyse directe

L'étape d'analyse des couples averse-crue permet de montrer que suivant les besoins ('Volume et Pointe' ou 'Volume, Pointe et Nash') et suivant les bassins, nous pouvons utiliser de 1 à 4 phénomènes élémentaires :

- 1 phénomène élémentaire (X1) :
Seul le bassin de la rivière Blanche à l'Alma est concerné. Cela traduit des évolutions temporelles similaires des crues observées et des crues calculées sans retard important entre la pluie et l'écoulement. L'ajout de pertes initiales ne modifie d'ailleurs pas les résultats pour ce bassin ;
- 2 phénomènes élémentaires (X1 et X2) :
Seul le bassin du Laval est concerné. On retrouve la notion de pluie limite (Borges, 1993 ; Mathys *et al.*, 2004) ;
- 3 phénomènes élémentaires (X1, X2 et X3) :
Les cinq autres bassins versants sont concernés. Des apports à l'écoulement total sont enregistrés après l'arrêt des pluies. Ils peuvent représenter une part importante du volume écoulé (80 % du volume le 8 juillet 1987 sur le bassin du Lumpenbach) ;
- 4 phénomènes élémentaires (X1, X2, X3 et X4) :
Tous les bassins sont concernés. On change alors le niveau d'analyse. Ce ne sont plus seulement le débit de pointe et le volume écoulé qu'on cherche à reproduire mais également le déroulement de l'événement. Sur le bassin du Laval, le déroulement des crues peut se traduire par un décalage temporel de 20 minutes.

Pour représenter les phénomènes élémentaires, des choix ont été effectués. D'autres choix sont possibles (X1 variable, X3 quadratique...). Néanmoins, même en restant à un niveau très simple de traduction des phénomènes élémentaires par des modèles théoriques, on constate que 3 phénomènes élémentaires permettent de reproduire les débits de pointe et les volumes écoulés de la totalité des crues des sept bassins versants étudiés.

Au chapitre I, nous avons vu qu'à partir d'une surface d'environ 1 km², le transfert de la pluie nette dans le bassin commençait à prendre de l'importance par rapport au transfert dans des bassins plus petits. Par conséquent, en prédétermination, 3 phénomènes élémentaires sont suffisants en première approximation. D'un point de vue scientifique, les 4 phénomènes élémentaires sont nécessaires.

Ces 4 phénomènes élémentaires représentent le déroulement des crues. Leur traduction sous la forme d'un modèle pluie-débit est immédiate. L'utilisation du modèle ainsi construit devrait permettre de quantifier les 4 phénomènes élémentaires bassin par bassin. Sans parler des processus hydrologiques, la mise en parallèle des phénomènes élémentaires et des caractéristiques physiques des bassins versants devrait permettre de les interpréter en terme de réponses hydrologiques moyennes des bassins.

8 Phénomènes élémentaires et modélisation pluie-débit

Nous traduisons maintenant les phénomènes élémentaires du paragraphe précédent en modèle pluie-débit. La traduction des phénomènes élémentaires sous la forme d'un modèle pluie-débit fait de ce modèle un outil représentatif du fonctionnement des petits bassins versants torrentiels lors des crues les plus fortes. En effet, le modèle est de cette façon issu de l'analyse directe des vingt plus fortes crues des sept bassins versants de l'échantillon n°1 (chapitre II).

Ce modèle est d'abord utilisé comme un outil d'aide à la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins. Nous nous plaçons délibérément dans une optique scientifique en tenant compte des 4 phénomènes élémentaires. Ensuite, nous regrouperons les bassins versants de notre étude en fonction des réponses hydrologiques mises en évidence par le modèle sur chacun d'eux.

8.1 Présentation du modèle pluie-débit

Le modèle pluie-débit s'articule autour des 4 phénomènes élémentaires précédents. Par conséquent, il comporte 4 paramètres (figure 8.1) :

- X1, le coefficient d'écoulement constant (%). Ce coefficient ne porte que sur les pluies une fois que les pertes initiales sont satisfaites. Il ne faut pas confondre X1 avec CE qui est le coefficient d'écoulement global de la crue. Dans la suite, X1 sera nommé coefficient d'écoulement direct ;
- X2, les pertes initiales avant le début de l'écoulement (mm) ;
- X3, le paramètre de vidange linéaire du réservoir (%). On rappelle que le réservoir collecte toute la pluie ne participant pas à l'écoulement produit par X1 ainsi que les pertes initiales. Au début de l'épisode pluvieux, le réservoir est vide ;
- X4, le temps de montée de l'HU (h).

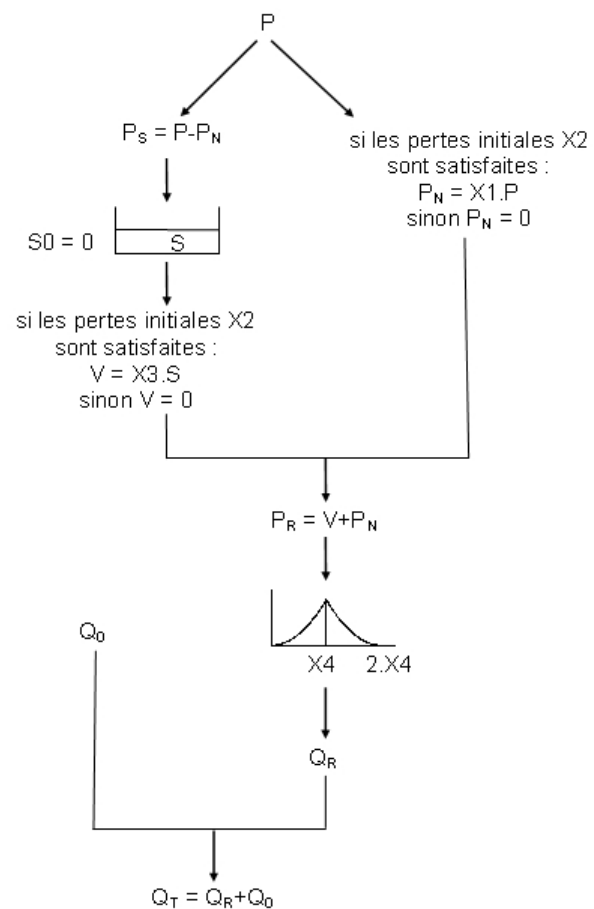


Figure 8.1 : Schéma fonctionnel du modèle pluie-débit.

avec : P la pluie brute ; P_S la pluie stockée dans le réservoir ; P_N la pluie nette ; S le volume d'eau stockée dans le réservoir ; V la vidange du réservoir ; Q_0 le débit initial de la crue ; Q_T le débit total.
Toutes ces variables sont en mm.

Ce modèle pluie-débit est adapté au contexte hydrologique des petits bassins versants torrentiels. Il est faiblement paramétré. Les apports par écoulement rapide (X1) et par écoulement lent (X3) sont privilégiés : les apports par écoulement rapide permettent de tenir

compte de la structure des hyétogrammes une fois que les pertes initiales sont satisfaites ; les apports par écoulement lent permettent de reproduire les écoulements enregistrés en décrue.

La troisième contribution à l'écoulement total reproduit l'écoulement de base, observé par exemple sur le bassin versant de l'Alma. Cet apport est représenté par le débit initial des crues dont on considère qu'il correspond au débit de base du bassin. De cette manière, les pluies antérieures interviennent aussi par le biais de la corrélation linéaire les reliant généralement au débit initial des crues. Cet apport par le débit initial des crues est constant au cours du temps (Chow *et al.*, 1988). Une telle hypothèse est commode mais relativement forte. Elle se justifie surtout par le fait que sur les bassins étudiés le volume ainsi modélisé reste très faible en crue.

8.2 Application du modèle aux bassins versants de l'échantillon n°1

Au paragraphe 7, les valeurs des phénomènes élémentaires étaient lues directement sur les courbes. Maintenant, nous effectuons une optimisation des paramètres du modèle sur les vingt crues maximales des sept bassins versants étudiés jusqu'ici. Cette optimisation est réalisée selon un critère de qualité défini comme la moyenne arithmétique des critères de Pointe, de Volume et de Nash. Les valeurs des critères sont présentées à la figure 8.2. Dans le tableau 8.1, seules les valeurs moyennes (μ) et médianes (m) des paramètres ainsi que leurs écart-types (σ) sont indiqués. Nous mentionnons également les ratios moyens calculés entre le volume total écoulé par X1 (somme des P_N) et le volume écoulé total (somme des P_R).

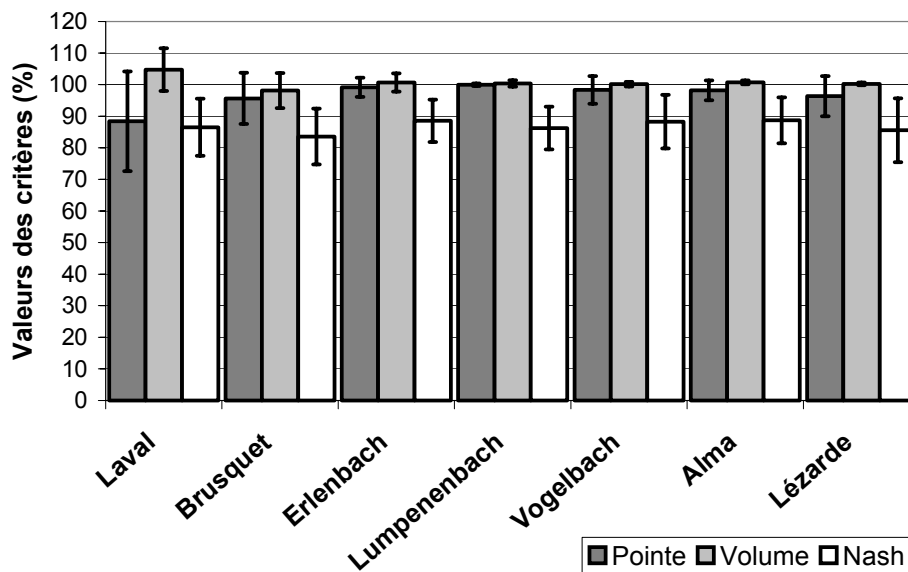


Figure 8.2 : Valeurs moyennes et écart-types des 3 critères.

Tableau 8.1 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres.

Bassins	X1 (%)			X2 (mm)			X3 (%)			X4 (h)			Ratio P_N/P_R		
	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ
Laval	57.6	52.3	23.0	7.28	7.69	4.51	0.4	0.12	0.61	0.38	0.37	0.06	0.91	0.94	0.1
Brusquet	13.8	12.9	7.6	22.4	18.4	18.2	0.12	0.11	0.12	1.63	1.09	1.43	0.54	0.56	0.17
Erlenbach	46.5	40.7	19.3	13.6	12.3	6.5	2.7	2.47	2.42	0.63	0.59	0.18	0.53	0.44	0.2
Lumpenbach	22.6	22.3	5.0	12.2	13.1	4.94	1.6	1.13	1.24	0.5	0.5	0.13	0.41	0.4	0.11
Vogelbach	31.4	26.0	13.4	11.5	10.9	6.45	0.98	0.92	0.64	0.64	0.56	0.24	0.56	0.51	0.14
Alma	26.0	22.3	9.7	18.9	14.7	11.9	0.3	0.12	0.31	0.46	0.47	0.14	0.84	0.85	0.1
Lézarde	40.8	36.8	13.3	24.4	19.3	21.1	0.42	0.28	0.43	0.67	0.61	0.26	0.72	0.7	0.19

L'optimisation des paramètres du modèle est de bonne qualité sur tous les bassins. Les critères de Pointe, de Volume et de Nash sont compris en moyenne entre 80 % et 110 % avec une variabilité faible de l'ordre de 1 à 10 % autour de la moyenne. Pour les mêmes raisons que celles évoquées au paragraphe 7.2.4, les résultats sont meilleurs à la Martinique et dans la vallée de l'Alptal qu'à Draix.

8.3 Analyse des résultats

Les 4 paramètres du modèle quantifient les 4 phénomènes élémentaires. Ils constituent 4 indicateurs du déroulement des crues. Les valeurs prises par les paramètres sont représentatives de la réponse hydrologique des bassins versants. L'interprétation des résultats sous forme de processus hydrologiques doit être faite avec précaution. Néanmoins, compte tenu des résultats issus des analyses qualitative et statistique, des hypothèses sur le fonctionnement hydrologique des bassins peuvent être avancées pour expliquer les valeurs des paramètres. De plus, le fonctionnement hydrologique peut être interprété en fonction des caractéristiques physiques des bassins versants (superficie, structure, pente, pédologie, géologie, état de surface, climatologie...). De cette manière, on va donner un sens physique aux paramètres du modèle.

8.3.1 Bassins versants de Draix

Pour le bassin du Laval, le coefficient d'écoulement direct X1 et les pertes initiales X2 expliquent en moyenne plus de 90 % de la lame écoulée totale (tableau 8.1). Comme lors de l'analyse directe des crues, on retrouve que la contribution de la vidange du réservoir à l'écoulement total est très faible. Par ailleurs, la valeur médiane du temps de montée X4 est d'environ 20 minutes avec un écart-type faible. Cela correspond au décalage temporel de 2 pas de temps mis en évidence au cours de l'analyse directe des crues.

Les bassins versants dégradés en zones de badlands possèdent une réponse hydrologique de type hortonien (Gallart *et al.*, 1997 ; Richard & Mathys, 1999). Ce schéma de fonctionnement par refus d'infiltration explique les montées de crue très brèves. Les valeurs élevées de X1 et faibles de X2, ainsi que la valeur moyenne du ratio P_N/P_R vont aussi dans ce sens.

Pour le bassin du Brusquet, on retrouve que lors d'orages brefs et intenses, X1, X2 et X4 prennent fréquemment des valeurs faibles. Ces faibles valeurs caractérisent une réponse rapide et pointue du bassin, associée à un volume écoulé faible. Lors des longs épisodes pluvieux d'automne ou de printemps, on enregistre des valeurs plus importantes de X1, X2 et X4. La réponse du bassin est alors plus lente, davantage retardée par rapport au début de la pluie et le volume écoulé est plus élevé. Ainsi, la typologie des crues de ce bassin liée aux événements pluvieux est traduite par les valeurs prises par les paramètres du modèle (figure 8.3). Cette typologie des crues explique aussi la forte variabilité des paramètres X2 et X4 autour de leurs valeurs moyennes respectives.

Les apports par écoulement rapide représentent une part moins importante de l'écoulement total sur le Brusquet que sur le Laval (54 % en moyenne). Le volume écoulé produit par X1 est en moyenne du même ordre de grandeur que le volume écoulé produit par X3. Cela signifie que le ressuyage du bassin est lent et soutenu.

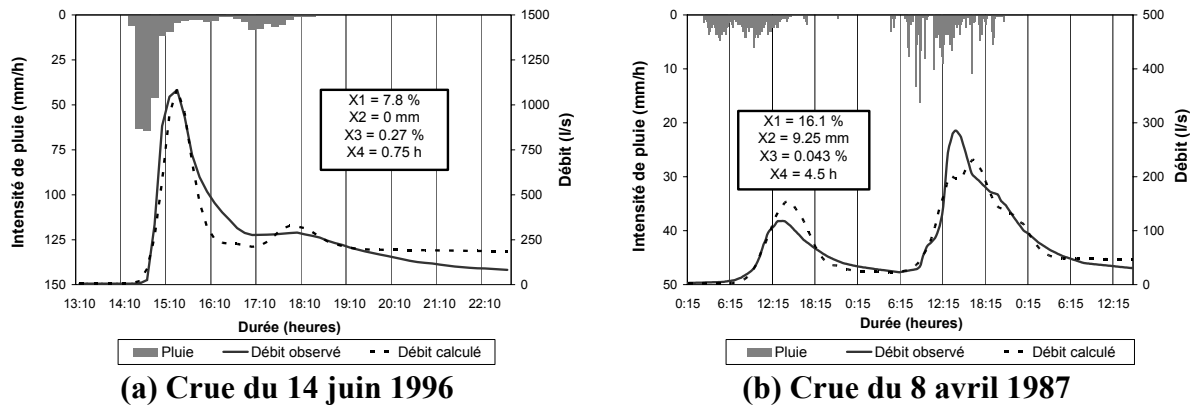


Figure 8.3 : Typologie des pluies et réponses hydrologiques du bassin du Brusquet.

Comme précédemment, la présence de la végétation explique que les pertes initiales soient plus fortes sur le Brusquet que sur le Laval et que la contribution à l'écoulement total sous forme d'un écoulement lent y soit plus importante.

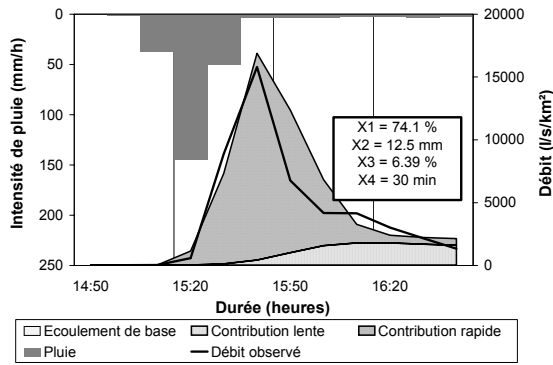
Le pourcentage de zones dégradées est plus élevé sur le bassin du Laval que sur celui du Brusquet. Cela explique la diminution de X1. Une valeur constante de X1 peut s'interpréter comme un pourcentage de la surface totale du bassin répondant à 100 % de la pluie. Toutefois, cette interprétation de X1 permet simplement de donner une signification du paramètre compréhensible et acceptable sur les bassins versants de Draix.

Par ailleurs, lors des longues périodes pluvieuses, on peut supposer que le bassin du Brusquet se sature progressivement. Sans parler d'écoulement sur surfaces saturées, la saturation progressive du bassin expliquerait les valeurs plus élevées de X1. Lors des épisodes orageux, les valeurs faibles de X1 s'interpréteraient comme la réponse des zones dégradées aux fortes intensités de pluie, qui s'effectue de la même manière que sur le Laval sous la forme d'un écoulement de surface par refus d'infiltration. On comprend aussi que les valeurs de X4 augmentent d'un type d'événement à l'autre : l'activation d'un bassin par refus d'infiltration est plus rapide que par saturation progressive du bassin.

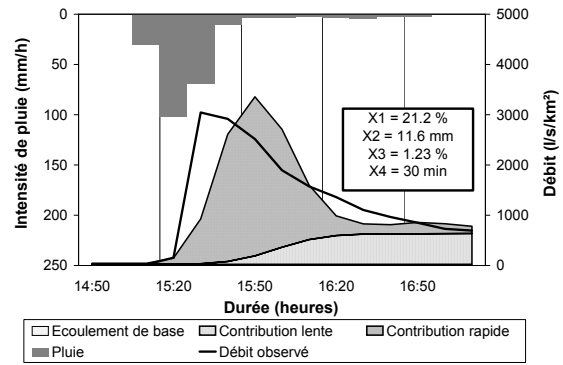
8.3.2 Bassins versants de la vallée de l'Alptal

Les trois bassins versants suisses présentent des débits soutenus après la fin des pluies. Cela se traduit par des fonctionnements où la part d'écoulement lent pour expliquer l'écoulement total est importante. Les valeurs moyennes de X3 sont beaucoup plus fortes pour ces trois bassins que pour ceux de Draix ou de Martinique. Les valeurs plus fortes de X3 pour l'Erlenbach et le Lumpenenbach correspondent à l'observation que nous avons faite concernant les volumes écoulés en décrue qui sont plus importants sur ces deux bassins que sur le bassin du Vogelbach (figure 8.4).

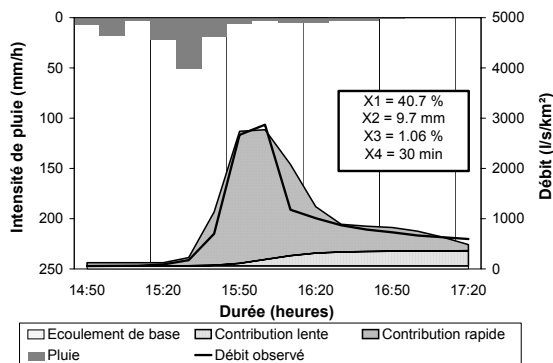
Il faut noter qu'une valeur forte de X3 n'implique pas une contribution plus importante en volume de l'écoulement lent à l'écoulement total. Dans le cas de l'Erlenbach, les valeurs moyennes et médianes de X3 sont fortes. Pourtant, le ratio P_N/P_R moyen est de l'ordre de celui calculé sur le bassin du Brusquet, où les valeurs de X3 sont 20 fois plus faibles en moyenne. X3 est donc représentatif ici de la dynamique des décrues.



(a) Crue du 14 juillet 1995 sur le bassin de l'Erlenbach



(b) Crue du 14 juillet 1995 sur le bassin du Lumpenenbach



(c) Crue du 14 juillet 1995 sur le bassin du Vogelbach

Figure 8.4 : Répartition des trois contributions à l'écoulement total pour la crue du 14 juillet 1995 sur les bassins versants de la vallée de l'Alptal.

Par ailleurs, les valeurs moyennes de X2 sont du même ordre de grandeur sur les trois bassins de la Vallée de l'Alptal. Les états initiaux ne présentent donc pas de différences majeures. En revanche, une fois que l'écoulement a commencé, les valeurs moyennes et médianes de X4 sont plus faibles sur le Lumpenenbach que sur l'Erlenbach. Elles sont du même ordre de grandeur sur les bassins de l'Erlenbach et du Vogelbach. Au paragraphe 6.2.2.5, la forme des bassins avait permis d'interpréter ceci :

- à formes équivalentes (Lumpenenbach et Erlenbach) : les temps de montée sont plus longs sur le bassin le plus allongé. Le temps d'acheminement de l'eau jusqu'à l'exutoire y est plus important ;
- à temps de montée équivalents (Erlenbach et Vogelbach) : le bassin le plus arrondi a une superficie plus importante.

Les valeurs moyennes de X1 sont plus fortes sur le bassin de l'Erlenbach, puis sur celui du Vogelbach, par rapport au bassin du Lumpenenbach. Pour ce dernier, on note même que les valeurs moyennes et médianes de X1 sont du même ordre de grandeur que le pourcentage de zones humides référencées sur ce bassin. La variabilité de X1 autour de sa valeur moyenne est très faible. Cette remarque tend à confirmer que le pourcentage de zones humides joue un rôle important dans l'hydrologie des trois bassins. Les valeurs moyennes et médianes de X1 vont dans le même sens que les résultats mentionnés au paragraphe 6.2.2.5.

Les deux paramètres X1 et X3 jouent un rôle important dans l'explication des écoulements de ces trois bassins versants. X1 pourrait correspondre cette fois encore à un pourcentage de la surface des bassins versants répondant à 100 % de la pluie une fois que les pertes initiales sont satisfaites. Ce pourcentage de la surface serait ici de l'ordre de grandeur du pourcentage de

zones humides. Comme à Draix, cette interprétation de X1 reste une hypothèse pour comprendre la réponse hydrologique des bassins versants de la Vallée de l'Alptal.

8.3.3 Bassins versants de la Martinique

Les bassins versants martiniquais présentent les ratios P_N/P_R moyens les plus forts après celui enregistré sur le Laval. Sur le bassin de l'Alma un coefficient d'écoulement constant explique le volume écoulé et le débit de pointe des crues dans 75 % des cas (paragraphe 7.2.1). On pouvait donc s'attendre à l'importance du paramètre X1 et à sa contribution au volume écoulé total, au moins sur le bassin de l'Alma. Si les ratios P_N/P_R sont élevés, les valeurs moyennes et médianes de X1 sont en revanche beaucoup plus faibles que celles calculées sur le bassin du Laval.

Compte tenu des caractéristiques de la couverture végétale des bassins et de la nature des sols, nous avons déjà vu que des hypothèses de fonctionnement de ces deux bassins sous forme d'écoulement hortonien ou d'écoulement par saturation de zones contributives n'étaient pas réalistes. Une interprétation de X1 sous la forme d'un pourcentage du bassin répondant à 100 % de la pluie n'est plus envisageable. En revanche, X1 pourrait maintenant correspondre à un pourcentage de la pluie affectant 100 % du bassin. Bien entendu, cette interprétation de X1 est aussi schématique que la précédente. Néanmoins, on comprend bien de cette manière les différences entre la signification de X1 à la Martinique et la signification de X1 à Draix ou dans la Vallée de l'Alptal.

Avec cette interprétation de X1, on retrouve pour expliquer les écoulements une activation des drains sous l'effet des forts abats pluvieux ou une contribution des sols sous forme d'écoulement activé par effet piston. Ces deux types de fonctionnement expliqueraient que sur le bassin versant de la Lézarde d'une superficie de près de 13 km² les valeurs moyennes de X4 sont du même ordre de grandeur que celles obtenues sur le bassin de l'Erlenbach (0,64 km²).

En ce qui concerne X2, il est intéressant de noter que les valeurs moyenne et médiane de ce paramètre sont du même ordre de grandeur que celles calculées sur le bassin du Brusquet. Ici aussi, la forte capacité de rétention des sols intervient. Pourtant, pendant la saison des pluies, les sols restent en permanence à un niveau de saturation élevé. On aurait donc pu s'attendre à des valeurs faibles de ce paramètre. Pour bien comprendre, il faut en fait rapporter les valeurs de X2 à la climatologie locale des bassins. A titre indicatif, la pluie décennale horaire estimée au poste pluviographique du bassin de l'Alma est égale à la pluie journalière décennale estimée à Draix (80 mm). Ainsi, X2 représente en moyenne 20 % du cumul de pluie des vingt plus fortes crues sur les bassins de l'Alma et de la Lézarde. En comparaison, les valeurs de X2 représentent en moyenne 35 % du cumul de pluie des vingt plus fortes crues du Brusquet.

Durant la saison des pluies, les débits restent soutenus entre deux événements. L'eau stockée dans le bassin se ressuie lentement après l'arrêt des pluies. Ce ressuyage lent s'exprime par des valeurs faibles de X3.

Enfin, Guiscafre *et al.* (1975) ainsi que Meunier (1999) insistent sur l'importance de la superficie des bassins pour expliquer les débits de pointe et les temps de montée des crues. La surface est un paramètre morphologique du bassin représentatif à lui seul de la forme et de la structure des bassins de l'île (chapitre II). Compte tenu de ces informations, on peut interpréter les valeurs de X4 en fonction de la superficie des bassins. A la figure 8.5, nous avons représenté les temps de montée moyens et les écart-types correspondants obtenus avec

le modèle. La relation expérimentale proposée par Guiscafne *et al.* (1975) entre la surface et le temps de montée pour les bassins versants martiniquais est aussi représentée. Elle fournit vraisemblablement un temps de montée limite correspondant au temps d'activation minimum des bassins, tandis que pour chaque crue le temps de montée dépend des caractéristiques des pluies. Malgré cela, les valeurs calculées par le modèle sont du même ordre de grandeur que celles obtenues avec la relation expérimentale.

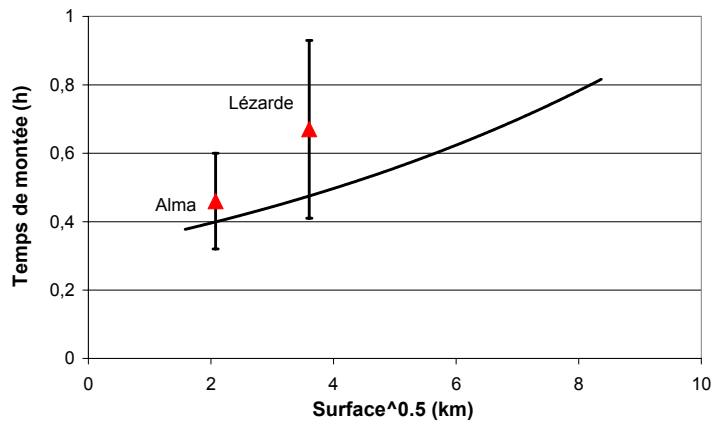
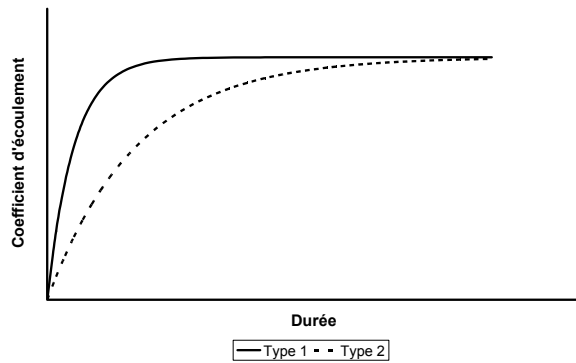


Figure 8.5 : Comparaison des temps de montée calculés par le modèle et des temps de montée, obtenus en appliquant la relation expérimentale proposée par Guiscafne *et al.* (1975).

8.4 Conclusion : interprétation des paramètres

Compte tenu des contextes physiques et climatologiques très différents des bassins versants, une synthèse de l'analyse des réponses hydrologiques est délicate. En revanche, l'analyse des réponses hydrologiques permet de proposer des interprétations possibles des paramètres ainsi que des valeurs obtenues en fonction des caractéristiques physiques des bassins. Nous pouvons synthétiser ces différentes interprétations des 4 paramètres du modèle pluie-débit :

- le coefficient d'écoulement direct X1 sert à reproduire le débit de pointe de la crue ainsi que le volume écoulé autour de la pointe. Ce paramètre permet de tenir compte de la structure des pluies. Nous l'avons interprété comme un pourcentage du bassin répondant à 100 % de la pluie pour des fonctionnements hydrologiques de type hortonien ou surfaces contributives. Pour les bassins martiniquais, une interprétation comme un pourcentage de la pluie entraînant une réponse de tout le bassin a semblé plus réaliste. Une valeur constante de X1 indique que le pourcentage de surface ou de pluie contribuant rapidement à l'écoulement n'évolue pas au cours de la crue. Une telle représentation de la production du bassin peut être limitée lors des crues provoquées par des pluies longues et saturantes (figure 8.6). Les processus hydrologiques dominants sont liés aux caractéristiques physiques des bassins. L'activation des processus dépend des conditions initiales et des conditions de forçage. Pour un bassin versant donné, X1 devrait varier en fonction des conditions initiales de saturation au début de chaque événement et/ou des caractéristiques des pluies de chaque événement ;
- les pertes initiales X2 correspondent au seuil de déclenchement de l'écoulement. Sur un petit bassin versant au fonctionnement hortonien, X2 est surtout fonction de l'intensité des pluies en début d'événement. Sur un petit bassin versant au fonctionnement de type surfaces contributives ou possédant une forte capacité de rétention, X2 varie aussi suivant les cumuls de pluies antérieures ;



- type 1 : pluie convexe, hyétogramme intense et surface active maximale en début d'événement
- type 2 : pluie concave, hyétogramme intense à la fin de l'événement mais augmentation progressive de la surface active du bassin versant

Figure 8.6 : Evolution du coefficient d'écoulement en fonction du temps (Miouze, 1989).

- la vidange du réservoir, définie par le paramètre X3, représente une contribution lente à l'écoulement total. Elle s'apparente au ressuyage du bassin après l'arrêt des pluies. Une valeur forte de X3 ($\geq 1\%$) indique que le volume écoulé en décrue est très important. A l'inverse, une valeur faible ($\leq 0,5\%$) indique soit que les apports par vidange sont très faibles, soit que le ressuyage du bassin est très lent. Le ratio calculé entre le volume total écoulé par le coefficient d'écoulement et le volume écoulé total permet de comparer les contributions rapide et lente à l'écoulement total. On retiendra que la forme des bassins et la dynamique des crues influencent l'allure des décrues et donc la valeur de X3 ;
- X4 correspond au temps de montée des crues. En général, les valeurs de ce paramètre sont faibles et peu variables sur les crues fortes. Elles caractérisent une réponse rapide des petits bassins versants torrentiels lors des crues. On rappellera le cas particulier du bassin versant du Brusquet où X4 varie en fonction de la typologie des crues, elles-mêmes influencées par la structure des pluies (brèves et intenses ou longues et peu intenses). Une interprétation de X4 comme un temps d'activation des bassins peut être proposée. Ce temps d'activation dépend des conditions initiales de saturation, des conditions de forçages climatiques et de l'état de surface ou de la forme du bassin versant.

9 Modélisation des crues des bassins de l'échantillon n°2

Au paragraphe 6, nous avons vu les correspondances entre l'observation des crues et l'interprétation de ces observations à partir de descripteurs physiques des bassins versants. Au paragraphe 7, un mode de représentation des mécanismes hydrologiques du déroulement des crues a été présenté. Enfin, le paragraphe 8 nous a permis de proposer des interprétations possibles des paramètres du modèle pluie-débit issu de l'analyse directe et des valeurs prises par ces paramètres. Ces études successives ont été réalisées sur les vingt crues maximales des sept bassins versants de l'échantillon n°1. Nous souhaitons maintenant contrôler les résultats obtenus sur les bassins versants de l'échantillon n°1 au moyen des données disponibles sur les bassins versants de l'échantillon n°2.

Une optimisation des paramètres du modèle a donc été réalisée sur les vingt plus fortes crues des six bassins versants de l'échantillon n°2²³ au pas de temps 10 minutes. Comme précédemment, le critère de qualité utilisé pour l'optimisation des paramètres est défini comme la moyenne arithmétique des critères de Pointe, de Volume et de Nash. Nous évaluons ainsi la qualité de la reproduction des crues par le modèle et les valeurs prises par les paramètres. Ensuite, les valeurs des paramètres sont interprétées en fonction des caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins versants de l'échantillon n°2.

9.1 Résultats généraux

Les valeurs prises par les critères sont de bonne à très bonne qualité pour les critères de Pointe et de Volume. Elles sont de nettement moins bonne qualité pour le critère de Nash. Les valeurs moyennes obtenues sur les six bassins versants sont comprises entre 70 % et 85 %, avec une forte variabilité autour de la moyenne (figure 9.1). Pour les bassins de la Latte, de la Sapine et du Vaubarnier, on peut penser que le faible nombre de crues retenues intervient pour expliquer ces résultats moyens. En effet, nous n'avons conservé sur ces trois bassins versants que, respectivement, 15, 21 et 34 crues. De ce fait, l'outil mis en place étant surtout dédié à l'étude des crues les plus fortes, plus le nombre de crues est faible, moins l'échantillon des vingt plus fortes crues enregistrées sur un bassin versant est représentatif des crues les plus fortes de ce bassin.

Les valeurs moyennes et médianes des paramètres ainsi que leurs écart-types sont donnés au tableau 9.1. Une première analyse du tableau indique que les proportions d'écoulement fournies par la vidange du réservoir pour expliquer l'écoulement total sont fortes. Les valeurs de X3 restent pourtant faibles. De plus, les valeurs de X2 sont fortes à très fortes avec des valeurs moyennes de plus de 70 mm sur les bassins du Mont Lozère. Enfin, les valeurs moyennes de X4 sont très élevées et la variabilité autour des valeurs moyennes de X4 est également forte.

²³ On rappelle que l'échantillon n°2 est composé des BVRE du Mont Lozère, du Réal Collobrier et du Rietholzbach ainsi que du bassin versant de Marie-Agnès à la Martinique.

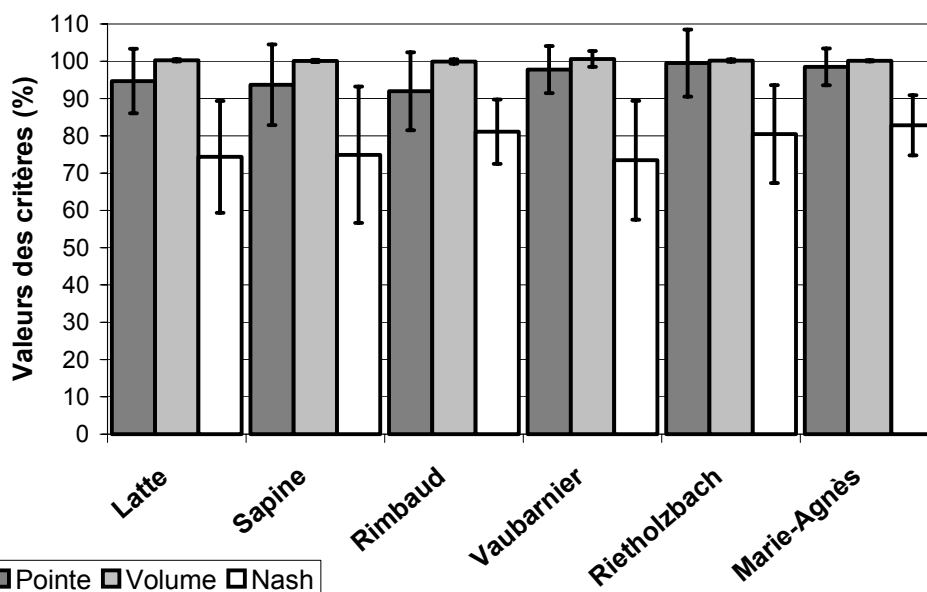


Figure 9.1 : Valeurs moyennes et écart-types des 3 critères pour les bassins versants de l'échantillon n°2.

Tableau 9.1 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres pour les 20 crues maximales des bassins versants de l'échantillon n°2.

(seules 15 crues ont été conservées pour le bassin de la Latte)

Bassins	X1 (%)			X2 (mm)			X3 (%)			X4 (h)			Ratio P_N/P_R		
	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ
Latte	14.4	15.3	8.7	75.4	60.3	61.6	0.11	0.09	0.08	0.78	0.61	0.64	0.41	0.38	0.24
Sapine	15.7	21.8	10.8	71.1	62.8	47.6	0.15	0.14	0.10	1.03	0.71	0.85	0.34	0.37	0.13
Rimbaud	35.4	35.5	10.4	40.0	35.7	19.0	0.38	0.24	0.47	1.07	1.04	0.56	0.57	0.56	0.18
Vaubarnier	14.6	13.6	8.5	53.5	51.9	22.9	0.16	0.14	0.09	2.09	1.30	2.03	0.25	0.24	0.16
Rietholzbach	26.5	23.5	9.0	17.0	11.9	11.9	0.47	0.45	0.20	1.11	0.89	0.84	0.41	0.42	0.11
Marie-Agnès	21.7	22.3	4.9	27.4	22.8	20.8	0.28	0.23	0.25	1.09	1.09	0.36	0.58	0.57	0.13

9.2 Résultats bassin par bassin

9.2.1 BVRE du Mont Lozère

Les BVRE du Mont Lozère sont sensibles aux longues périodes pluvieuses au cours desquelles est enregistrée une averse plus intense. C'est le cas par exemple de la crue du 23 septembre 1992 (figure 9.2 (b)). En revanche, le 6 novembre 1982, aucune averse très intense n'est enregistrée. La crue correspondante est forte mais pas exceptionnelle (figure 9.2 (a)). Cette double influence des cumuls et des intensités de pluie est traduite par les corrélations significatives existant, d'une part, entre P_T et Q_T et, d'autre part, entre LMAX1P et les pluies en 2 à 12 heures sur la Latte et en 8 à 12 heures sur la Sapine (annexe V).

D'après Cosandey (1999), sur ces bassins, les pertes initiales sont fonction de l'état de saturation des bassins avant le début de la pluie. Le débit initial des crues est sur ces deux bassins un bon indicateur de l'état de saturation initial des bassins. Cosandey (1999) a également montré que, pour les crues les plus fortes, tant que la capacité de stockage du bassin n'est pas atteinte aucun écoulement de crue n'est enregistré. Une fois qu'elle est atteinte la réponse du bassin est brutale. Notre modèle pluie-débit traduit très bien cela par des pertes initiales importantes et par des temps de réponse courts.

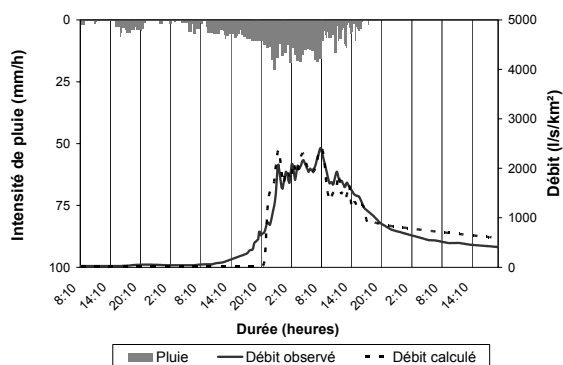
Toujours lors des crues les plus fortes, Cosandey (1999) interprète le fonctionnement des bassins sous la forme d'un écoulement par effet piston ou par ruissellement direct. Pour la crue du 23 septembre 1992, on retrouve une valeur très importante de la contribution de l'écoulement produit par X1 à l'écoulement total (88,2 %).

Lorsque l'écoulement est activé, les bassins deviennent très sensibles aux averses légèrement plus intenses. Sur les hydrogrammes de crue observés, on note alors des pics de crue secondaires enregistrés au fil d'une réponse moyenne du bassin. Sur l'exemple de la figure 9.2 (a), le modèle parvient à reproduire ce type de pointes de débit. Il existe donc des zones proches du cours d'eau ou proches de l'exutoire du bassin qui répondent rapidement aux pluies plus intenses. Pour reproduire la réponse moyenne du bassin et la réponse aux pics d'intensités de pluie, la paramétrisation de la crue par le modèle intègre des apports importants de la vidange à l'écoulement total (63,6 %). Comme la durée de l'événement est longue, les valeurs de X3 restent faibles.

Sur ces bassins, Marc (2003) indique que les écoulements hypodermiques sont le processus hydrologique dominant. Les apports par vidange du réservoir représentent cette contribution à l'écoulement total. Compte tenu de ces observations et des valeurs moyennes et médianes du ratio P_N/P_R , les apports par vidange sont essentiels sur ces deux bassins.

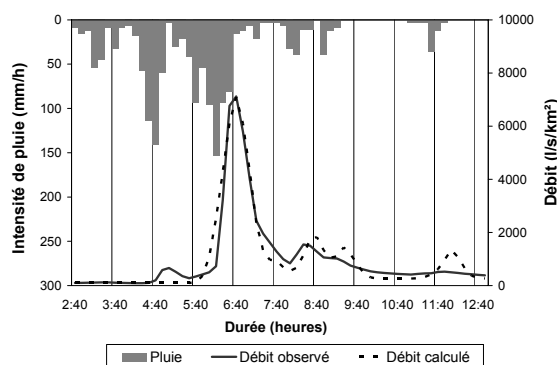
Les valeurs de X1 restent en moyenne assez faibles. Sur les deux crues de la figure 9.2, les valeurs de X1 sont nettement supérieures. Cette augmentation de X1 pourrait traduire l'activation plus importante du bassin en fonction des cumuls et des intensités de pluie fortes. X1 s'interpréterait plutôt de la même manière qu'à la Martinique, comme 100 % du bassin répondant à un pourcentage de la pluie.

Quoi qu'il en soit, un résultat important concerne le fait que, pour le bassin de la Latte, un événement aussi extrême que celui du 23 septembre 1992 n'entraîne pas des valeurs importantes de X1. A titre indicatif, le coefficient d'écoulement global est de 13,1 % sur cet événement.



(a) Crue du 6 novembre 1982 sur le bassin de la Sapine

X1 = 34,1 % ; X2 = 110 mm ;
 X3 = 0,274 % ; X4 = 0,78 h ;
 Ratio P_N/P_R = 36,4 % ; Pointe = 99,9 % ;
 Volume = 100,6 % ; Nash = 92,5 %.



(b) Crue du 23 septembre 1992 sur le bassin de la Latte

X1 = 22,3 % ; X2 = 121,5 mm ;
 X3 = 0,045 % ; X4 = 0,57 h ;
 Ratio P_N/P_R = 88,2 % ; Pointe = 99,5 % ;
 Volume = 100,2 % ; Nash = 92,1 %.

Figure 9.2 : Exemples de crues sur les BVRE du Mont Lozère.

9.2.2 BVRE du Rietholzbach

Le bassin versant du Rietholzbach est sensible à deux types d'épisodes pluvieux :

- les longues périodes pluvieuses caractérisées par des cumuls forts et des intensités faibles. Elles sont surtout enregistrées en automne et en hiver. Les crues correspondantes sont longues (24 à 48 heures) et présentent des coefficients d'écoulement globaux élevés (supérieurs à 50 %) ;
- les orages estivaux brefs et intenses caractérisés par des cumuls faibles et des intensités fortes. Les crues correspondantes sont caractérisées par des coefficients d'écoulement globaux faibles (25 à 35 %) et des durées courtes (quelques heures seulement).

De la même manière que sur le bassin du Brusquet, le mode de fonctionnement du bassin versant du Rietholzbach dépend de la typologie des pluies. En modélisation, cela se traduit par (figure 9.3) :

- pour les longues périodes pluvieuses : des temps de réponse longs et des valeurs de X1 fortes ;
- pour les orages estivaux : des temps de réponse courts et des valeurs faibles de X1.

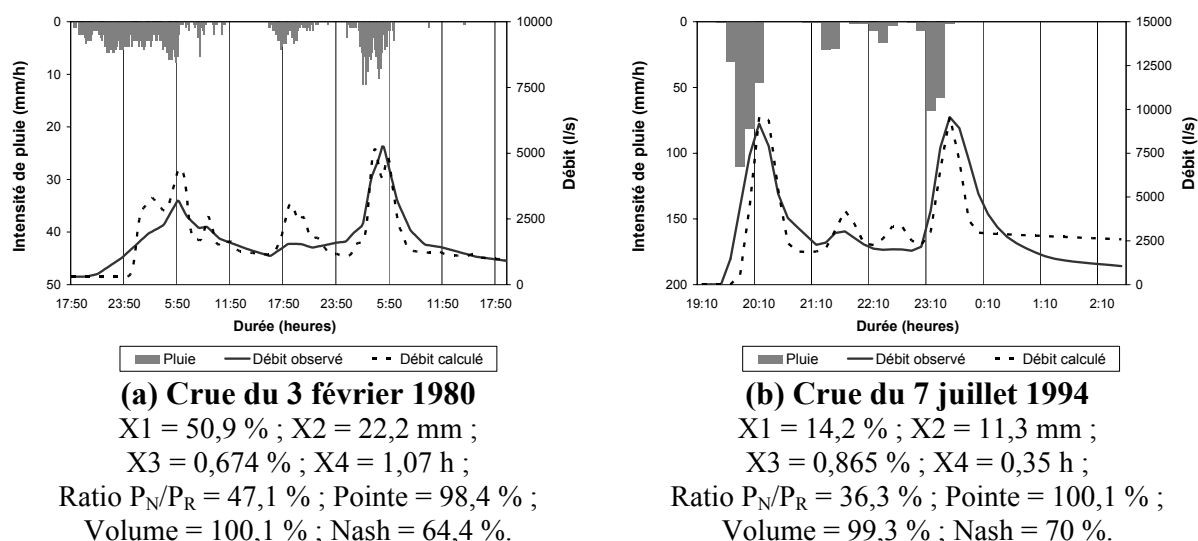


Figure 9.3 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin versant du Rietholzbach.

Dans les deux situations de crue, la part de l'écoulement total fournie par la vidange du réservoir est très importante. En moyenne, la vidange du réservoir alimente 60 % de la lame écoulee totale (tableau 9.1). La variabilité de cet apport est assez faible d'une crue à l'autre (11 %).

La crue maximale est constituée de deux orages successifs qui provoquent deux pointes quasiment identiques (figure 9.3 (b)). La 2^{ème} pointe est tout de même plus forte que la 1^{ère} malgré une pluie moins intense et moins longue. La 1^{ère} averse a contribué d'une part au pic de crue et d'autre part à préparer le bassin pour la 2^{ème} averse. De cette manière, on met en évidence l'importance de la saturation progressive des sols pour expliquer la réponse hydrologique du bassin lors de la 2^{ème} averse.

D'après Gurtz *et al.* (2003), les écoulements sur ce bassin se font essentiellement sous la forme d'écoulement hypodermique. Cela permet de comprendre l'importance des apports par la vidange du réservoir qui représente alors les écoulements hypodermiques. Lors des orages estivaux, on peut supposer qu'une part de la pluie contribue rapidement aux écoulements et

que le reste de la lame écoulee vient de la réponse plus tardive des sols. La part de la pluie contribuant rapidement aux écoulements pourrait être celle précipitant soit sur le réseau hydrographique, soit à proximité immédiate du réseau. Cela expliquerait les valeurs faibles de X1 et X4 durant les averses brèves et intenses. On s'oriente alors vers un fonctionnement du bassin sous forme de développement de zones contributives à proximité du réseau hydrographique. Durant les longues périodes pluvieuses, le niveau de saturation du bassin augmente et le pourcentage de zones saturées autour du réseau hydrographique augmente également. Le débit initial des crues est un indicateur de l'état de saturation du bassin (figure 9.4).

Enfin, les pertes initiales sont a priori faibles sur ce bassin. Elles représentent 25 % du cumul de pluie de l'événement en moyenne. Compte tenu de l'importance de la saturation du bassin pour expliquer les fortes crues, on aurait pu s'attendre à des valeurs plus fortes. Il faut rapporter ces valeurs à la climatologie locale mais aussi au fait que lors des longues périodes pluvieuses hivernales, les sols sont déjà à un niveau de saturation élevé du fait de la fonte des neiges. D'ailleurs sur la crue de la figure 9.3 (a), le début de la crue intervient tôt dans l'événement. Il est également très progressif. La crue modélisée présente au contraire une montée marquée et brutale. Le choix d'un coefficient d'écoulement constant est peut-être moins valable sur ce bassin. Au contraire, le coefficient d'écoulement devrait vraisemblablement augmenter en fonction du temps (figure 9.5). On retrouve des courbes du type de celles de la figure 8.6.

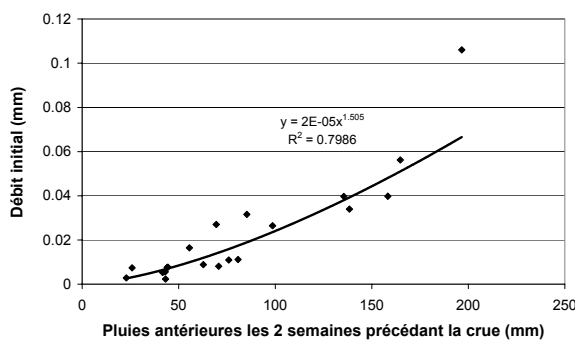


Figure 9.4 : Evolution du débit initial des crues en fonction des pluies précipitées les 2 semaines précédant la crue.

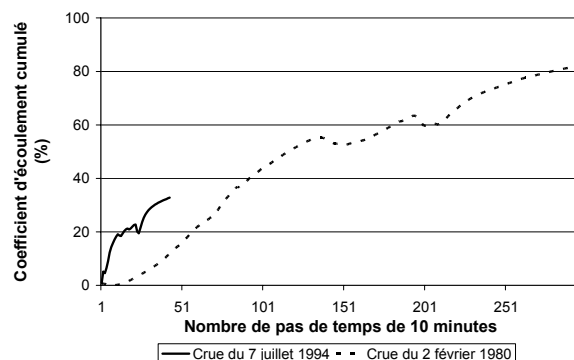


Figure 9.5 : Evolution temporelle du coefficient d'écoulement cumulé pour les 2 types de crues enregistrées sur le bassin du Rietholzbach.

9.2.3 Bassin versant de Marie-Agnès

Comme nous l'avons vu au chapitre II, les crues sur le bassin versant de la Capot à Marie-Agnès sont laminées du fait de la présence d'un paléo-lac au cœur du bassin. Les débits de pointe et les volumes écoulés sont plus faibles sur ce bassin que sur les autres bassins versants de la Martinique. On le vérifie à partir de l'analyse des valeurs moyennes des paramètres du modèle.

Ainsi, les valeurs de X1 sont plus faibles que celles obtenues sur les bassins de l'Alma et de la Lézarde. La variabilité des valeurs de X1 autour de la moyenne est réduite. Si on considère le même type de réponse que sur les deux bassins précédents, cela signifie que 100 % du bassin versant répondent à un pourcentage constant de la pluie.

Les valeurs des pertes initiales sont en moyenne plus élevées que sur les deux autres bassins. Compte tenu de la pluviométrie plus importante, les pertes initiales représentent en moyenne 22,5 % du cumul total de pluie. On retrouve des résultats du même ordre de grandeur que sur les deux autres bassins.

Les valeurs de X3 sont assez faibles avec une variabilité de près de 100 % par rapport à la valeur moyenne. Le résultat intéressant sur ce bassin concerne davantage le pourcentage d'écoulement fourni en moyenne par la vidange du réservoir. La vidange représente en effet 42 % des apports à l'écoulement total avec une variabilité assez faible (13 %). Comparativement aux deux autres bassins, le pourcentage d'écoulement direct est beaucoup plus faible.

Le fonctionnement hydrologique du bassin de Marie-Agnès est donc différent de celui des bassins de l'Alma et de la Lézarde. On le note d'ailleurs dans les valeurs prises par le paramètre X4. Elles ne correspondent plus aux gammes de valeurs fonction de la surface proposées par Guiscafre *et al.* (1975) (figure 9.6).

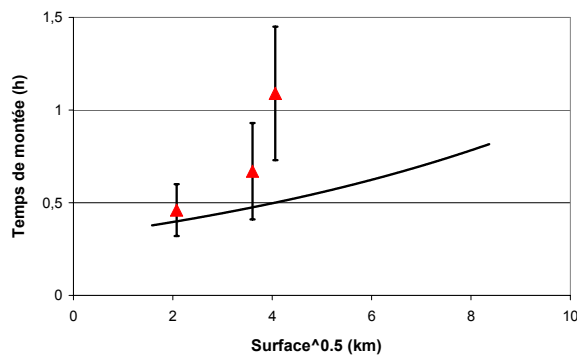


Figure 9.6 : Valeur moyenne de X4 et valeur calculée en appliquant la relation expérimentale de Guiscafre *et al.* (1975) sur le bassin versant de Marie-Agnès.

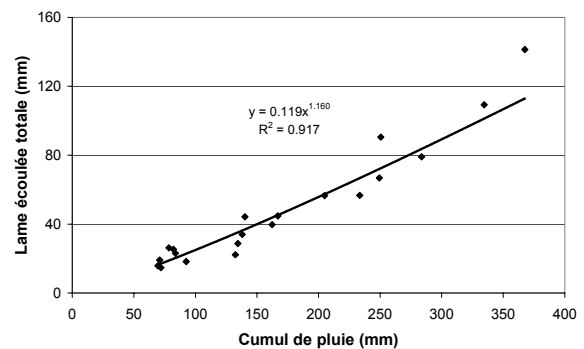
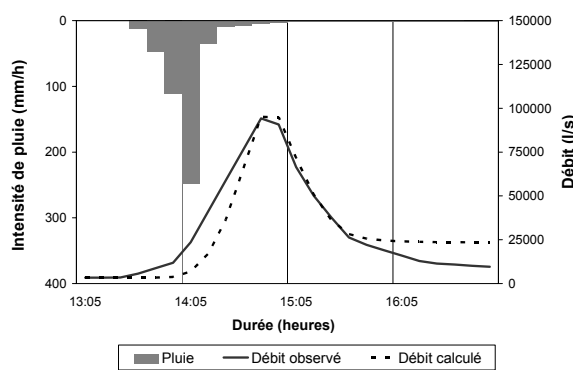
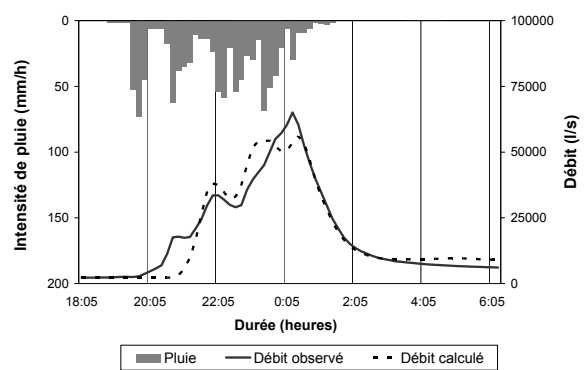


Figure 9.7 : Evolution de la lame écoulee totale en fonction du cumul de pluie de chaque crue.



(a) Crue du 11 août 1981

X1 = 20,7 % ; X2 = 13,8 mm ;
 X3 = 1,112 % ; X4 = 0,83 h ;
 Ratio = 55,2 % ; Pointe = 100,9 % ;
 Volume = 100,2 % ; Nash = 86,1 %.



(b) Crue du 20 octobre 1990

X1 = 25,9 % ; X2 = 37,5 mm ;
 X3 = 0,203 % ; X4 = 1,02 h ;
 Ratio = 72,6 % ; Pointe = 86,2 % ;
 Volume = 100,1 % ; Nash = 91,6 %.

Figure 9.8 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin de Marie-Agnès.

Il est difficile d'envisager un fonctionnement hydrologique de ce bassin du même type que ceux proposés pour les bassins de l'Alma et de la Lézarde 2. Il semble au contraire qu'on enregistre les réponses successives de plusieurs zones distinctes (figure 9.8 (b)). L'enregistrement de la réponse des zones et leurs activations dépendent de la distance des zones à l'exutoire et des caractéristiques de la pluie. Les ravines du nord-ouest contribuent certainement à une réponse rapide du bassin, d'autant qu'elles sont exposées au vent et proches de l'exutoire. Plus les pluies se prolongent et plus la plaine et les zones drainées par cette plaine ont des chances de contribuer significativement à l'écoulement total. On note d'ailleurs que la corrélation entre le cumul de pluie et la lame écoulée totale est significative à plus de 95 % suivant des lois linéaire et puissance (figure 9.7, annexe V). Cependant, des cumuls de pluie forts ne suffisent pas à expliquer des débits de pointe importants. Des intensités de pluie fortes sont aussi nécessaires (figure 9.8 (a)).

Comme sur les bassins de l'Alma et de la Lézarde, on ne peut pas imaginer une saturation progressive de la plaine avec les pluies antérieures du fait de la capacité de stockage des sols. En revanche, on peut penser que les drains amont sont activés comme sur le bassin de l'Alma mais que la plaine lamine une grande partie de ces crues dans la plupart des cas. La réponse du bassin lors des averses brèves et intenses enregistrées durant la saison des pluies est alors surtout liée à la réponse des ravines du nord-ouest du bassin.

Il est difficile de vérifier ces hypothèses de fonctionnement. Très peu d'informations sont disponibles sur ce bassin. Il présente en effet un risque hydrologique bien inférieur à celui de la Lézarde ou de la rivière Blanche.

9.2.4 BVRE du Réal Collobrier

Sur le BVRE du Réal Collobrier, il s'agit non seulement d'identifier les différences de fonctionnement hydrologique entre les deux bassins mais aussi d'analyser les différences de fonctionnement du bassin du Rimbaud après l'incendie de 1990. Dans ce cas, le modèle pluie-débit est appliqué à toutes les crues enregistrées.

9.2.4.1 Incendie du Rimbaud en août 1990

A la figure 9.9, nous indiquons l'évolution du temps de montée de l'hydrogramme unitaire du modèle ainsi que celle du pourcentage d'écoulement direct. Les crues sont classées suivant leur date d'occurrence, de la plus ancienne à la plus récente. L'incendie s'est produit entre les crues n°74 et n°75.

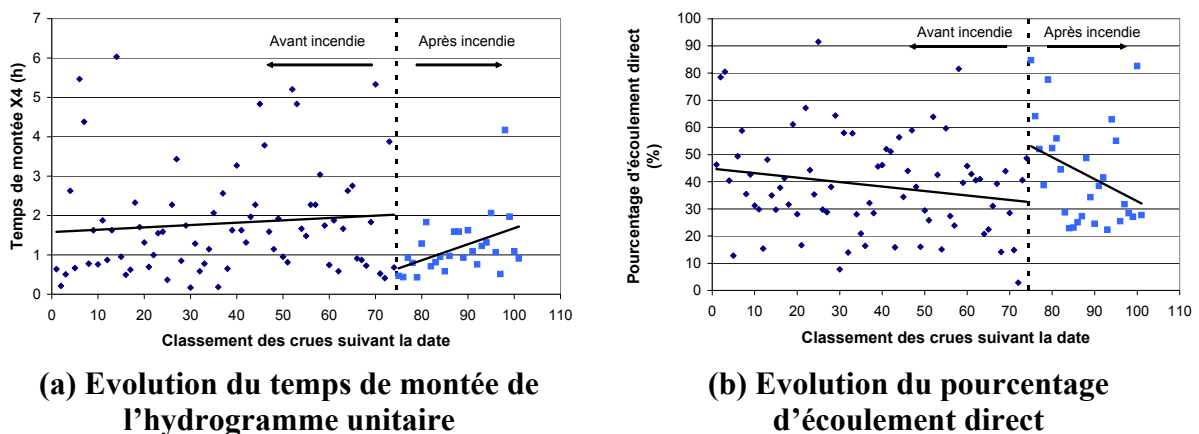


Figure 9.9 : Effets de l'incendie d'août 1990 sur les écoulements du Rimbaud.

Après l'incendie d'août 1990, les volumes écoulés ne présentent pas d'évolution significative. En revanche, le temps de montée de l'hydrogramme unitaire diminue. Le bassin du Rimbaud devient donc plus réactif. En parallèle, le fonctionnement du bassin change lors des premières crues enregistrées après l'incendie. Le pourcentage d'écoulement direct augmente nettement. Ces deux tendances d'évolution du fonctionnement du bassin versant sont vérifiées pour les crues enregistrées peu de temps après l'incendie. A partir de la crue n°85, enregistrée le 4 février 1994, on note déjà l'amorce d'un retour à la normale. Le bassin versant du Rimbaud retrouve progressivement son comportement hydrologique d'avant l'incendie.

La réduction du temps de montée, l'augmentation du pourcentage d'écoulement direct ainsi que le retour progressif à un fonctionnement similaire à celui enregistré avant l'incendie vont dans le sens des observations mentionnées dans plusieurs travaux de recherche (Sempere *et al.*, 1994 ; Martin & Lavabre, 2000 ; Fourcade, 2001). Les résultats du modèle confirment l'évolution du fonctionnement hydrologique du bassin.

9.2.4.2 Paramétrisation des deux bassins du Réal Collobrier

Sur les deux BVRE du Réal Collobrier, les crues ont essentiellement lieu en automne et au printemps. Les orages d'été n'ont pas un impact aussi fort que sur les bassins présentant des caractéristiques plus montagneuses. Ici, le climat est méditerranéen, marqué par des étés secs. Les cumuls de pluies antérieures contribuent à la saturation progressive des sols. La lame écoulée maximale est reliée aux fortes pluies sur des durées allant de 1 à 4 heures pour le bassin du Rimbaud. Sur le bassin du Vaubarnier, la lame écoulée maximale est plutôt reliée au cumul de pluie de l'épisode pluvieux (annexe V).

Le bassin du Rimbaud est le seul des BVRE du Réal Collobrier sur lequel une averse brève et intense peut provoquer une crue importante. Ces crues ont lieu surtout en fin d'été ou en début d'automne. La crue correspondante est d'autant plus importante que les intensités de pluie sont fortes ou que des précipitations ont été enregistrées peu de temps avant ou en début d'événement.

La paramétrisation du modèle sur les bassins versants du Rimbaud et du Vaubarnier permet de retrouver leurs différences de fonctionnement (tableau 9.1). Le bassin versant du Rimbaud est le plus réactif des deux ; les coefficients d'écoulement direct y sont plus élevés ; les pertes initiales sont plus faibles. Avec des sols plus profonds, une couverture végétale constituée par des châtaigniers et une structure géologique particulière (chapitre II), le bassin versant du Vaubarnier a des capacités de rétention beaucoup plus fortes et une inertie plus importante.

10 Classification des bassins versants

Pour clore ce chapitre, il est possible de synthétiser les résultats en effectuant une classification des bassins versants des échantillons n°1 et n°2. Il s'agit de regrouper les bassins versants en fonction des trois éléments suivants :

- la paramétrisation des vingt crues maximales par le modèle ;
- les débits de pointe spécifiques (figure 10.1) ;
- les connaissances collectées et/ou acquises concernant la réponse hydrologique des bassins et les caractéristiques physiques aidant à les interpréter.

A partir de ces résultats, trois groupes de bassins versants se mettent en place :

- 1^{er} groupe : Laval, Alma, Lézarde, Erlenbach
- 2^{ème} groupe : Marie-Agnès, Rimbaud, Latte, Sapine
- 3^{ème} groupe : Rietholzbach, Lumpenenbach, Vogelbach, Vaubarnier, Brusquet

10.1 Bassins versants du 1^{er} groupe : Laval, Alma, Lézarde, Erlenbach

Les bassins versants de ce groupe répondent toujours de la même manière aux averses brèves et intenses. Sur ces bassins versants, aucune crue significative n'est enregistrée après des pluies longues et peu intenses. Sur les quatre bassins versants du 1^{er} groupe, les conditions initiales interviennent peu pour expliquer les crues. Ce sont surtout les conditions de forçage qui sont importantes. Plus les intensités de pluie sont élevées, plus les débits de pointe sont forts. En outre, avec des valeurs de l'ordre de 30 minutes, les réponses des bassins sont rapides.

En modélisation, on constate des apports essentiellement par le coefficient d'écoulement direct. Dans le cas du bassin de l'Erlenbach, les résultats sont un peu différents. Néanmoins, on peut considérer que le paramètre de vidange du réservoir prend des valeurs tellement élevées que finalement cet apport correspond à un deuxième écoulement rapide. Autrement dit, soit on a une vidange très rapide, soit on n'en a pas comme c'est le cas sur les trois autres bassins du groupe.

Par ailleurs, les valeurs les plus fortes de X1 sont enregistrées sur les crues les plus fortes. Les pertes initiales ne représentent en moyenne que 20 % du cumul de pluie de chaque événement.

10.2 Bassins versants du 2^{ème} groupe : Marie-Agnès, Rimbaud, Latte, Sapine

Pour les bassins versants de ce groupe, les crues restent en général moyennes. Exceptionnellement, on enregistre une crue plus forte correspondant à une situation où les conditions initiales et les conditions de forçage sont favorables à l'enregistrement d'un événement fort.

Les pourcentages d'écoulement direct sont encore assez élevés, notamment sur les crues les plus fortes. En revanche, les valeurs de X1 sont beaucoup plus faibles que celles des bassins versants du groupe 1, de l'ordre de 20 à 30 % contre plus de 60 % précédemment.

Les pertes initiales sont plus importantes également en moyenne, avec des valeurs de l'ordre de 22 % du cumul de pluie de chaque événement sur Marie-Agnès et jusqu'à 25-30 % sur les autres bassins versants. Ces valeurs correspondent aussi aux capacités de stockage plus fortes de ces bassins versants par rapport aux bassins du 1^{er} groupe :

- sur le bassin du Rimbaud, la capacité de stockage est liée aux matériaux du sol (sol sableux) ;

- au Mont Lozère, elle est liée à la couche superficielle de végétation développée sur les arènes granitiques ;
- sur le bassin versant de Marie-Agnès, elle est liée à la présence du paléo-lac.

Les temps de réponse sur ces bassins restent courts (30 à 45 minutes).

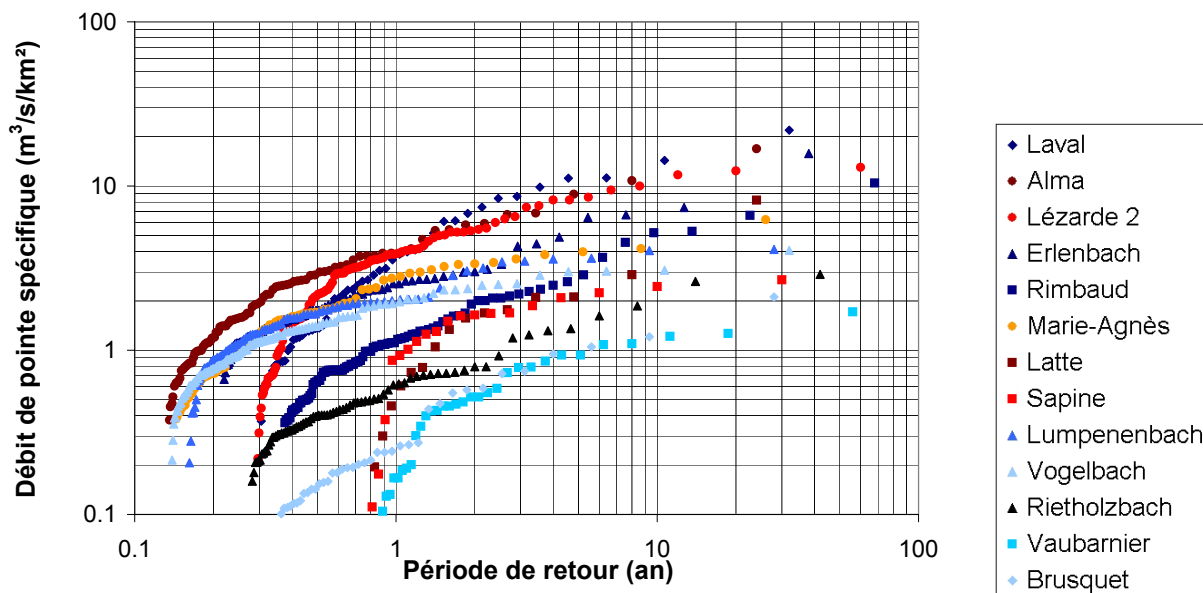


Figure 10.1 : Débits spécifiques de pointe des 13 bassins versants des échantillons n°1 et n°2.

10.3 Bassins versants du 3^{ème} groupe : Rietholzbach, Lumpenenbach, Vogelbach, Vaubarnier, Brusquet

Les bassins versants de ce groupe présentent des débits de pointe spécifiques maximaux beaucoup plus faibles que les autres bassins versants.

Mis à part le cas particulier du bassin du Vaubarnier où les écoulements sont très faibles, nous pouvons distinguer au sein de ce 3^{ème} groupe les bassins versants du Lumpenenbach et du Vogelbach des bassins versants du Brusquet et du Rietholzbach. Pour les deux premiers, les crues maximales sont provoquées par des orages estivaux. La différence essentielle avec le bassin versant voisin de l'Erlenbach vient du pourcentage de zones humides.

Sur les deux autres bassins versants, il existe plusieurs types de réponses hydrologiques suivant les conditions initiales et les conditions de forçage. Pour les longues périodes pluvieuses, on enregistre des temps de réponse longs et des valeurs de X1 fortes ; pour les orages brefs et intenses, on enregistre plutôt des temps de réponse courts et des valeurs faibles de X1.

Enfin, sur les cinq bassins versants de ce groupe, à conditions de forçage équivalentes, la réponse des bassins en crue dépend des conditions initiales. Si sur les autres bassins versants, un fonctionnement hydrologique principal a été identifié lors des crues maximales, ici, les réponses hydrologiques sont plus complexes et les nuances plus fortes suivant les conditions initiales et les conditions de forçage.

En règle générale, les pertes initiales sont plus fortes sur ces bassins versants que sur les autres, avec des valeurs de l'ordre de 25 à 35 % des cumuls de pluie des événements. Les valeurs les plus fortes de X1, qui est le paramètre principal de la formation des débits de pointe, ne sont pas enregistrées sur les crues maximales.

10.4 Synthèse

La classification des bassins versants en fonction du débit de pointe et de la réponse hydrologique des bassins versants vise à regrouper les bassins versants suivant des réponses hydrologiques similaires. Le lien avec les gammes de valeurs des paramètres aide à intégrer de manière synthétique les caractéristiques physiques locales de chaque bassin versant. Ce lien permet de traduire les caractéristiques de la réponse hydrologique d'un bassin versant plutôt que ses caractéristiques physiques ou que les caractéristiques climatiques de la région où il est localisé. De cette manière, on regroupe les bassins versants suivant trois types principaux de réponses hydrologiques plutôt que d'après des caractéristiques locales qui sont très variables d'un site à l'autre.

11 Conclusion

Les analyses successives des couples averse-crue nous ont permis de mettre en évidence les principales caractéristiques des crues des petits bassins versants torrentiels puis les liens statistiques existant entre les variables descriptives des couples averse-crue. Enfin, une analyse directe des couples averse-crue nous a aidés à identifier les phénomènes élémentaires caractéristiques du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels lors des crues les plus fortes.

L'étude des phénomènes élémentaires aboutit au développement d'un modèle pluie-débit à 4 paramètres. Comme il est issu de l'analyse des données, ce modèle est représentatif du fonctionnement des bassins versants en crue. Il est en outre faiblement paramétré.

Par construction du modèle, les valeurs des paramètres sont caractéristiques de la réponse hydrologique des bassins versants. Le modèle pluie-débit a donc été utilisé comme un outil d'aide à la compréhension du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels. Les vingt plus fortes crues enregistrées sur les bassins versants des échantillons n°1 et n°2 ont ainsi été analysées. Des caractéristiques physiques simples peuvent être proposées pour interpréter le fonctionnement d'un bassin donné ainsi que les différences constatées au niveau des réponses hydrologiques de deux bassins voisins. Même s'il ne s'agit que d'hypothèses, les propositions faites dans le cadre de ce chapitre sont réalistes et en accord avec l'hydrologie de chaque bassin. Pour approfondir les aspects concernant l'interprétation des valeurs des paramètres en fonction de caractéristiques physiques des bassins, il serait intéressant de multiplier le nombre de bassins analysés.

Outre une reproduction des crues observées de bonne qualité suivant les trois critères utilisés, cet outil présente l'intérêt de faciliter l'étude et la représentation de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels. De plus, des rapprochements peuvent être proposés entre les bassins versants possédant des réponses hydrologiques similaires. De cette manière, nous avons classé en trois groupes les bassins versants des échantillons n°1 et n°2, en fonction de leurs débits spécifiques de pointe et de leurs réponses hydrologiques. Enfin, nous disposons en fait d'un modèle à 2, 3 ou 4 paramètres. Suivant les résultats escomptés et les caractéristiques hydrologiques d'un bassin, le modèle pluie-débit peut être simplifié.

Par rapport à notre objectif initial de prédétermination des débits de crue sur les petits bassins versants torrentiels, ces résultats sont importants. En effet, nous disposons à la fois de plusieurs sous-modèles issus du modèle initial et de plusieurs gammes de valeurs de paramètres, fonction des bassins versants et de leurs réponses hydrologiques. Néanmoins, il est encore nécessaire de préciser les gammes de valeurs des paramètres caractéristiques des bassins. Une étude du comportement hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême devrait permettre de progresser dans ce sens.

L'interprétation des valeurs des paramètres est possible à partir de caractéristiques physiques simples des bassins versants. Grâce à elle, une paramétrisation des fortes crues d'un bassin non jaugé pourrait être proposée en utilisant à la fois les caractéristiques de terrain du bassin non jaugé et la connaissance des crues et de leur paramétrisation par le modèle sur un bassin connu aux caractéristiques physiques similaires. Ensuite, en association avec un générateur stochastique de pluies calé régionalement ou sur des données de pluie disponibles localement, nous pouvons espérer prédéterminer de cette façon les crues des petits bassins versants torrentiels. Le modèle développé dans ce chapitre ne serait plus alors utilisé comme un moyen

de représenter les mécanismes hydrologiques de la réponse des petits bassins versants torrentiels en crue mais comme un modèle pluie-débit classique.

Cependant, avant d'aller plus loin et d'envisager l'utilisation de cet outil en prédétermination, il faut analyser le fonctionnement du modèle. Il est nécessaire de tester la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres et de s'assurer de l'indépendance des paramètres. Ensuite, nous pourrions envisager d'étudier l'évolution de la réponse hydrologique des bassins de la normale à l'extrême ainsi que la possibilité et l'intérêt d'utiliser ce modèle en association avec un générateur stochastique de pluie.

Chapitre IV :

Analyse du fonctionnement du modèle pluie-débit

L'intérêt du modèle pluie-débit issu de l'analyse directe des crues en vue d'une meilleure compréhension de la réponse hydrologique des bassins et d'une reconstitution des événements a été mis en évidence dans la partie précédente. Avant d'envisager de tester ce modèle pluie-débit en prédétermination des crues, et plus particulièrement en association avec un générateur stochastique des pluies, il est indispensable d'en étudier plus précisément le fonctionnement. Nous cherchons donc ici à connaître les caractéristiques du fonctionnement du modèle : expressions analytique et discrétisée des fonctions de production et de transfert, indépendance des paramètres, sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres, comparaison du modèle issu de l'analyse directe avec d'autres modèles pluie-débit et définition du domaine d'applicabilité du modèle.

Dans cette partie, nous nous intéressons uniquement au modèle pluie-débit et non plus aux bassins versants. Nous raisonnerons donc à partir des concepts utilisés en modélisation et non plus à partir des déductions issues de l'analyse directe des données. Le critère de qualité utilisé dans ce qui suit est le critère de Nash. Les hydrogrammes de crue donnent pour chaque bassin les débits moyens écoulés calculés ou observés sur le pas de temps considéré.

12 Caractéristiques et fonctionnement du modèle

Dans un premier temps, nous détaillons les caractéristiques des fonctions de production et de transfert du modèle (figure 8.1). Il s'agit de mettre en évidence le fonctionnement du modèle et la représentation des crues par le modèle.

Pour illustrer notre propos, nous utiliserons dans ce paragraphe une crue fictive. Cette crue est consécutive à une pluie de 100 mm en 1 heure précipitant sur un bassin versant de 1 km². L'intensité de la pluie est supposée constante au cours de l'épisode. Les caractéristiques de l'épisode pluvieux sont volontairement fortes afin de mieux identifier et de bien visualiser la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres. Elles n'ont aucun rapport avec l'hydrologie des bassins versants étudiés précédemment.

La crue fictive est obtenue avec les valeurs suivantes des paramètres du modèle :

- X1 = 25 %,
- X2 = 25 mm,
- X3 = 2 %,
- X4 = 30 min.

Par construction du modèle, X1 correspond à un pourcentage de la pluie brute de chaque pas de temps participant directement à l'écoulement ; X3 représente un pourcentage du volume du réservoir vidangé à chaque pas de temps.

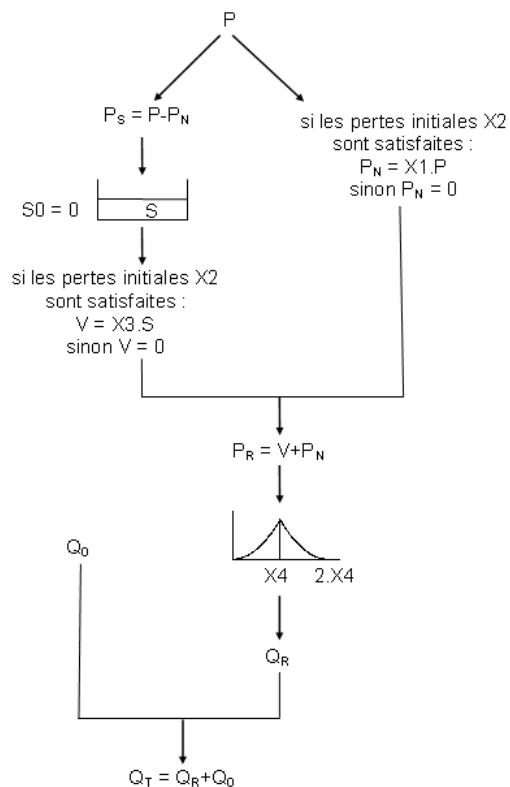


Figure 12.1 : Rappel du schéma fonctionnel du modèle pluie-débit.

avec : P la pluie brute ; Ps la pluie stockée dans le réservoir ; Pn la pluie nette ; S le volume d'eau stockée dans le réservoir ; V la vidange du réservoir ; Q0 le débit initial de la crue ; Qt le débit total.

Toutes ces variables sont en mm.

12.1 Fonction de production

12.1.1 Expressions analytique et discrétisée de la fonction de production

La formulation de la fonction de production du modèle pluie-débit repose sur la résolution de l'équation de bilan du réservoir. Nous raisonnerons dans le cas où le cumul de pluie depuis le début de l'événement est supérieur aux pertes initiales. Dans le cas contraire, la pluie nette est nulle.

L'expression du bilan correspond à la résolution approchée de l'équation différentielle d'évolution du niveau du réservoir. L'évolution du niveau du réservoir dépend des apports par la pluie brute et des pertes par la vidange :

$$\frac{dS}{dt} = -X3 \times S(t) + (1 - X1) \times \frac{dP}{dt} \quad \text{Équation 12-1}$$

soit :

$$\frac{dS}{dt} = -X3 \times S(t) + (1 - X1) \times I(t) \quad \text{Équation 12-2}$$

avec : $S(t)$, le niveau du réservoir à l'instant t (mm) ;
 $I(t)$, l'intensité de la pluie à l'instant t .

D'après Michel *et al.* (2003), une solution peut être obtenue en considérant que $I(t)$ est constante sur un pas de temps. Si le pas de temps est pris égal à $t-t_0$, nous obtenons l'expression suivante :

$$S(t) = S(t_0) \times e^{-X3(t-t_0)} + (1 - e^{-X3(t-t_0)}) \times \frac{1 - X1}{X3} \times I(t - t_0) \quad \text{Équation 12-3}$$

En discrétisant l'expression précédente sur un pas de temps $\Delta t = t-t_0 = 1$, nous obtenons :

$$S_i = S_{i-1} \times e^{-X3} + (1 - e^{-X3}) \times \frac{1 - X1}{X3} \times I_i \quad \text{Équation 12-4}$$

Afin d'initialiser le niveau initial du réservoir, nous rappelons que le réservoir est vide au début de chaque épisode pluvieux : $S_0 = 0$.

Les expressions de la pluie nette, de la vidange et de la lame écoulée sont déduites de l'équation 12-4 :

$$P_{Ni} = P_i - (1 - e^{-X3}) \times \frac{(1 - X1)}{X3} \times P_i \quad \text{Équation 12-5}$$

$$V_i = S_{i-1} \times (1 - e^{-X3}) \quad \text{Équation 12-6}$$

$$P_{Ri} = P_{Ni} + V_i \quad \text{Équation 12-7}$$

Pour des valeurs faibles du paramètre de vidange X_3 , comprises entre quelques pour cents et quelques pour mille, le développement limité à l'origine de la fonction exponentielle donne :

$$e^{-X_3} \approx 1 - X_3 + O(X_3) \quad \text{Équation 12-8}$$

L'expression du bilan entrée-sortie sur un pas de temps du réservoir de stockage est la suivante :

$$S_i = (1 - X_3) \times S_{i-1} + (1 - X_1) \times P_i \quad \text{Équation 12-9}$$

L'erreur commise entre la résolution exacte de l'équation différentielle et l'expression du bilan du réservoir vient de l'erreur d'estimation de e^{-X_3} . Compte tenu des valeurs de X_3 , cette erreur reste faible. Pour $X_3=15\%$, l'erreur d'estimation de e^{-X_3} par $1-X_3$ n'est que de 1,25 % (figure 12.2). A titre indicatif, les valeurs les plus fortes de X_3 sont enregistrées sur le bassin de l'Erlenbach. Elles ne dépassent pas 11 %. En modélisation, nous avons donc retenu l'expression de l'équation 12-9.

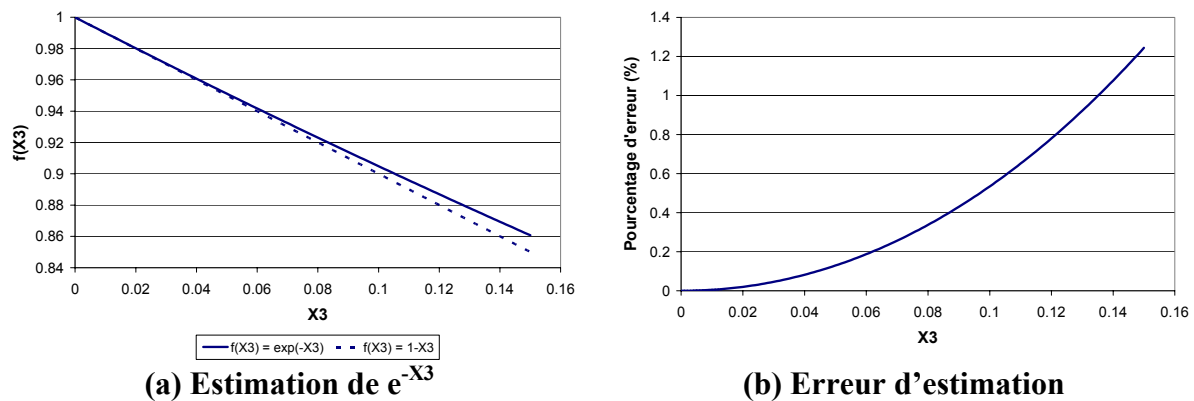


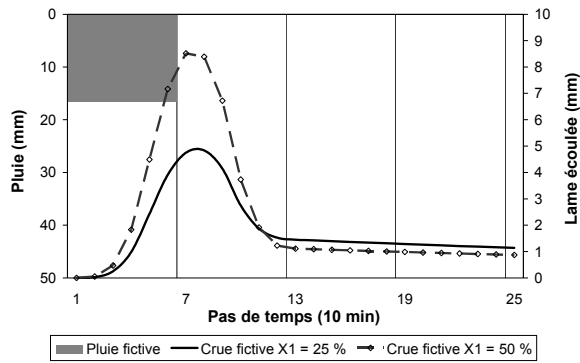
Figure 12.2 : Expressions intégrée et discrétisée de la vidange du réservoir.

12.1.2 Sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres X_1 et X_2

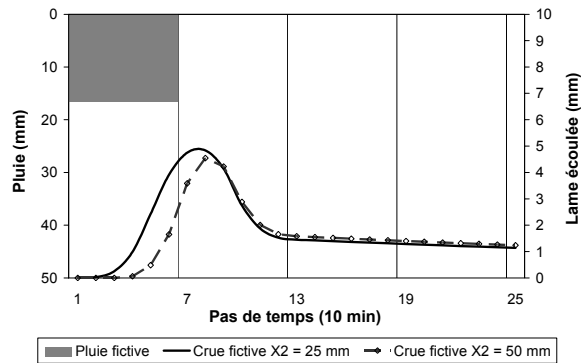
A partir de la crue fictive, nous avons souhaité mettre en évidence la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres X_1 et X_2 de la fonction de production. Pour cela, nous faisons varier les valeurs des paramètres X_1 et X_2 un à un.

A la figure 12.3, nous voyons nettement que l'augmentation de X_1 contribue à une augmentation du volume écoulé autour de la pointe et de la lame écoulée maximale sur un pas de temps. L'augmentation de X_1 induit également une diminution de la quantité d'eau stockée dans le réservoir. De ce fait, à X_3 constant, les lames écoulées après l'arrêt de l'écoulement direct sont plus faibles avec une valeur de X_1 de 50 % qu'avec une valeur de X_1 de 25 %.

La figure 12.4 met en évidence l'influence de X_2 sur le début de l'écoulement. Plus les pertes initiales sont fortes, plus le début de l'écoulement est retardé. Par construction du modèle, ce résultat n'a rien d'exceptionnel. En revanche, plus on augmente X_2 , plus on augmente le volume stocké dans le réservoir et plus on diminue le volume produit par X_1 . Par conséquent, une augmentation forte de X_2 , à X_1 , X_3 et X_4 fixés, peut conduire à décaler la lame écoulée maximale dans le temps, à augmenter le volume produit par vidange du réservoir, à diminuer le volume produit par X_1 et donc à diminuer la lame écoulée maximale.



**Hypothèses : 100 mm de pluie en 1 h,
intensité constante
X2 = 25 mm, X3 = 2 %, X4 = 0,5 h**



**Hypothèses : 100 mm de pluie en 1 h,
intensité constante
X1 = 25 %, X3 = 2 %, X4 = 0,5 h**

Figure 12.3 : Sensibilité du modèle à la valeur de X1.

Figure 12.4 : Sensibilité du modèle à la valeur de X2.

Ainsi, lorsque X2, X3 et X4 sont fixés, la valeur de X1 intervient sur le volume écoulé autour de la pointe et la valeur de la lame écoulee maximale. Lorsque X1, X3 et X4 sont fixés, X2 intervient sur le début de l'écoulement, sur la répartition des volumes entre l'écoulement direct et l'écoulement produit par la vidange du réservoir et sur la valeur ainsi que sur le positionnement dans le temps de la lame écoulee maximale. A X3 constant, l'évolution de X1 ou de X2 a un impact sur le volume stocké dans le réservoir et donc sur l'allure de la décrue.

12.1.3 Vidange du réservoir

Au début de chaque crue, le réservoir est vide. Il collecte d'abord les pertes initiales. Une fois que l'écoulement a commencé, toute la pluie ne participant pas directement à l'écoulement y est stockée. La loi de vidange retenue est linéaire. Comme pour l'écoulement direct, la vidange débute une fois que les pertes initiales sont satisfaites.

Le paramètre de vidange X3 est compris entre 0 et 1. Pour ces valeurs, soit on vidange tout le réservoir d'un coup (X3 = 1), soit on ne vidange rien (X3 = 0). En cas d'absence de pluie, la loi de vidange du réservoir s'exprime de la façon suivante :

$$\begin{aligned} V_1 &= X3 \times S_{P=0} \\ V_2 &= X3 \times (1 - X3) \times S_{P=0} \end{aligned} \quad \text{Équation 12-10}$$

De proche en proche :

$$V_{n+1} = X3 \times (1 - X3)^n \times S_{P=0} \quad \text{Équation 12-11}$$

avec : $S_{P=0}$, le niveau du réservoir au début de la vidange, dans l'hypothèse où les pluies sont nulles (mm). On ne confondra pas $S_{P=0}$ et S_0 , qui correspond au niveau initial du réservoir en modélisation pluie-débit ($S_0 = 0$ mm) ;
 V_i , le volume du réservoir vidangé à chaque pas de temps (mm).

A réserve égale ($S_{P=0}$ fixé), plus X3 est grand, plus la vidange est forte au départ et diminue vite (figure 12.5). Plus X3 est faible, plus la vidange est faible. Pour une valeur très faible de X3, la vidange est pratiquement constante et vaut environ $X3 \times S_{P=0}$ à l'ordre 1. Sur 100 pas de

temps, avec 20 mm disponibles, on écoule 18,7 mm pour $X3=2,7\%$, 15,1 mm pour $X3=1,4\%$ et 4,7 mm pour $X3=0,27\%$.

Une valeur faible de $X3$ ($\leq 0,5\%$) correspond donc à une vidange longue et constante. Une valeur forte de $X3$ ($\geq 1\%$) signifie que la vidange est rapide et représente un volume écoulé important. D'un point de vue hydrologie des bassins versants, soit on observe une décrue rapide et soutenue, soit les débits décroissent jusqu'à un niveau faible mais stable après l'arrêt des pluies. Des valeurs fortes de $X3$ peuvent également induire une augmentation du volume écoulé autour de la pointe. Quoiqu'il en soit, l'allure des décrues est modifiée de manière importante en fonction de la valeur du paramètre $X3$ (figure 12.6).

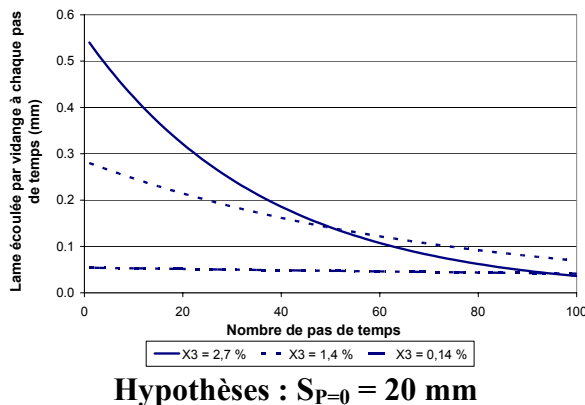


Figure 12.5 : Evolution de la vidange du réservoir en fonction de $X3$.

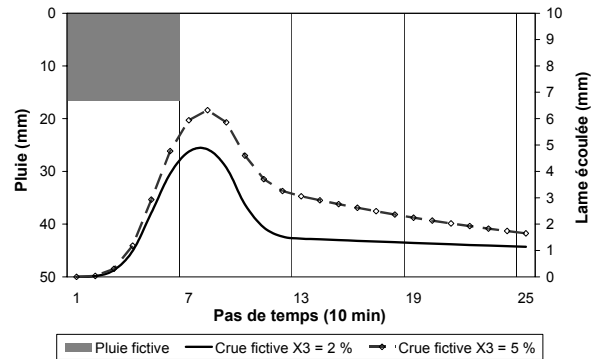


Figure 12.6 : Allure des crues en fonction des valeurs du paramètre $X3$.

12.1.4 Distinction entre les écoulements rapides et lents

Le modèle induit une distinction entre un écoulement rapide et un écoulement lent. On peut s'interroger sur l'impact de cette distinction au niveau de la modélisation des hydrogrammes de crue.

12.1.4.1 Principe

Le fonctionnement du modèle pluie-débit permet de distinguer 3 contributions à l'écoulement total :

- un écoulement de base, représenté par le débit initial de la crue ;
- un écoulement lent et différé, représenté par la vidange du réservoir ;
- un écoulement rapide, modélisé par le coefficient d'écoulement direct.

Les contributions des écoulements lent et rapide à l'écoulement total sont calculées de la manière suivante :

$$P_{NT} = P_{NV} + P_{ND} \quad \text{Équation 12-12}$$

$$P_{NT} = P_T - SFIN \quad \text{Équation 12-13}$$

$$P_{ND} = (P_T - X2) \times X1 \quad \text{Équation 12-14}$$

$$P_{NV} = P_T - (P_T - X2) \times X1 - SFIN \quad \text{Équation 12-15}$$

$$CEM = \frac{P_{NT}}{P_T} = \frac{P_{ND}}{P_T} + \frac{P_{NV}}{P_T} \quad \text{Équation 12-16}$$

avec : P_{NT} , la pluie nette totale (mm) ;
 P_{ND} , la pluie nette directe (mm) ;
 P_{NV} , la pluie nette issue de la vidange du réservoir (mm) ;
 P_T , le cumul de pluie total de l'événement (mm) ;
 $SFIN$, le niveau final du réservoir (mm) ;
 CEM , le coefficient d'écoulement de la crue modélisée ;

L'équation 12-16 permet de connaître et de comparer les contributions respectives de l'écoulement direct et de la vidange du réservoir à la lame écoulée totale.

12.1.4.2 Interprétation sur le terrain

Sur le principe, les types d'écoulements utilisés dans le modèle sont souvent mentionnés dans la littérature. Outre les observations que nous avons faites directement à partir des couples averse-crue, c'est aussi pour cette raison que nous avons souhaité les utiliser.

A part des tendances de fonctionnement observées sur le terrain, les possibilités de vérification sont limitées. Comme nous l'avons vu lors de l'analyse de la paramétrisation des crues, notamment sur le bassin du Rimbaud, les résultats fournis par le modèle concordent avec ceux de la littérature (chapitre III). En revanche, il est impossible de retrouver qu'effectivement l'écoulement total est formé de x % d'écoulement direct et de $(1-x)$ % d'écoulement différé. Il est également difficile de rapprocher les écoulements du modèle des types d'écoulement existant dans la nature (écoulement hypodermique, écoulement sur surfaces saturées, écoulement hortonien...). Enfin, la distinction entre les écoulements pourrait aussi s'apparenter à la séparation des écoulements entre une eau ancienne et une eau récente. Là encore, nous n'avons aucun moyen de vérification.

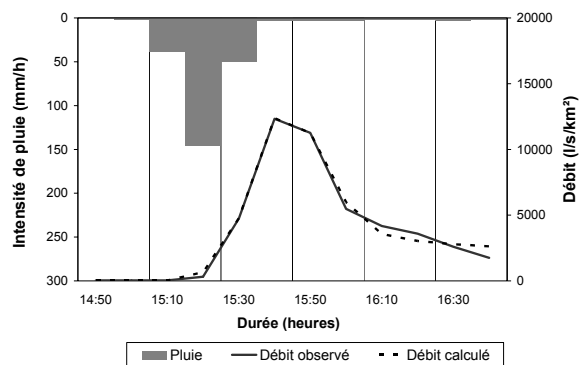
Par conséquent, la définition exacte du sens des contributions à l'écoulement total utilisé dans le modèle ainsi que de la répartition des écoulements est difficile à donner. Néanmoins, il est certain qu'un fort pourcentage d'écoulement direct représente une réponse rapide du bassin.

Une valeur forte du pourcentage d'écoulement direct $\left(\text{rapport } \frac{P_{ND}}{P_{ND} + P_{NV}} \right)$ associée à une

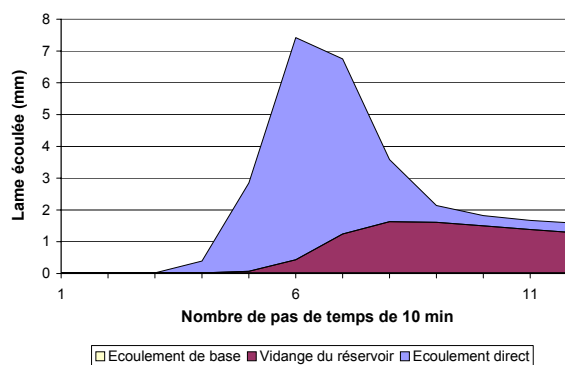
valeur forte de $X1$ signifie que l'aléa crue sur un bassin donné est élevé. Ainsi, nous obtenons des résultats indicatifs des tendances de fonctionnement des bassins versants.

12.1.4.3 Débit de base

Autour de la pointe de la crue, c'est l'eau passée par le coefficient d'écoulement direct qui explique la valeur du débit de pointe (figure 12.7). La décrue est assurée essentiellement par la vidange du réservoir. Le pourcentage de lame écoulée expliqué par l'écoulement retardé augmente avec la durée de la crue. Suivant le découpage de l'événement, plus la décrue est longue, plus ce pourcentage augmente. Dans tous les cas, l'écoulement de base est assuré par le débit initial des crues.



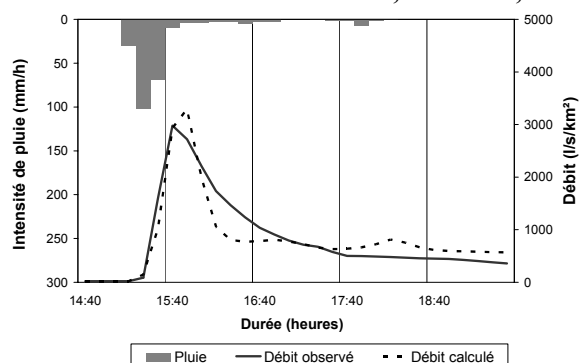
(a) Hydrogramme de crue



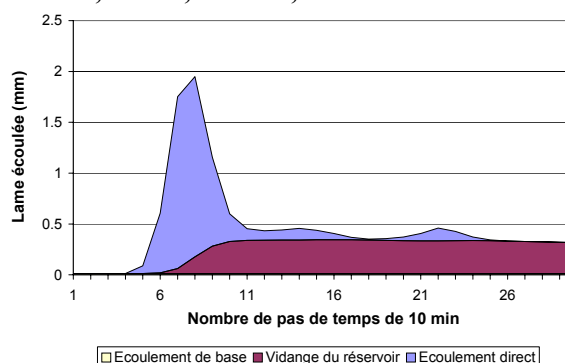
(b) Séparation des contributions

Erlenbach : 67,3 % ; 31,9 % ; 0,8 %

X1 = 67 % ; X2 = 13,1 mm ; X3 = 8,63 % ; X4 = 0,42 h



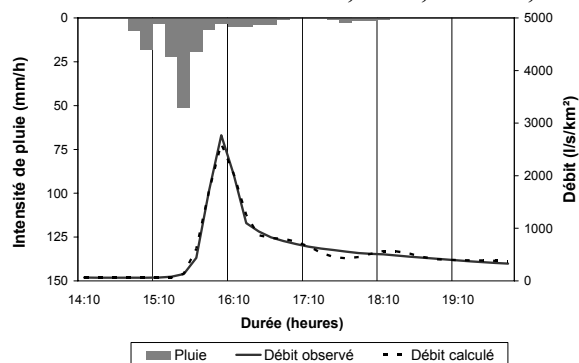
(a) Hydrogramme de crue



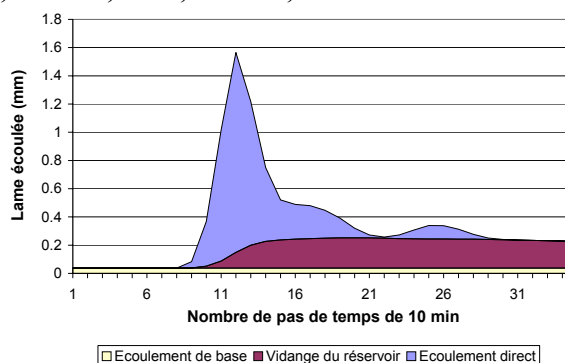
(b) Séparation des contributions

Lumpenbach : 45,1 % ; 52 % ; 2,9 %

X1 = 18,7 % ; X2 = 7,6 mm ; X3 = 1,2 % ; X4 = 0,44 h



(a) Hydrogramme de crue



(b) Séparation des contributions

Vogelbach : 48,8 % ; 40,2 % ; 10,3 %

X1 = 33,3 % ; X2 = 8,4 mm ; X3 = 1,23 % ; X4 = 0,54 h

Figure 12.7 : Crue du 14 juillet 1995 dans la vallée de l'Alptal.

Pour chaque bassin, les 3 pourcentages indiqués donnent successivement la contribution de l'écoulement direct, la contribution de la vidange du réservoir et la contribution de l'écoulement de base au volume écoulé total durant la crue.

Le débit de base est considéré comme étant constant au cours de la crue. Chow *et al.* (1988) suggèrent de faire cette hypothèse dans le cas de bassins versants aux écoulements éphémères lors des orages. De cette manière, l'écoulement de base n'est pas modélisé par la pluie de l'événement. En d'autres termes, il est lié aux pluies antérieures à l'événement étudié et la pluie de l'événement sert uniquement à modéliser le débit de la crue moins le débit de base. Scientifiquement, la validité d'une telle hypothèse est discutable. D'un point de vue

modélisation pluie-débit, il serait plus rigoureux de proposer un tarissement de l'écoulement de base en fonction du temps. Cependant, cette approche présente l'avantage d'être simple, pratique et largement suffisante ici, notamment dans le cadre de la prédétermination des débits. On résout de cette manière les problèmes d'initialisation du modèle, souvent rencontrés en hydrologie. Enfin, le volume écoulé modélisé par le débit de base est généralement très faible comparé au volume total de la crue (entre 1 et 10 % à la figure 12.7).

12.2 Fonction de transfert

12.2.1 Remarques générales

L'utilisation d'une fonction de transfert avait pour objectif de repositionner le débit de pointe calculé par rapport au débit de pointe observé et de mieux répartir le volume écoulé autour du débit de pointe. Nous avons choisi un hydrogramme unitaire (HU) symétrique dont l'unique paramètre est caractéristique de la vitesse de réponse des bassins versants torrentiels. D'autres outils auraient pu être envisagés. L'avantage de l'hydrogramme unitaire HU2, issu du modèle pluie-débit GR3H, est que 87,5 % du volume de pluie nette est transféré entre $X4/2$ et $2 \times X4$. (figure 12.8). Le volume de pluie nette à transférer est donc concentré autour du pic de l'HU. De plus, le temps de montée est représentatif de la dynamique des crues et traduit une information aisément interprétable de la réponse hydrologique des bassins versants.

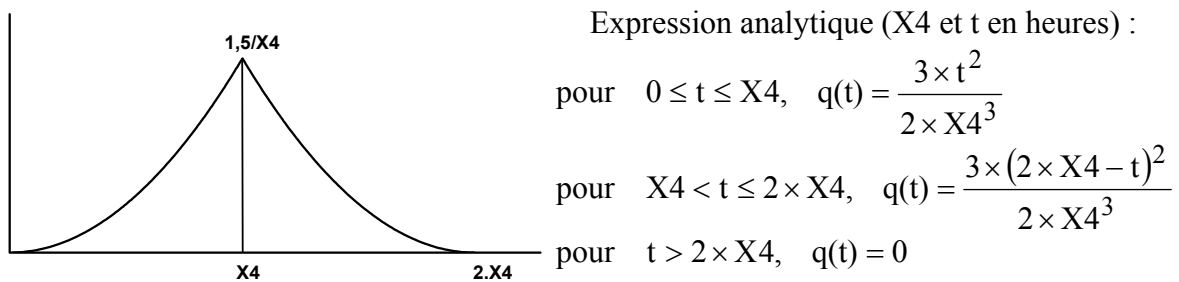


Figure 12.8 : Hydrogramme unitaire HU2.

12.2.2 Différences entre les expressions analytiques et discrétisées

Si l'expression analytique de HU2 est symétrique, il n'en est pas toujours de même pour son expression discrétisée. Dès que la valeur de $X4$ n'est pas égale à un nombre entier de pas de temps, l'HU n'est plus symétrique (figure 12.9). Le nombre de pas de temps de l'HU est alors égal à l'entier supérieur à $2 \times X4$, soit la partie entière de $(2 \times X4 + 1)$.

Cette discrétisation de l'HU est sans conséquence dans la mesure où le modèle adapte la valeur du temps de montée pour optimiser la reproduction de la crue. Nous retiendrons simplement que des différences existent.

12.2.3 Sensibilité du modèle aux valeurs de $X4$

Des valeurs de $X4$ de 0,5 heures et 1,5 heures ont été utilisées pour effectuer la transformation de la pluie fictive en débit (figure 12.10). De cette manière, on visualise bien que l'augmentation du temps de montée décale le positionnement de la lame écoulée maximale. La valeur de la lame maximale ainsi que le volume écoulé autour de celle-ci sont laminés.

Les autres paramètres restant identiques, l'augmentation de X_4 a également une incidence sur le volume écoulé total. Une diminution de 7,3 mm du volume écoulé pendant les 25 pas de temps est enregistrée avec une valeur de X_4 de 1,5 h. Cette diminution représente 16,5 % de la lame écoulée totale calculée avec une valeur de X_4 de 0,5 h. Elle s'explique par le fait qu'en augmentant X_4 le transfert de la vidange est reporté plus tard dans le temps. Le volume écoulé par X_1 est quant à lui identique pour les deux valeurs de X_4 et vaut 18,75 mm (soit $(100 - X_2) \times X_1$).

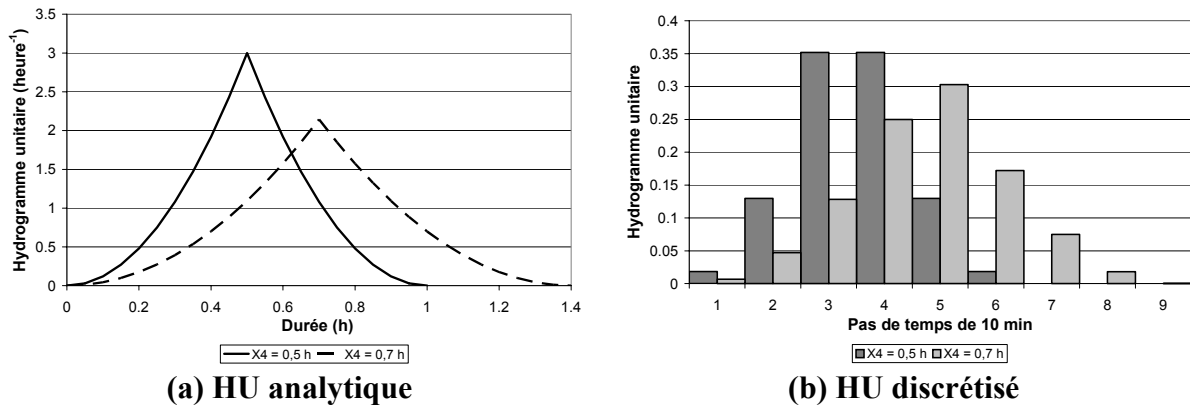
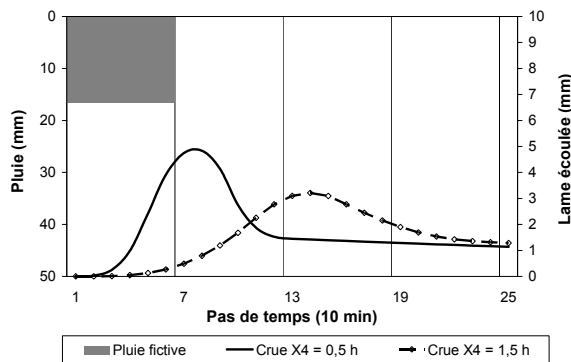


Figure 12.9 : Comparaison des expressions analytique et discrétisée de l'hydrogramme unitaire suivant 2 valeurs de X_4 .



**Hypothèses : 100 mm de pluie en 1 h,
intensité constante
 $X_1 = 25 \%$, $X_2 = 25 \text{ mm}$, $X_3 = 2 \%$**

Figure 12.10 : Sensibilité du modèle à la valeur de X_4 .

12.3 Optimisation des paramètres du modèle

Classiquement en hydrologie, on pratique un processus de calibration – validation pour définir un jeu de paramètres représentatif de la réponse hydrologique moyenne d'un bassin versant donné (Bérod *et al.*, 1995 ; Ambroise, 1999). Le critère utilisé est souvent le critère de Nash.

Au chapitre précédent, nous avons employé le modèle pluie-débit comme un outil d'aide à la compréhension de la réponse hydrologique des bassins lors des crues les plus fortes. Notre objectif n'était pas de définir un jeu de paramètres pour chaque bassin. Au contraire, nous avons travaillé en calibration des jeux de paramètres sur chaque événement pour déterminer dans les conditions d'utilisation du modèle retenues le jeu de paramètres le plus représentatif du déroulement de la crue. La méthode d'optimisation du critère de qualité est une méthode d'optimisation pas à pas. Trois critères d'optimisation ont été utilisés simultanément au chapitre III afin de décrire au mieux l'événement et son déroulement.

Or, il n'existe pas une façon unique de représenter le fonctionnement hydrologique d'un bassin au moyen d'un modèle pluie-débit. Il a aussi été montré que de nombreuses

représentations différentes d'une même crue peuvent être acceptables pour une structure de modèle pluie-débit donnée. Ce problème n'est pas lié à l'estimation du modèle idéal ou du jeu de paramètres optimal mais plutôt aux interactions entre tous les éléments du système étudié et les méthodes utilisées pour représenter ces éléments et leurs interactions (Beven, 2001 ; Beven & Freer, 2001 ; Beven & Feyen, 2002).

Par conséquent, nous ne pouvons pas contrôler la qualité des jeux de paramètres optimisés. En revanche, nous pouvons tester la sensibilité des résultats obtenus aux valeurs prises par différents jeux de paramètres possibles. Pour cela, nous testerons sur quelques crues un grand nombre de jeux de paramètres y compris le jeu de paramètres optimisé. L'objectif est d'étudier l'évolution du critère de Nash dans l'espace des paramètres.

12.3.1 Principe de la méthode d'optimisation

La méthode d'optimisation des paramètres retenue consiste, en partant d'un point de l'espace des paramètres, à se déplacer dans une direction qui améliore continûment la valeur de la fonction critère. Lorsqu'aucune amélioration ne peut être générée, le jeu de paramètres obtenu correspond à l'optimum de la fonction.

Le processus d'optimisation repose sur une stratégie de déplacement le long des axes de l'espace des paramètres, avec un pas de recherche pouvant varier d'une itération à l'autre. Dans sa version initiale, le calage est réalisé de façon automatique en fonction des valeurs initiales des paramètres, des bornes fixées pour restreindre l'amplitude de variation des paramètres et de la valeur du pas de calcul ΔX . A chaque boucle de calcul, 3 valeurs de chaque paramètre sont testées. Pour les 4 paramètres, cela représente 81 calculs.

La recherche démarre à partir d'un jeu initial de valeurs des paramètres. Une fois que la fonction critère est calculée, on se déplace pour un paramètre de plus ou moins une fois le pas. Deux nouveaux jeux de paramètres sont ainsi obtenus et deux nouvelles valeurs de la fonction critère sont calculées. Lorsque tous les paramètres ont été modifiés un à un, deux cas de figures sont possibles :

- soit il existe un jeu de paramètres pour lequel la fonction critère prend une valeur plus élevée que pour le jeu de paramètres précédents et pour l'ensemble des jeux de paramètres testés, auquel cas ce nouveau jeu de paramètres devient le point de départ des calculs à l'itération suivante ;
- soit aucune amélioration n'est enregistrée, auquel cas le jeu de paramètres initial est conservé et ΔX divisé par 2.

Au maximum, la méthode telle qu'elle est programmée actuellement limite le nombre d'itérations successives pour rechercher la valeur optimale du jeu de paramètres à 30 fois le nombre de paramètres à optimiser. Par ailleurs, la procédure s'arrête lorsque ΔX devient inférieur à 0,01. Généralement, on ne dépasse pas 30 itérations.

Néanmoins, même si elle est simple, robuste et relativement rapide, cette méthode d'optimisation présente deux inconvénients majeurs :

- le modèle peut être calé sur un maximum secondaire de la valeur du critère de Nash ;
- il est possible de manquer le maximum absolu, puisque seules sont testées les valeurs des paramètres au nœud d'une maille $3 \times 3 \times 3$.

Pour limiter les risques d'erreur et améliorer le calage des paramètres, nous avons successivement :

- diminué la valeur du pas ΔX afin d'affiner la taille des mailles (on teste le logarithme népérien de la valeur du paramètre +/- 0,2 au lieu de 0,32) ;
- densifié la maille autour du quadruplet central. Il est possible pour chaque paramètre de tester 10 valeurs autour de la valeur initiale, en ajoutant jusqu'à plus ou moins 5 fois le pas. Au total, la maille compte désormais $11^4=14641$ nœuds. L'espace des paramètres est ainsi mieux quadrillé et de nombreuses valeurs des paramètres sont testées ;
- défini la plage autorisée par le modèle pour la variation des paramètres en fonction des caractéristiques du couple averse-crue étudié. X1 et X3 ne posent aucun problème. Ils sont simplement bornés entre 0 et 100 %. En revanche, X2 est limité à 75 % du cumul de pluie de la crue observée et X4 à 25 % de la durée totale de la crue observée ;
- choisi un jeu de paramètres initial dans les gammes de valeurs intermédiaires de tous les paramètres : X1 = 22,3 %, X2 = 10 mm, X3 = 0,67 %, X4 = 0,5 h.

12.3.2 Evolution du critère de Nash dans l'espace des paramètres

12.3.2.1 Méthodologie

Pour visualiser l'évolution du critère de Nash dans l'espace des paramètres, un grand nombre de jeux de paramètres est testé autour du quadruplet optimisé. Ces opérations sont lourdes en temps de calcul. Nous sommes donc obligés de limiter les variations des paramètres autour du quadruplet optimisé suivant le critère de Nash. Lors de la visualisation, seuls sont conservés les jeux de paramètres permettant de franchir un seuil de Nash fixé à 50 %.

Nous avons utilisé les données de la crue du 25 octobre 1998 sur le Lumpenenbach (figure 12.11). L'intérêt de ce bassin est que la vidange du réservoir représente en moyenne plus de 50 % de l'écoulement total. Plus le pourcentage est élevé, plus la valeur du paramètre X3 est importante. De cette manière, nous avons la possibilité d'étudier la sensibilité du modèle autour des valeurs de X3. Sur un bassin comme le Laval, où la vidange représente en moyenne à peine 10 % de l'écoulement total (chapitre III), la vidange du réservoir peut être supprimée. X3 n'a alors aucune influence sur les résultats en modélisation.

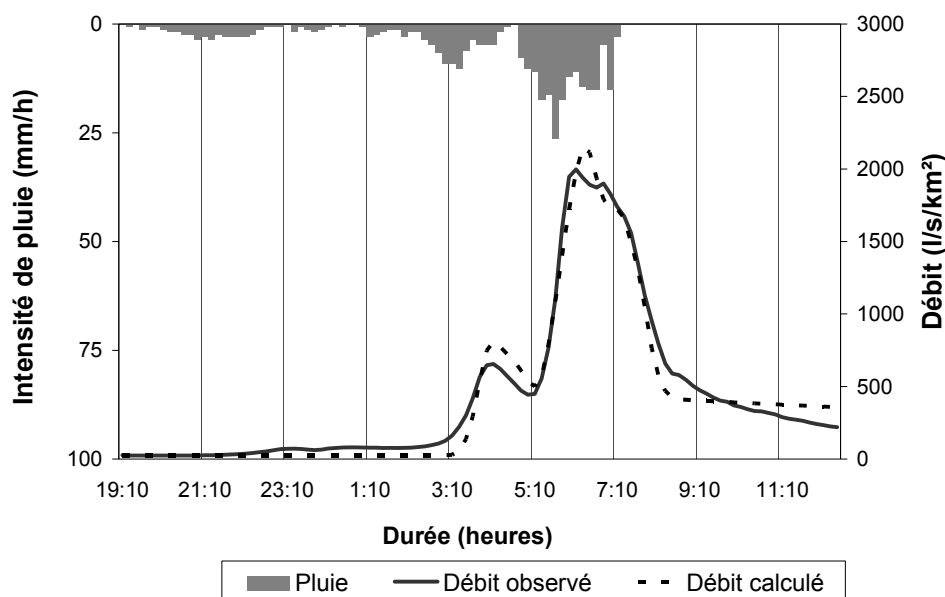


Figure 12.11 : Crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach.

Par ailleurs, la crue du 25 octobre 1998 correspond à un événement courant sur le bassin du Lumpenenbach. Sa période de retour est d'environ un an. De cette manière, nous évitons l'étude sur une crue extrême, faible ou forte, qui risquerait de présenter des particularités au niveau des valeurs prises par les paramètres.

Enfin, en optimisation des paramètres, la valeur du critère de Nash pour le quadruplet optimisé est de bonne qualité avec une valeur de 97,2 %. Le quadruplet correspondant est le suivant :

- coefficient d'écoulement direct : $X1 = 36,8 \%$
- pertes initiales : $X2 = 15,3 \text{ mm}$
- paramètre de vidange du réservoir : $X3 = 0,641 \%$
- temps de montée de l'hydrogramme unitaire : $X4 = 0,812 \text{ h}$

Les plages de variation des paramètres autour de ce point sont définies de la manière suivante :

- $26,14 \% \leq X1 \leq 52,5 \%$: la borne supérieure de $X1$ permet d'éviter que le coefficient d'écoulement global de la crue modélisée ne devienne supérieur à 100 %, auquel cas les calculs sont arrêtés. La borne inférieure sert à restituer un volume écoulé minimum ;
- $0 \text{ mm} \leq X2 \leq 41,6 \text{ mm}$: la valeur maximale de $X2$ correspond à 75 % du cumul de pluie total ;
- $6,15 \cdot 10^{-4} \% \leq X3 \leq 8 \%$: on utilise des critères extrêmes pour la vidange. Elle peut être de l'ordre de celle enregistrée parfois sur le bassin voisin de l'Erlenbach ou bien nulle comme c'est le cas pour certaines crues du bassin du Laval ;
- $10 \text{ min} \leq X4 \leq 5\text{h}50$: la valeur maximale de $X4$ correspond à un tiers de la durée totale de l'événement. La valeur minimale s'apparente à un décalage temporel d'un pas de temps.

Pour la présentation des résultats en 3 dimensions, un point correspond à la valeur du critère de Nash d'un jeu de paramètres (figure 12.12). Cette valeur est obtenue en faisant varier 2 paramètres sur 4 et en fixant les deux autres à leurs valeurs optimisées. Suivant les deux axes horizontaux des graphiques, il ne faut pas lire les valeurs des paramètres mais la position du point dans la matrice des valeurs du critère de Nash, obtenue pour l'espace des paramètres testés. Le point (25 ; 25) correspond à l'optimum de la crue identifié dans les conditions de l'étude.

L'évolution des valeurs des paramètres se fait dans l'espace des logarithmes népériens des paramètres. En travaillant avec un pas fixe le long de l'axe d'un paramètre, autour de la valeur optimisée, la résolution sur les faibles valeurs du paramètre est avantagée par rapport aux valeurs plus fortes. Par exemple, dans la dimension 2, le point (25 ; 30) est plus éloigné du point (25 ; 25) que le point (25 ; 20).

12.3.2.2 Résultats obtenus pour la crue du 25 octobre 1998 sur le Lumpenenbach

L'évolution du critère de Nash suivant les valeurs prises par les paramètres du modèle pris 2 à 2 sont présentés à la figure 12.12. Les résultats sont synthétisés dans le tableau 12.1.

12.3.2.2.1 Présentation détaillée des résultats

Dans l'espace $X1$ - $X2$, le critère de Nash décroît lorsque $X1$ ou $X2$ augmente. Le graphique (a) met en évidence un maximum bien marqué. Il est possible de se déplacer autour de cet optimum sans trop dégrader les résultats. Il existe tout de même une zone autour de la valeur optimisée de $X1$ où les résultats sont meilleurs. C'est la zone autour de $X1$ optimisé ($n^{\circ}25$).

Pour cette crue, la qualité des résultats dépend davantage de la valeur de X1 que de celle de X2.

Dans l'espace X3-X4, le Nash décroît très vite autour du jeu de paramètres optimisé. Lorsque X1 et X2 sont fixés, le modèle est pointu. Il n'existe aucune latitude de variations autour de X3 et de X4. Comme X1 contribue à reconstituer le débit de pointe et le volume écoulé autour de la pointe et que X2 détermine le début de l'écoulement, X3 et X4 deviennent des paramètres de réglage pour positionner la pointe et reconstituer le volume écoulé total.

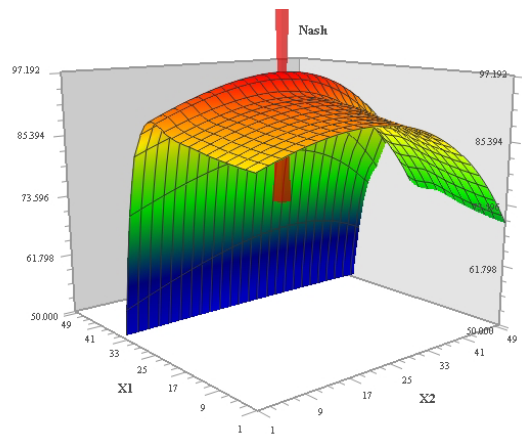
Dans l'espace X4-X1, les variations autour de la valeur optimisée du coefficient d'écoulement direct sont rapides. Le critère de Nash diminue rapidement autour de la valeur optimisée de X1. Pour cette crue, les résultats du modèle sont très sensibles à la valeur de X1. En revanche, pour un coefficient d'écoulement direct égal à la valeur optimisée, une gamme étendue de valeurs du temps de montée de l'HU donne des Nash supérieurs ou égaux à 80 %. X4 peut évoluer dans toute cette gamme de valeurs sans grand risque au niveau de la qualité de la modélisation.

Dans l'espace X3-X1, les résultats du modèle présentent les mêmes caractéristiques le long de l'axe X1 que dans l'espace X4-X1. Les résultats de la modélisation sont plus sensibles à la valeur de X1 qu'à celle de X3. Néanmoins, si la valeur de X3 augmente, mieux vaut diminuer X1 pour ne pas reconstituer un volume écoulé trop important. Les paramètres X1 et X3 ont donc tendance à se compenser.

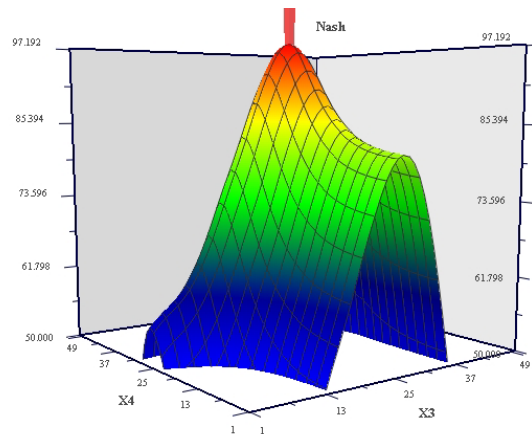
Dans l'espace X2-X3, l'optimum du critère est bien marqué. Si la valeur de X3 diminue, il est encore possible d'obtenir des valeurs de Nash supérieures à 85 %. A l'inverse, si on diminue X2 autour de la valeur optimisée de X3, la qualité des résultats devient moins bonne. Si on augmente X2 ou X3, la qualité des résultats décroît très rapidement. Le modèle sur cette crue est donc plus sensible à X2 qu'à X3. On a la possibilité de diminuer X3 sans trop de perte de qualité.

Tableau 12.1 : Evolution du critère de Nash dans les plans constitués par les 4 paramètres du modèle pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach.

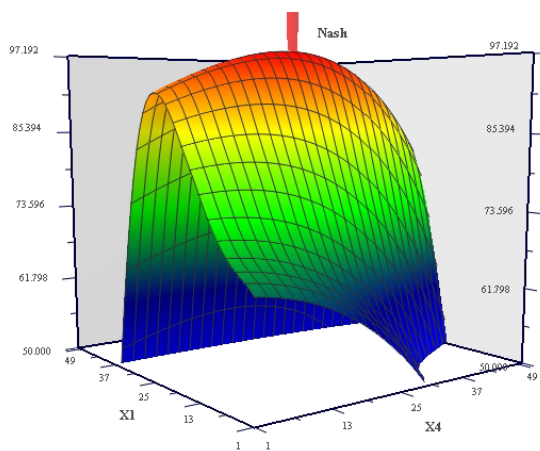
Plan	Figure 14.12	Evolution de la valeur du critère de Nash	Remarques particulières
X1-X2	a	diminution si X1 ou X2 augmente par rapport aux valeurs optimisées	qualité des résultats fonction plus de X1 que de X2
X3-X4	b	diminution rapide autour des valeurs optimisées	optimum marqué X3 et X4 : paramètres de réglage par rapport à X1 et X2
X4-X1	c	diminution autour de la valeur optimisée de X1	autour de la valeur optimisée de X1, grande gamme de valeurs possibles pour X4
X3-X1	d	diminution autour de la valeur optimisée de X1	qualité des résultats plus sensible à X1 qu'à X3
X2-X3	e	diminution forte dès que X2 ou X3 augmente	optimum marqué modèle plus sensible à X2 qu'à X3
X4-X2	f	diminution forte dès que X2 ou X4 augmente	optimum marqué modèle plus sensible à X2 qu'à X4



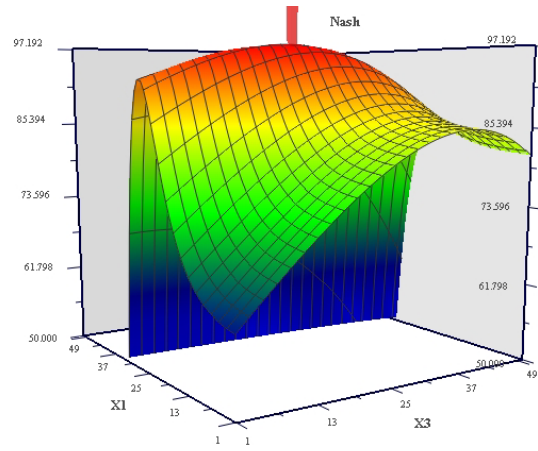
(a) Variations du critère de Nash en fonction de X1 et de X2



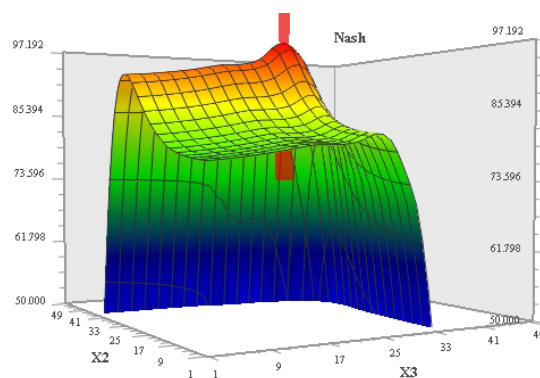
(b) Variations du critère de Nash en fonction de X3 et de X4



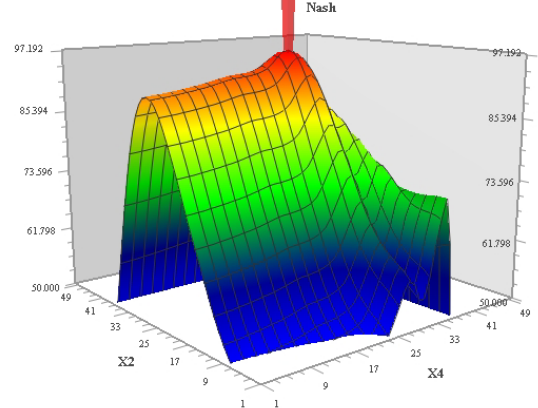
(c) Variations du critère de Nash en fonction de X4 et de X1



(d) Variations du critère de Nash en fonction de X3 et de X1



(e) Variations du critère de Nash en fonction de X3 et de X2



(f) Variations du critère de Nash en fonction de X4 et de X2

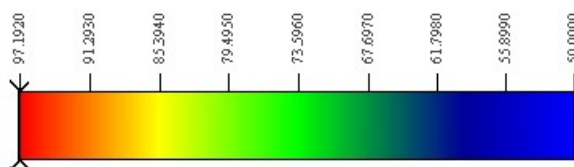


Figure 12.12 : Evolution en 3D des valeurs du critère de Nash dans les plans constitués par les 4 paramètres du modèle (crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach).

Dans l'espace X4-X2, les résultats sont les mêmes. La sensibilité du modèle autour de X2 est forte. Autour de la valeur optimisée de X2, X4 peut prendre des valeurs plus faibles sans que la perte de qualité soit très forte. En revanche, dès que les valeurs des 2 paramètres augmentent, la qualité des résultats chute très rapidement.

12.3.2.2.2 Synthèse des résultats

Pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach, les paramètres peuvent prendre des valeurs plus faibles que la valeur optimisée. Une valeur forte dégrade plus vite la qualité des résultats. Autour de X1 et de X2, les possibilités de variations sont réduites par rapport aux 2 autres paramètres. Si on fixe X3 et X4, le modèle est davantage sensible à la valeur de X1 qu'à celle de X2. Entre X1 et X3, des possibilités de compensation existent. Si X3 diminue, une augmentation de X1 peut permettre d'améliorer la valeur du critère de Nash.

Pour cette crue, la qualité du critère de Nash est très sensible à la valeur du coefficient d'écoulement direct. Dès qu'on s'éloigne un peu de la valeur optimisée de ce paramètre, la valeur du Nash diminue très vite. Avec le jeu de paramètres optimisé, 58,3 % de l'eau passe directement à l'exutoire sur cet événement. Cela illustre également l'importance de X1.

Enfin, pour la crue étudiée, de nombreux jeux de paramètres aboutissent à une valeur du critère de Nash supérieur à 90 %. Cependant, il n'existe pas d'autres zones dans l'espace des paramètres où le critère de Nash atteint ou dépasse 97,2 % (figure 12.13).

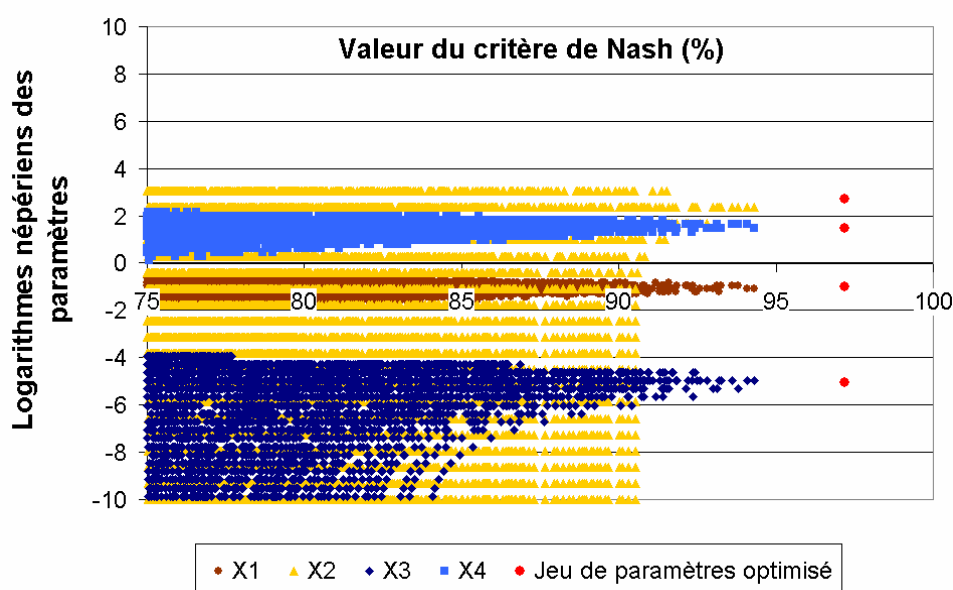


Figure 12.13²⁴ : Evolution du critère de Nash en fonction des logarithmes népériens des 4 paramètres du modèle pluie-débit pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach.

²⁴ Sur les figures 12.13 et 12.15, on teste plus de 2,5 millions de jeux de paramètres répartis dans l'espace des paramètres sans tenir compte du jeu de paramètres optimisé. On représente ainsi simultanément l'évolution du critère de Nash en fonction des valeurs prises par chaque paramètre. Seuls sont conservés les quadruplets ayant permis de dépasser des valeurs du critère de Nash de 75 % pour la crue du Lumpenenbach et de 83 % pour le Laval. Les quatre valeurs du jeu de paramètres optimisé correspondent de bas en haut à X3, X1, X4 et X2.

12.3.2.3 Etudes similaires sur d'autres crues

Les résultats sont identiques pour la crue maximale enregistrée sur le bassin du Lumpenenbach le 8 juillet 1987. La seule différence vient du fait qu'avec 71 % de l'écoulement total expliqué par la vidange du réservoir, le paramètre X3 a plus d'importance pour cette crue que pour la crue du 25 octobre 1998. Les valeurs du critère de Nash diminuent plus vite que précédemment autour de ce paramètre (figure 12.14).

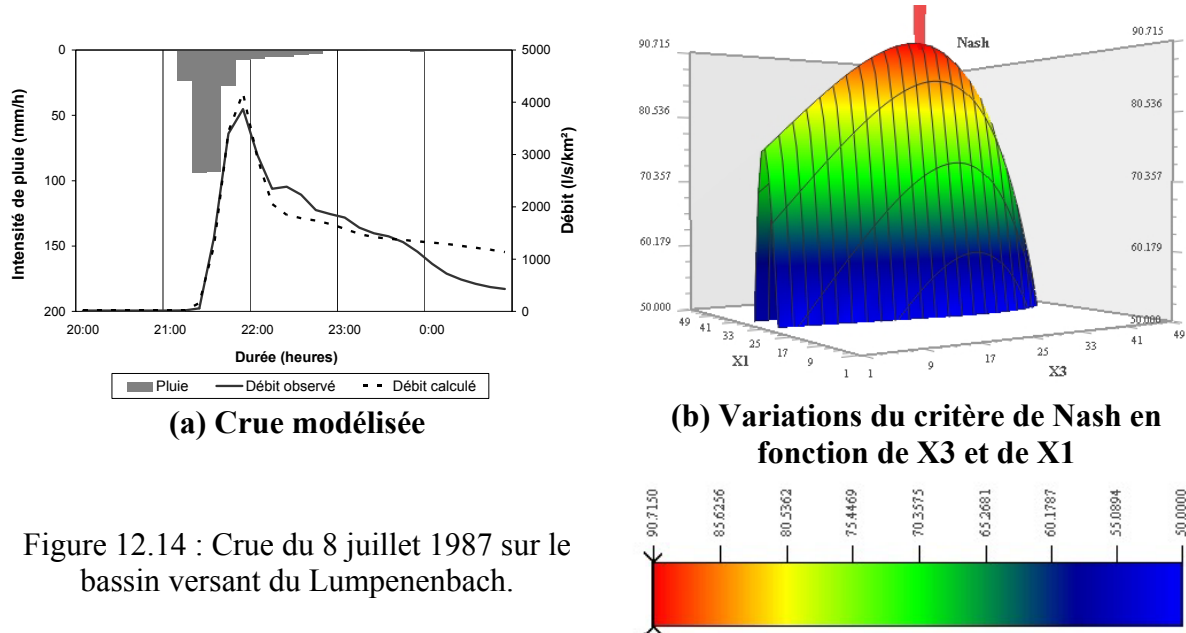


Figure 12.14 : Crue du 8 juillet 1987 sur le bassin versant du Lumpenenbach.

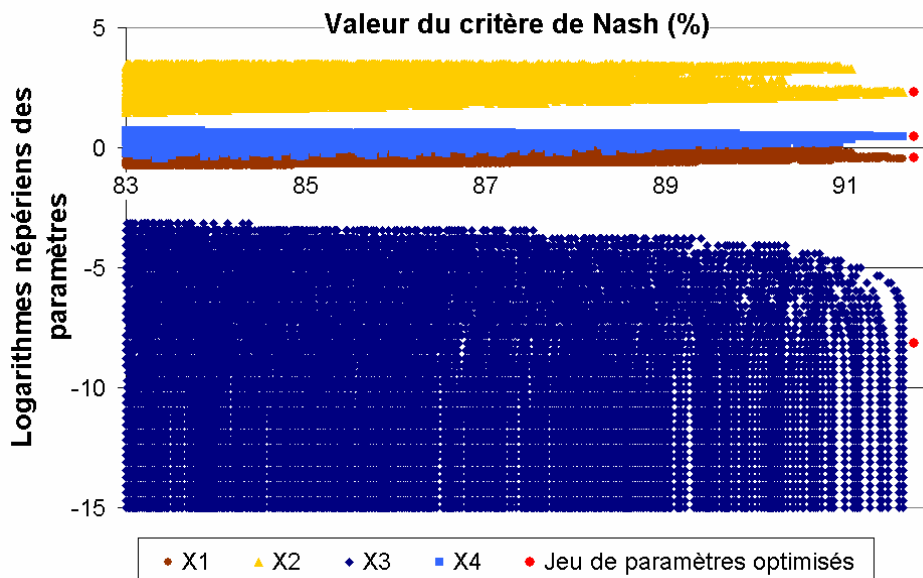


Figure 12.15 : Evolution du critère de Nash en fonction des logarithmes népériens des 4 paramètres du modèle pluie-débit pour la crue du 8 septembre 1994 sur le bassin du Laval.

Enfin, à titre de comparaison, les résultats obtenus sur la crue du 8 septembre 1994 sur le bassin versant du Laval indiquent que les résultats du modèle se dégradent rapidement autour du coefficient d'écoulement direct, du temps de montée de l'hydrogramme unitaire et des pertes initiales (figure 12.15). Tant que le paramètre de vidange du réservoir ne dépasse pas

0,7 %, on obtient facilement des critères de Nash de plus de 90 %. Cette fois encore, le jeu de paramètres optimisé donne la meilleure valeur possible du critère de Nash dans les conditions d'utilisation. En revanche, l'importance d'un paramètre par rapport aux autres change d'un bassin à l'autre.

12.3.2.4 Conclusion intermédiaire

Cette étude met en évidence que :

- la procédure de calage permet de déterminer sur les exemples présentés la meilleure valeur du critère de Nash dans nos conditions d'utilisation ;
- autour de ce jeu de paramètres, il existe une zone dans laquelle le Nash reste de bonne qualité ;
- il existe un ordre d'importance des paramètres en fonction des crues et des bassins. Dans tous les cas, X1 a un rôle essentiel ;
- les résultats ne sont pas sensibles de la même manière à la variation de chaque paramètre ;
- le modèle peut compenser la valeur d'un paramètre donné en adaptant celle d'un autre : si X3 est trop faible, on peut augmenter légèrement X1 pour produire davantage de volume ;
- souvent une valeur faible d'un paramètre a moins d'impact sur la qualité des résultats qu'une valeur forte. C'est notamment le cas pour X2 et X4.

Par ailleurs, les résultats obtenus nous rappellent qu'il est possible de simplifier le modèle. Suivant les besoins et le bassin versant, on peut ne retenir que 1, 2, 3 ou 4 phénomènes élémentaires. Désormais, nous pouvons fixer un ou plusieurs paramètres pour une crue donnée sans que la qualité des résultats ne soit trop diminuée.

Des compensations entre les paramètres du modèle ont été mises en évidence. Au-delà de l'extension des résultats précédents à d'autres bassins versants, il paraît plus intéressant de se demander si ces compensations sont liées au modèle pluie-débit, ce qui signifierait que les paramètres ne sont pas indépendants ou si, quand elles existent, elles peuvent s'expliquer par des caractéristiques hydrologiques des bassins versants étudiés.

12.3.3 Analyse de l'indépendance des paramètres du modèle

Sur les 20 crues maximales du bassin versant du Laval, aucun lien statistique significatif entre les paramètres pris 2 à 2 n'est mis en évidence (figure 12.16). Sur ce bassin, la valeur prise par un paramètre du modèle n'est donc pas conditionnée par celles des autres paramètres.

Sur les 20 crues maximales des 13 bassins analysés au chapitre précédent suivant un pas de temps de 10 minutes²⁵, il en est de même. Sur quatre bassins versants, il faut cependant signaler que deux liens statistiques différents mais significatifs à plus de 99 % ont été constatés. Les coefficients de corrélation obtenus sont faibles :

- corrélation selon une loi puissance entre X4 et X1 sur le bassin du Vogelbach ($R = 0,73$) ;
- corrélation selon une loi puissance entre X4 et X3 sur trois bassins versants : Erlenbach ($R = -0,691$), Rietholzbach ($R = -0,623$), Marie-Agnès ($R = -0,763$ avec la crue maximale, $R = -0,742$ sans la crue maximale).

²⁵ Les 13 bassins versants sont les suivants : Laval, Brusquet, Alma, Lézarde, Marie-Agnès, Erlenbach, Lumpenbach, Vogelbach, Rietholzbach, Latte, Sapine, Rimbaud, Vaubarnier.

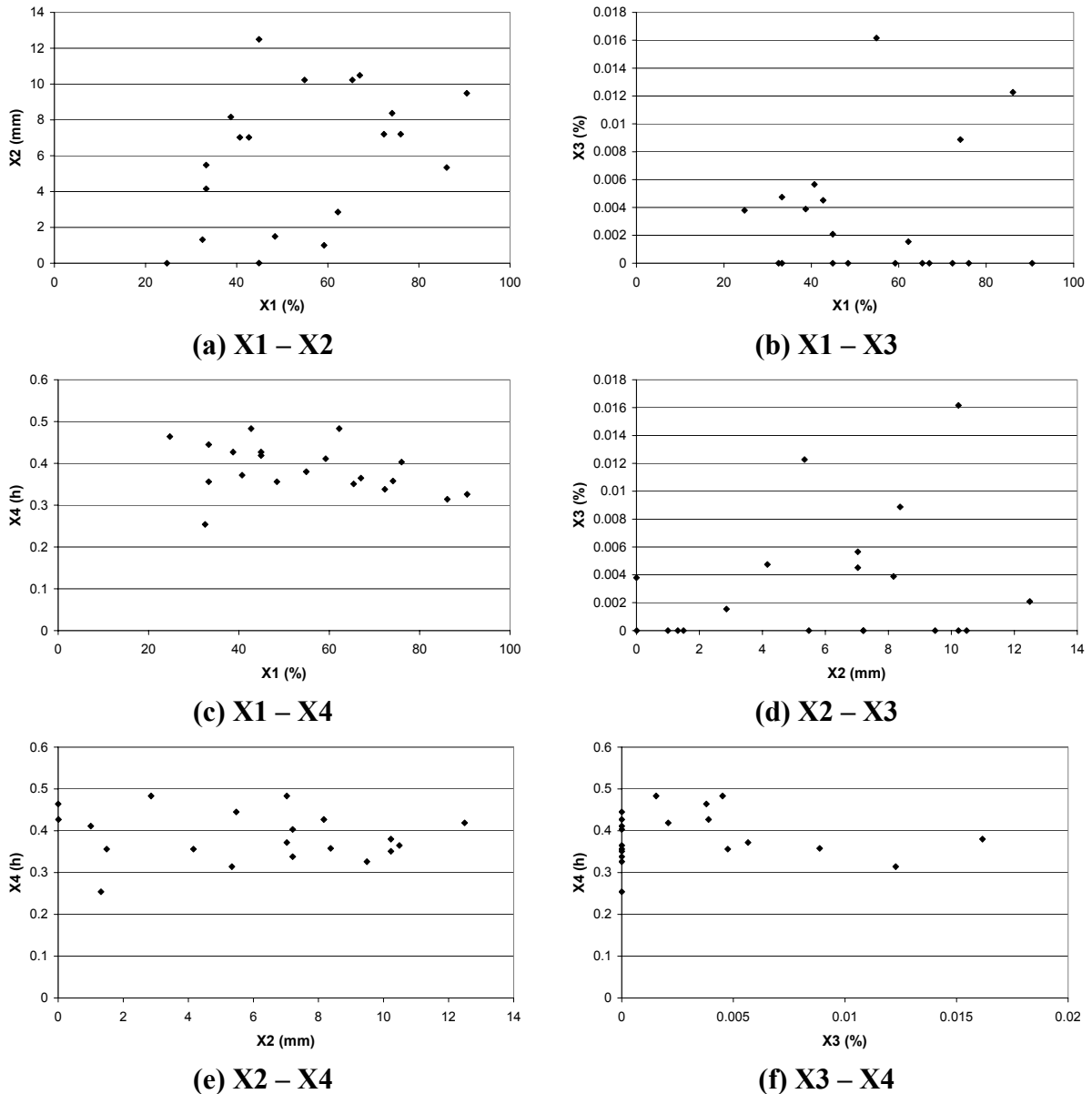


Figure 12.16 : Evolution comparée des valeurs prises par les paramètres (bassin du Laval).

12.3.3.1 Cas du bassin du Vogelbach

La figure 12.17 met en évidence l'augmentation conjointe de X4 et de X1. Il s'agit vraisemblablement d'une tendance de fonctionnement du bassin en fonction de la pluie. Effectivement, la figure 12.18 montre que le temps de montée de l'HU augmente lorsque le rapport calculé entre la pluie maximale en 2 heures²⁶ et le cumul de pluie de l'événement diminue.

Le rapport calculé entre la pluie maximale en 2 heures et le cumul de pluie de l'événement est un indicateur de la concentration de la pluie au cours de l'événement :

- pour les orages courts et intenses, on enregistre entre 80 et 100 % de la pluie en 2 heures. Les valeurs correspondantes de X4 et de X1 sont faibles ;

²⁶ Nous avons retenu une durée de 2 heures car c'est sur cette période que la corrélation linéaire entre LMAX et la pluie est la meilleure (R = 0,645).

- pour des périodes pluvieuses longues et peu intenses, on enregistre entre 20 et 60 % du cumul de pluie total en 2 heures. Les valeurs correspondantes de X4 et de X1 sont plus fortes.

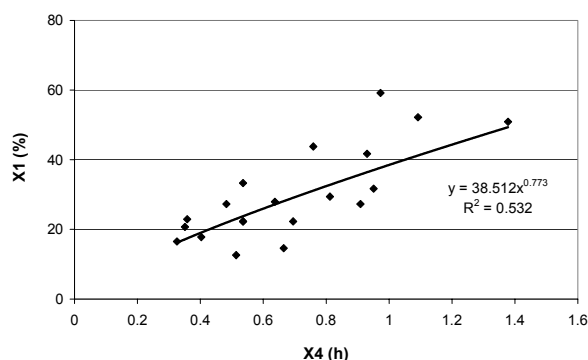


Figure 12.17 : Corrélation entre le temps de montée de l’HU et le coefficient d’écoulement direct.

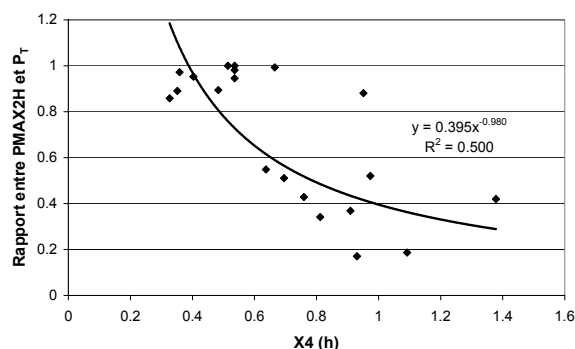


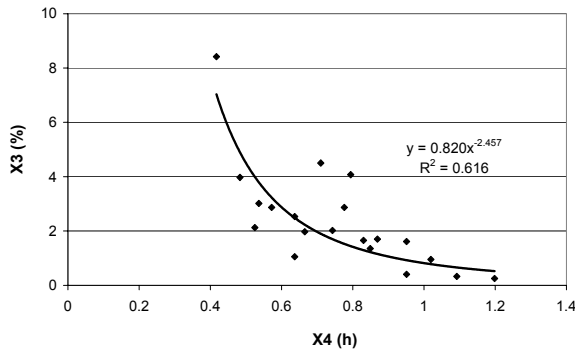
Figure 12.18 : Corrélation entre le temps de montée de l’HU et le rapport calculé entre la pluie maximale en 2 heures et le cumul de pluie de chaque crue.

Ainsi sur ce bassin, la corrélation entre X1 et X4 correspond davantage à la réponse hydrologique du bassin suivant la typologie des pluies à l’origine des crues qu’à un biais lié au modèle pluie-débit lui-même. Les bassins versants du Brusquet et du Rietholzbach présentent également cette distinction nette entre les crues liées à des averses brèves et intenses et celles provoquées par des longues périodes pluvieuses peu intenses. Pourtant, sur ces deux bassins, aucune augmentation simultanée de X4 et de X1 n’est constatée. La différence majeure avec le bassin du Vogelbach vient de la saison d’enregistrement des épisodes pluvieux. Sur le bassin du Vogelbach, les 20 plus fortes crues sont enregistrées entre juin et septembre. Ainsi, les pluies les plus longues dépassent rarement une dizaine d’heures. Sur les deux autres bassins, les pluies longues et peu intenses sont enregistrées au printemps, en automne, voire en hiver dans le cas du Rietholzbach. Les durées des épisodes pluvieux atteignent et dépassent parfois 36 heures. Il existe donc un écart important au niveau de la durée des événements.

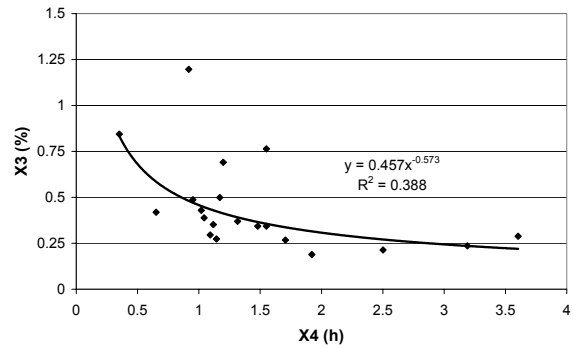
Une autre explication pourrait être avancée. Elle concernerait l’importance des états initiaux dans le déroulement des crues. Le bassin du Vogelbach est moins sensible que ceux du Brusquet et du Rietholzbach à l’état de saturation du bassin au début de la pluie. La présence des zones humides permet d’enregistrer une réponse relativement constante du bassin au cours de l’été. Sur le bassin du Brusquet, nous avons déjà indiqué qu’à cumul de pluie égal en deux jours, l’écoulement est plus important lorsque les cumuls de pluie antérieurs sont forts.

12.3.3.2 Cas des bassins de l’Erlenbach, du Rietholzbach et de Marie-Agnès

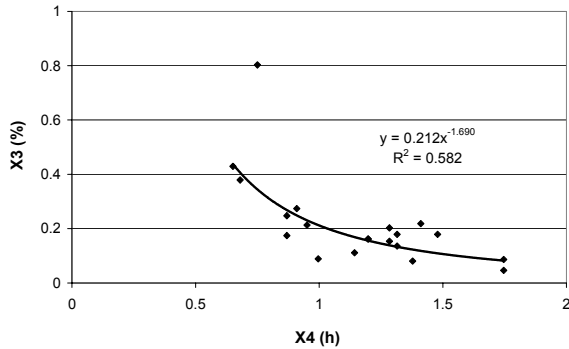
Sur les 3 bassins versants présentés à la figure 12.19, on observe un lien statistique entre X3 et X4. Sur le bassin du Rietholzbach, la valeur de R² est très faible. La corrélation est influencée par les 3 valeurs fortes de X4. Sans ces valeurs, R² ne dépassent pas 0,277. Sur les 2 autres bassins, la corrélation est davantage significative.



(a) Bassin de l'Erlenbach



(b) Bassin du Rietholzbach



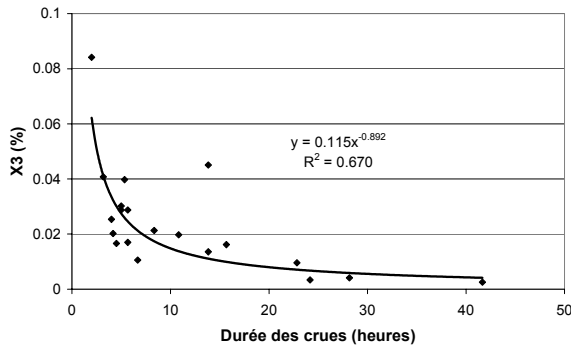
(c) Bassin de Marie-Agnès

Figure 12.19 : Corrélations entre X3 et X4 sur 3 bassins versants.

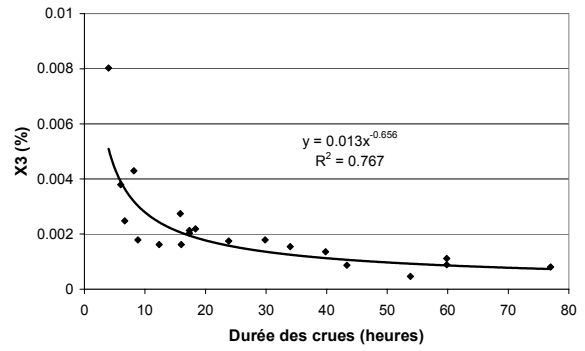
D'après la crue fictive présentée au paragraphe 12.2.3, si X4 augmente avec tous les paramètres égaux par ailleurs (durée de l'événement, épisode pluvieux, X1, X2 et X3), le pourcentage d'écoulement direct augmente. En effet, la vidange est retardée dans le temps. En outre, si tous les paramètres du modèle sont conservés, que l'épisode pluvieux est inchangé mais que la durée de la décrue est augmentée, le pourcentage d'écoulement direct diminue. En effet, on augmente de cette manière les apports par vidange du réservoir en décrue sans modifier les apports par écoulement direct.

Sur les bassins versants de l'Erlenbach et de Marie-Agnès, nous observons seulement un lien entre X3 et X4. Pour la crue fictive, la durée de l'événement, l'épisode pluvieux ainsi que les valeurs des paramètres X1, X2 et X3 ne sont pas modifiés. Cela peut impliquer que X3 est fonction de la durée des crues. A la figure 12.20, on constate que c'est bien le cas.

Sur ces deux bassins, nous avons également des corrélations significatives entre la durée des événements et le rapport calculé entre la pluie maximale horaire et le cumul de pluie des épisodes pluvieux : les crues consécutives à des épisodes brefs et intenses durent moins longtemps que les crues provoquées par des pluies longues et peu intenses (figure 12.21). Enfin, des valeurs de X4 faibles correspondent en moyenne plutôt à des épisodes pluvieux courts et intenses (figure 12.22). Par conséquent, la corrélation entre X3 et X4 peut s'interpréter comme étant liée aux caractéristiques des crues et des épisodes pluvieux à l'origine de ces crues plutôt qu'au seul comportement du modèle.

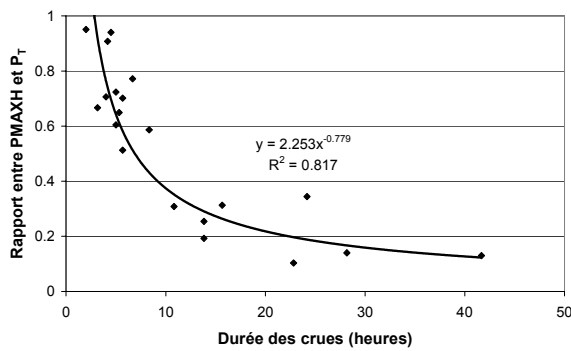


(a) Bassin de l'Erlenbach

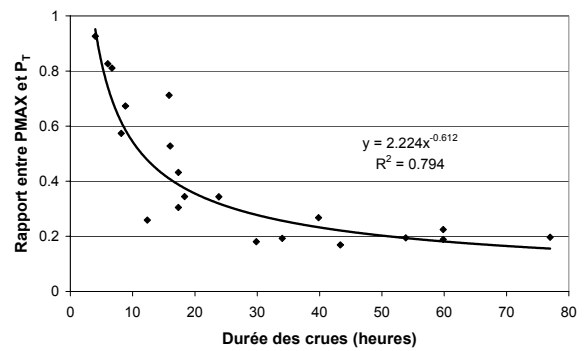


(b) Bassin de Marie-Agnès

Figure 12.20 : Corrélations entre X3 et la durée des événements de crue sur les bassins versants de l'Erlenbach et de Marie-Agnès.

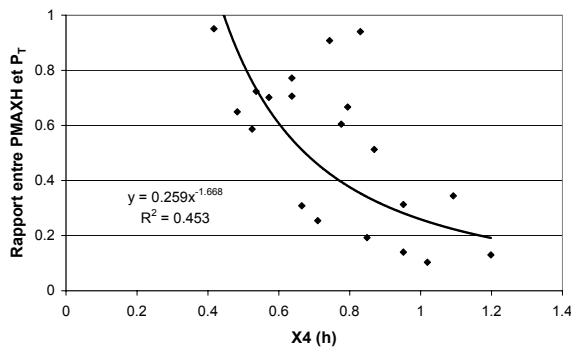


(a) Bassin de l'Erlenbach

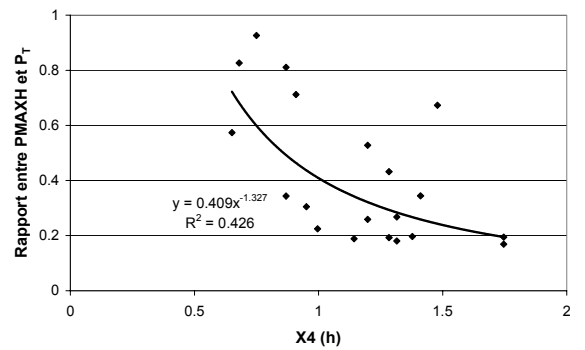


(b) Bassin de Marie-Agnès

Figure 12.21 : Corrélations entre la durée des événements de crue et la nature des épisodes pluvieux sur les bassins versants de l'Erlenbach et de Marie-Agnès.



(a) Bassin de l'Erlenbach



(b) Bassin de Marie-Agnès

Figure 12.22 : Corrélations entre la nature des épisodes pluvieux et X4 sur les bassins versants de l'Erlenbach et de Marie-Agnès.

12.4 Synthèse des résultats concernant le modèle pluie-débit

Dans cette partie, nous nous sommes intéressés aux caractéristiques du fonctionnement du modèle pluie-débit. Cela nous a permis de mettre en évidence les spécificités de la structure du modèle et de la modélisation des crues par le modèle. Ainsi, le rôle de chaque paramètre et la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres ont pu être identifiés.

Sur les exemples présentés, la valeur du critère de Nash diminue autour des valeurs optimisées de chaque paramètre. Dans les conditions d'utilisation du modèle et de la procédure d'optimisation des paramètres, et pour les crues testées, cette pointe en optimisation signifie que le jeu de paramètres obtenu est le meilleur possible.

Les valeurs prises par les paramètres du modèle correspondent à des descripteurs des couples averse-crue par le modèle. Donc, plus généralement, si le critère de Nash prend une valeur de bonne qualité (supérieure à 80 %), nous pourrions considérer que le jeu de paramètres optimisé est représentatif du déroulement de la crue d'après notre modèle. En revanche, une valeur du critère de Nash de mauvaise qualité peut signifier que les données sont entachées d'erreurs ou que nous avons atteint les limites du modèle. La crue concernée ne correspond peut-être plus aux types d'événements que nous avons étudiés au chapitre précédent :

- soit la crue est faible ;
- soit une variable particulière est mal prise en compte (par exemple l'intensité de la pluie) ;
- soit on sort du cadre d'application du modèle (du fait notamment d'une surface de bassin versant trop importante).

Dans ces trois cas, nous pourrions envisager d'améliorer l'outil existant. Par exemple, une meilleure prise en compte de l'intensité des pluies ou de l'évolution du coefficient d'écoulement direct X1 au cours des épisodes pluvieux pourrait améliorer la reconstitution de certaines crues par le modèle. Néanmoins, nous avons vu au chapitre III que pour la majorité des crues le schéma de modélisation utilisé ici est suffisant. En outre, l'avantage de notre approche est que les paramètres utilisés correspondent à la nécessité de tenir compte de plusieurs mécanismes hydrologiques pour reconstituer les crues. Les paramètres possèdent donc d'abord un sens physique avant d'avoir un sens mathématique. Ce sens mathématique leur est conféré par l'optimisation selon le critère de Nash. Par conséquent, quelle que soit la valeur prise par le critère de Nash, nous avons toujours la possibilité de revenir à l'analyse directe des événements. L'analyse directe permettra non seulement de contrôler la validité des résultats obtenus en optimisation des paramètres mais aussi d'affiner le cas échéant l'estimation des valeurs prises par certains paramètres.

En ce qui concerne l'indépendance des paramètres et des fonctions de production et de transfert, les paramètres sont indépendants au niveau de chaque épisode. Sur l'ensemble des crues et l'ensemble des bassins versants, les paramètres sont aussi indépendants. Lorsqu'une relation entre deux paramètres est détectée, la valeur du coefficient de corrélation est faible. Très peu de bassins versants sont concernés et seulement pour les paramètres X4 et X1 sur le bassin du Vogelbach et pour les paramètres X4 et X3 sur les bassins de l'Erlenbach, du Rietholzbach et de Marie-Agnès.

13 Comparaison avec d'autres modèles

Après avoir mieux compris le fonctionnement du modèle, nous avons voulu positionner notre modèle par rapport à d'autres. Du point de vue de la découverte de la réponse hydrologique des bassins, notre modèle se justifie par la prise en compte progressive des mécanismes hydrologiques caractéristiques du fonctionnement des bassins versants étudiés. Du point de vue de la modélisation des couples averse-crue, il est intéressant de tester son utilisation compte tenu des résultats fournis par d'autres outils.

Les modèles pluie-débit auxquels est comparé notre outil sont ceux déjà utilisés en association avec le générateur stochastique de pluies horaires SHYPRE : GR3H, SCS associé à un hydrogramme unitaire et PQb. Pour plus d'informations concernant ces trois modèles pluie-débit, on pourra se référer aux annexes IV et VI. Le modèle GR3H sera testé non seulement en optimisation libre des paramètres du modèle et du niveau initial du réservoir sol, mais également en fixant le paramètre du réservoir sol à sa valeur médiane, calculée sur l'ensemble des valeurs obtenues en optimisation libre de tous les paramètres sur les crues du bassin versant étudié.

Les trois modèles testés n'ont pas le même objectif initial que le nôtre. Dans notre cas, nous avons cherché à décrire le fonctionnement d'un type de bassins versants ; dans le cas des trois autres modèles, on se borne à rechercher le meilleur moyen de reproduire les écoulements enregistrés à l'exutoire d'un bassin versant sans lien direct avec l'hydrologie des bassins. Dans le cadre de l'utilisation de GR3H par exemple, de nombreuses modifications ont déjà été testées à partir du modèle initial développé par Edijatno & Michel (1989). Il s'agit à chaque fois d'améliorer la qualité générale de la reconstitution des écoulements par le modèle (Perrin, 2000). Il ne s'agit pas d'adapter le modèle à un type d'écoulement ou à un type particulier de bassins.

13.1 Modélisation par GR3H de la crue du 25 octobre 1998 sur le Lumpenenbach

Nous avons choisi de tester le modèle GR3H dans les mêmes conditions que le modèle issu de l'analyse directe lors de l'étude spécifique de la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach. Plus de 2,5 millions de quadruplets répartis dans l'espace des paramètres sont donc testés. Pour rester homogène avec notre modèle à 4 paramètres, aucun paramètre du modèle GR3H n'est fixé. Cette approche permettra également de comparer la sensibilité des deux modèles aux valeurs prises par les paramètres.

Avec le modèle que nous avons développé, il existe pour cette crue une zone dans l'espace des paramètres où les résultats sont de bonne qualité. A la figure 12.13, nous avons que la zone des valeurs des paramètres pour laquelle le critère de Nash dépassait 95 % était assez réduite. Ceci est peut-être lié au fait que les paramètres du modèle ont un sens hydrologique et non pas seulement mathématique.

En ce qui concerne le modèle GR3H, les résultats sont différents. Les gammes de valeurs prises par les paramètres permettant d'obtenir des Nash de bonne qualité sont beaucoup plus grandes. Pour la crue du 25 octobre 1998, si on choisit un seuil de Nash de 95 %, les gammes de valeurs des paramètres sont les suivantes :

- la capacité du réservoir sol varie de 81,5 à plus de 22000 mm. Le remplissage initial de ce réservoir compense les variations de sa capacité ;
- la capacité du réservoir d'eau gravitaire varie de 20 à 54,6 mm ;
- le temps de montée des hydrogrammes HU1 et HU2 varie de 10 à 40 minutes.

Les variations autour du quadruplet optimisé ne sont plus aussi réduites qu'avec notre modèle (figure 13.1). Il est même possible d'aboutir à des valeurs équivalentes du critère de Nash pour des jeux de paramètres complètement différents, notamment au niveau de la valeur de A. En outre, la valeur optimisée de A revient à considérer que le coefficient de production du réservoir est constant au cours de la crue. Il vaut $S0/A$ soit 76,1 %. Néanmoins, la qualité de la reconstitution de la crue avec le jeu de paramètres optimisé est meilleure en utilisant GR3H (figure 13.2). Nous gagnons un point sur le critère de Nash.

On note enfin que l'écoulement modélisé débute plus tôt que l'écoulement réel du fait de l'absence de pertes initiales dans le modèle GR3H. Cette caractéristique du modèle empêche de tenir compte des effets de seuils caractéristiques des écoulements des petits bassins versants torrentiels.

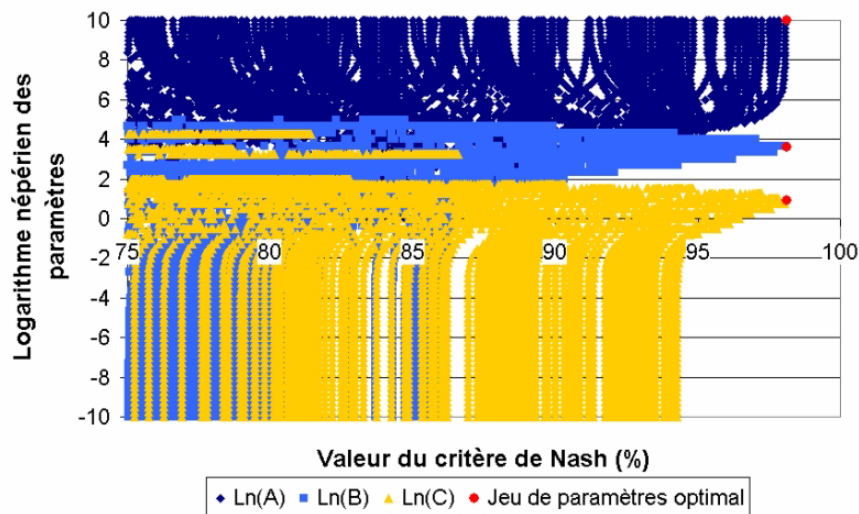


Figure 13.1 : Evolution du critère de Nash en fonction des logarithmes népériens des 4 paramètres du modèle GR3H pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach.

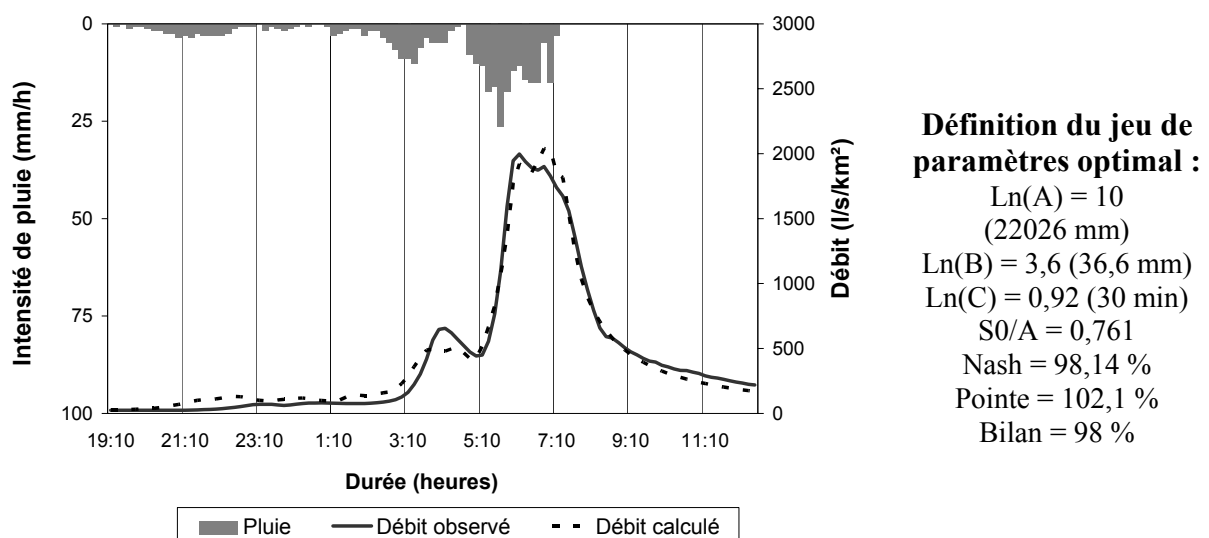


Figure 13.2 : Crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach modélisée par GR3H.

Les liens entre les paramètres du modèle GR3H sont plus nombreux et aussi plus faciles à distinguer que précédemment. Le lien le plus évident concerne l'évolution comparée du niveau initial du réservoir sol et de la capacité du réservoir (figure 13.3 (a)). A la figure 13.3 (d), on note également que la valeur du temps de montée de l'hydrogramme unitaire n'est pas importante. Il est presque possible de se passer de HU1 et de HU2, en prenant $\text{Ln}(C) = -10$, et de n'utiliser que le réservoir gravitaire comme fonction de transfert. La sensibilité du modèle autour de la valeur de la capacité du réservoir gravitaire semble être assez forte. A la figure 13.3 (b), on constate que, pour les quadruplets de paramètres permettant d'obtenir un critère de Nash de plus de 95 %, la plage de variation de $\text{Ln}(B)$ est beaucoup plus réduite que celle de $\text{Ln}(A)$.

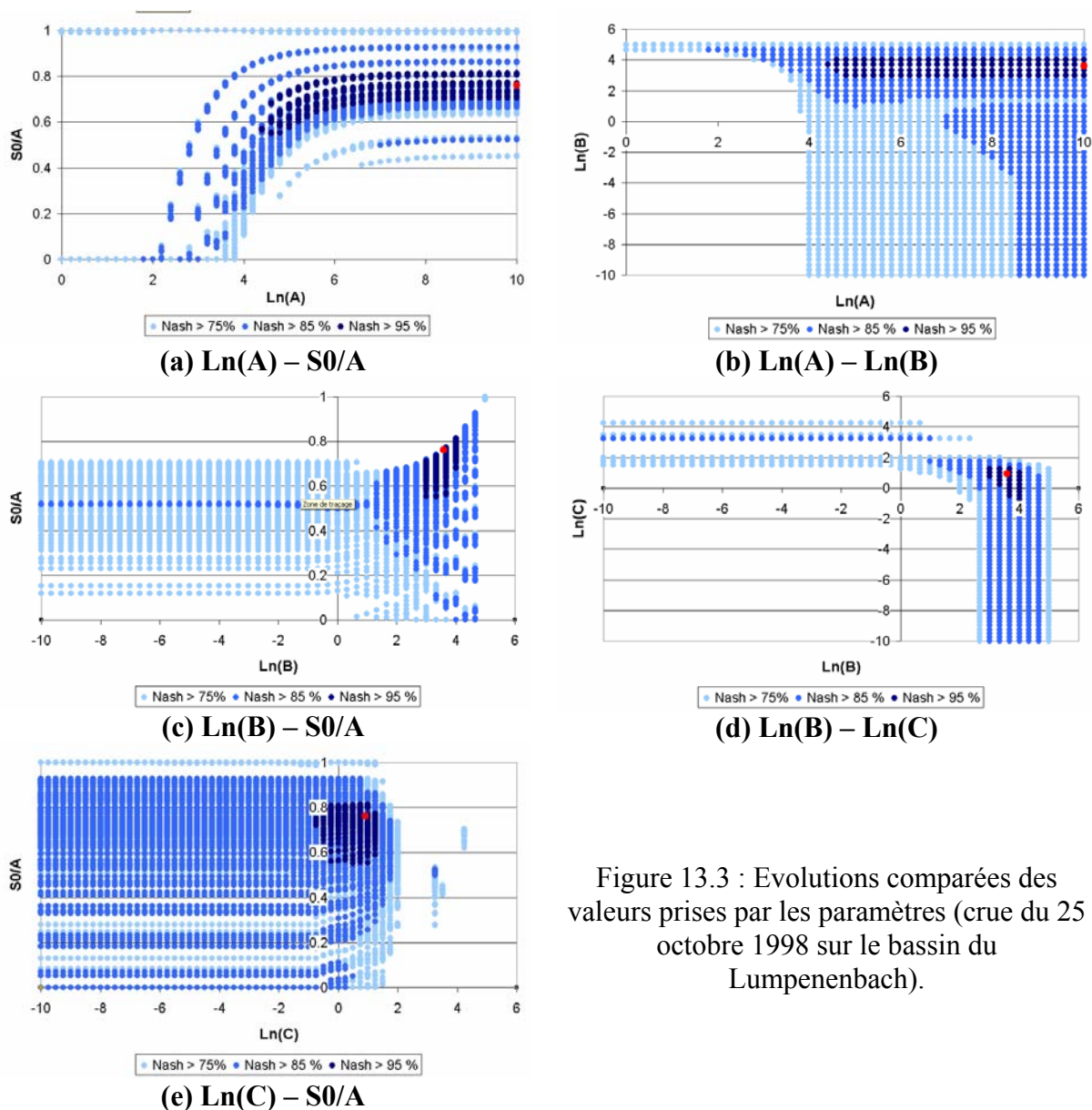


Figure 13.3 : Evolutions comparées des valeurs prises par les paramètres (crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach).

Le jeu de paramètres optimisé se situe dans une zone assez étroite pour B mais très étendue pour A. La gestion du stock d'eau par le modèle n'est pas très claire puisqu'elle s'effectue entre ces deux réservoirs distincts. De plus, les capacités de stockage des réservoirs interviennent dans la production de la lame écoulée. Ce fonctionnement des réservoirs est tout à fait différent de celui que nous avons privilégié dans notre modèle. En effet, dans notre cas,

la capacité du réservoir n'intervient pas dans le calcul de la vidange ou de l'écoulement direct. Elle ne correspond même pas à un paramètre.

Il est ainsi difficile de comprendre le fonctionnement d'un bassin versant uniquement en utilisant le modèle conceptuel GR3H. D'une part, lors d'une optimisation automatique de tous les paramètres sur chacune des crues, c'est un jeu de paramètres permettant de reproduire au mieux l'événement qui est recherché à chaque fois. Quand on en trouve un, ce jeu de paramètres est spécifique de la crue et de sa structure, sans lien direct avec le volume écoulé ou la valeur du débit de pointe. D'autre part, même si le modèle GR3H est relativement simple, les liens entre chacun des paramètres, notamment entre les réservoirs de production et de transfert, ne sont pas toujours faciles à comprendre.

Pour une meilleure utilisation de GR3H, mieux vaut fixer la capacité du réservoir de production. Les variations de ce paramètre, qu'on observerait d'une crue à l'autre si sa capacité était optimisée, sont reprises par le remplissage initial du réservoir (S0/A). Dans ces conditions, on réduit le nombre de degrés de liberté du modèle GR3H par rapport à celui de notre modèle. L'un des risques de cette utilisation est de considérer la valeur prise par la capacité du réservoir sol comme une caractéristique du bassin versant. Cependant, d'un bassin versant à l'autre, on peut comparer la production des bassins ainsi que leur réactivité à la pluie grâce à la capacité du réservoir sol. En effet, plus la capacité du réservoir est forte, moins le coefficient de production évolue avec le temps (annexe IV).

13.2 Comparaison des résultats obtenus avec les 4 modèles sur le bassin versant de la Lézarde

Au-delà du cas particulier de la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach, nous comparons maintenant les résultats des modèles pluie-débit GR3H, SCS et PQb aux résultats fournis par le modèle issu de l'analyse directe des crues. Cette étude est effectuée sur les 20 crues maximales puis sur toutes les crues de quatre bassins versants de l'échantillon n°1 : Laval, Brusquet, Lumpenenbach et Lézarde 2. Seuls sont présentés ici les résultats obtenus pour le bassin de Lézarde 2. Les résultats obtenus sur les autres bassins sont disponibles à l'annexe VI.

Sur les deux graphiques de la figure 13.4, on présente l'évolution comparée des valeurs du critère de Nash obtenues sur les 20 crues maximales puis sur toutes les crues du bassin versant de la Lézarde à Lézarde 2 en utilisant le modèle issu de l'analyse directe et les trois modèles pluie-débit testés ici. En fixant la valeur de la capacité du réservoir sol de GR3H, ce sont presque quatre modèles pluie-débit qui sont ainsi testés. La figure 13.5 met en évidence l'amélioration des résultats par le modèle issu de l'analyse directe suivant le rang de la crue. Le nombre de crues, où un meilleur critère de Nash est enregistré en utilisant le modèle issu de l'analyse directe, est comptabilisé en allant de la crue la plus forte (n°1) à la crue la plus faible (n°102). En ordonnées, on indique le pourcentage de crues mieux modélisées par le modèle issu de l'analyse directe en allant de la crue n°1 à la crue de rang i :

- sur les 40 crues les plus fortes, 45 % des crues sont mieux modélisées par notre modèle que par GR3H (figure 13.5, cas n°1) ;
- sur les 60 crues les plus fortes, 88 % des crues sont mieux modélisées par notre modèle que par le modèle PQb (figure 13.5, cas n°2).

Dans l'ensemble, les deux graphiques de la figure 13.4 montrent que le modèle issu de l'analyse directe est :

- légèrement à nettement meilleur quand il est meilleur (en moyenne, sur l'ensemble des crues, 12,4 points de plus sur le critère de Nash) ;
- légèrement moins bon quand il est moins bon (en moyenne, sur l'ensemble des crues, 5,3 points de moins sur le critère de Nash).

Des résultats similaires sont constatés sur les bassins versants du Laval, du Brusquet et du Lumpenenbach (annexe VI).

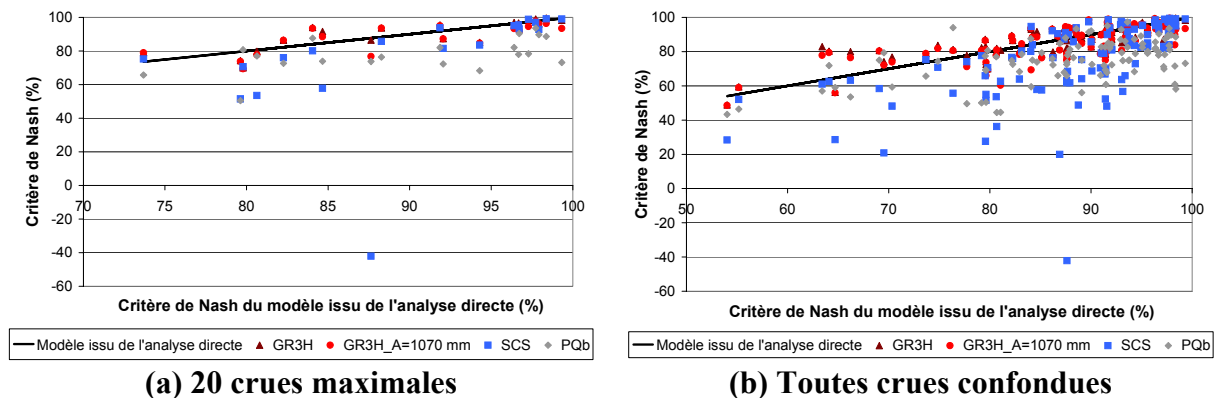


Figure 13.4 : Evolutions comparées des valeurs prises par le critère de Nash en fonction du modèle pluie-débit utilisé.

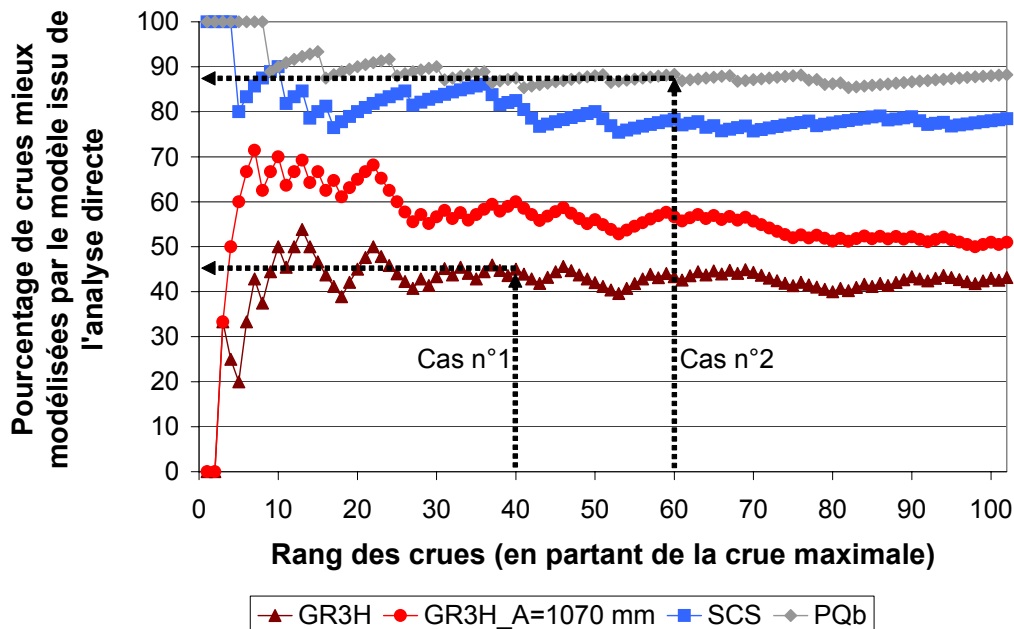


Figure 13.5 : Pourcentages d'amélioration de la modélisation des crues par le modèle issu de l'analyse directe.

En moyenne, SCS et PQb donnent les moins bons résultats (figure 13.5, annexe VI). De plus, les pourcentages d'amélioration du critère de Nash par le modèle issu de l'analyse directe sont plus élevés que les pourcentages d'amélioration atteints lorsque SCS ou PQb donnent les

meilleurs résultats. Ainsi, lorsque le modèle SCS donne de meilleurs résultats que notre modèle, on gagne en moyenne 3,5 points sur le critère de Nash. A l'inverse, lorsque les résultats sont meilleurs avec le modèle issu de l'analyse directe, on gagne en moyenne 20,1 points sur le critère de Nash.

Le modèle SCS associé à un HU fournit parfois de mauvais résultats dans des conditions d'utilisation identiques à celles des autres modèles (figure 13.6 (a)). Cela concerne surtout les crues présentant plusieurs pointes de débit. Le modèle PQb paraît plus adapté à des bassins versants peu réactifs et surtout sensibles aux longs cumuls de pluie qu'à des bassins sensibles à l'intensité des pluies et présentant des réponses très rapides. Pour pouvoir répondre rapidement, le délai de prise en compte de la pluie est bref ; de ce fait, toute la pluie nette s'écoule rapidement. Le modèle PQb ne permet pas alors de reconstituer les volumes écoulés entre deux pics de crue successifs. C'est le cas aussi pour le modèle SCS. Pour ces deux modèles pluie-débit, il n'existe pas de moyen de stocker la pluie pour assurer les décrues.

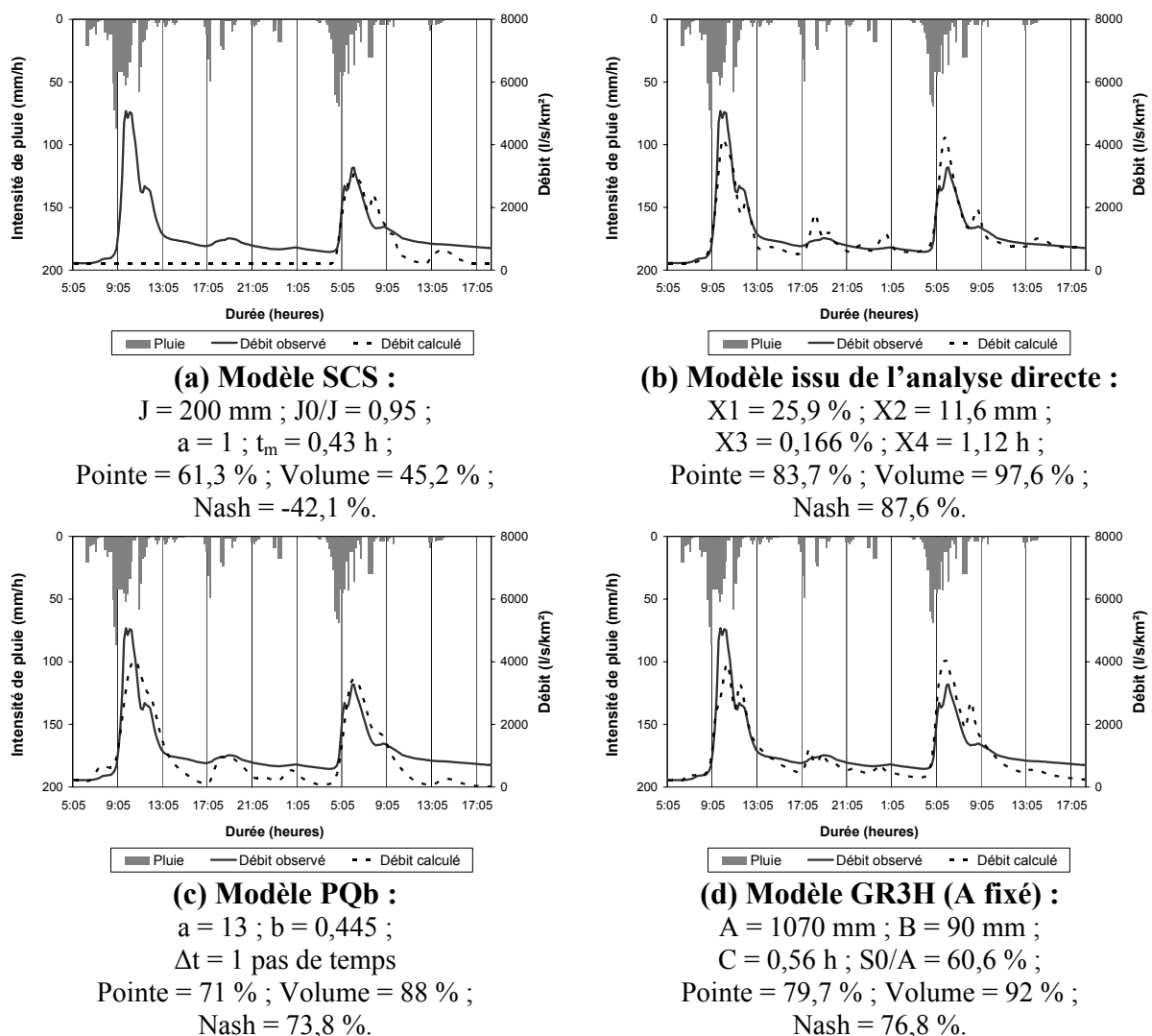


Figure 13.6 : Exemple de reconstitution de la crue du 26 novembre 1987 sur le bassin de la Lézarde suivant les quatre modèle pluie-débit.

Le modèle GR3H donne en moyenne les meilleurs résultats, que la capacité du réservoir de production soit fixée ou non (figure 13.4, figure 13.5, annexe VI). Ce sont généralement les

crues complexes présentant plusieurs pics de crue qui sont les plus problématiques en reconstitution des débits au moyen du modèle GR3H. Lorsque la crue est unimodale, les résultats obtenus avec GR3H sont généralement bons et même meilleurs que ceux fournis par le modèle issu de l'analyse directe, à l'exception faite des crues provoquées par des intensités de pluie très fortes enregistrées en début d'épisode pluvieux.

Le modèle issu de l'analyse directe donne de bons résultats sur les événements longs et présentant plusieurs pics de crue. La structure des pluies est bien prise en compte grâce au paramètre X1. La vidange du réservoir permet quant à elle de reconstituer les volumes écoulés entre les pics successifs de crue.

13.3 Conclusion

Le modèle issu de l'analyse directe donne en moyenne de meilleurs résultats que les modèles SCS et PQb. Par rapport au modèle GR3H, les résultats obtenus sont de moins bonne qualité, notamment sur le bassin versant du Brusquet (annexe VI). Cependant, notre modèle présente l'avantage de faciliter la compréhension de la réponse hydrologique du bassin versant et d'être plus pointu en optimisation libre de tous les paramètres. De plus, le fonctionnement du modèle issu de l'analyse directe des crues est mieux maîtrisé. Les paramètres sont indépendants ; le schéma de fonctionnement est caractéristique du déroulement des crues des petits bassins versants torrentiels. Enfin, l'interprétation physique des paramètres est plus facile à partir de la connaissance du terrain que la définition du coefficient de production J de SCS à partir du Curve Number par exemple (Mockus, 1972 ; Kovar, 1990).

La différence essentielle entre notre approche et les autres modèles pluie-débit testés vient du fait que nous avons choisi de placer au centre de l'analyse les crues des petits bassins versants torrentiels et non le fonctionnement du modèle. Le fonctionnement des modèles pluie-débit testés ne correspond d'ailleurs pas toujours aux caractéristiques des petits bassins versants torrentiels. Ainsi, malgré de bons résultats, aucune perte initiale n'est prévue sur le modèle GR3H. Au contraire, l'écoulement débute dès que le réservoir d'eau gravitaire est activé. L'écoulement modélisé peut donc démarrer plus tôt que l'écoulement réel. A l'inverse, pour les crues où la réponse du bassin versant est provoquée par des intensités de pluies fortes, comme c'est le cas sur les petits bassins versants torrentiels au fonctionnement hortonien, l'activation du réservoir B peut entraîner une réponse trop lente du modèle. On notera également que pour le modèle GR3H, le coefficient de production augmente et tend asymptotiquement vers un. Or, sur les petits bassins versants torrentiels, un coefficient d'écoulement direct constant est suffisant dans la plupart des situations de crues.

Ce parallèle entre les caractéristiques du modèle GR3H et celle de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels permet de rappeler que certaines hypothèses à l'origine du développement des modèles testés dans cette partie ne correspondent pas à la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels. Par exemple, le modèle PQb n'est visiblement pas adapté à la modélisation des crues sur les petits bassins versants torrentiels. Ceci ne signifie pas que de très bons résultats ne peuvent pas être obtenus avec ce modèle sur d'autres types de bassins versants.

En hydrologie, lorsqu'un modèle existe et est utilisé fréquemment, on est souvent tenté d'étendre son domaine d'application. Dans le cadre de la modélisation des crues sur les petits bassins versants torrentiels, ces remarques doivent nous inciter à la prudence en ce qui concerne le choix du modèle à utiliser. Elles doivent aussi nous inviter à mieux préciser le cadre d'application du modèle pluie-débit issu de l'analyse directe des couples averse-crue.

14 Domaine d'application du modèle pluie-débit

L'échantillon n°3 regroupe 9 bassins versants. Mis à part les deux bassins versants martiniquais de la Lézarde à Pont du Soudon et de la Capot à Saut Babin où, respectivement, 93 et 67 crues sont disponibles, le nombre de crues des bassins versants de cet échantillon est souvent restreint. Les événements disponibles sur les bassins de Pont du Soudon et de Saut Babin sont représentatifs des écoulements en crue. Le faible nombre de crues disponibles sur les autres bassins versants de cet échantillon limite la possibilité de n'avoir, parmi les crues retenues, que des crues fortes à extrêmes. Les informations issues de l'analyse des crues sont alors davantage anecdotiques.

En revanche, nous pouvons utiliser ces bassins versants pour préciser les limites d'applicabilité du modèle. Pour cela, une optimisation des paramètres du modèle pluie-débit est réalisée sur chacune des crues des 9 bassins versants suivant le critère de Nash. Ensuite, la qualité et la pertinence des résultats sont analysées en fonction des caractéristiques physiques des bassins versants et de la nature des écoulements observés.

Au chapitre I, nous avons proposé une définition des petits bassins versants. Dans cette partie, il est possible de préciser et d'illustrer les notions de taille et de nature des écoulements incluses dans l'expression « petits bassins versants torrentiels ».

Compte tenu des surfaces et des données pluie-débit en notre possession, toutes les crues disponibles sur les bassins versants de l'échantillon n°3 sont analysées au pas de temps horaire.

14.1 Résultats obtenus sur les bassins versants de l'échantillon n°3

De la même manière que pour les bassins versants des échantillons n°1 et n°2, l'optimisation des paramètres du modèle est effectuée sur les 20 plus fortes crues des bassins versants lorsqu'elles sont disponibles. Dans le cas contraire, tous les événements sont conservés et paramétrés par le modèle.

A la figure 14.1, nous indiquons les valeurs moyennes et les écart-types des critères de Pointe, de Volume et de Nash. En général, l'optimisation des crues est de bonne qualité sur tous les bassins. Sur certains bassins versants, les rares crues disponibles sont bien reconstituées par le modèle. C'est le cas du bassin versant de la Canterrane par exemple. On notera cependant que la période de retour de la plus forte des 4 crues disponibles sur ce bassin versant ne dépasse pas 5 ans (Banque Hydro).

Dans le tableau 14.1, seules les valeurs moyennes (μ) et médianes (m) des paramètres ainsi que leurs écart-types (σ) sont indiqués. Comme au chapitre III, nous indiquons aussi les ratios moyens entre le volume total écoulé par X1 et le volume écoulé total des crues. Enfin, le nombre de crues disponibles et la surface de chaque bassin versant sont rappelés dans les deux dernières colonnes du tableau afin de relativiser la signification des valeurs des paramètres.

En mettant à part les résultats obtenus sur les bassins de la Baillaury et de la Canterrane, où le nombre de crues disponibles est très faible, la paramétrisation des crues sur les autres bassins donne des indications intéressantes :

- les valeurs de X1 sont faibles à très faibles sur plusieurs bassins versants, notamment les bassins versants de l'Ample et du Dischmabach. Ce paramètre correspond au phénomène élémentaire qui permet de reconstituer le volume et le débit de pointe des crues dans 75 % des cas sur le bassin de l'Alma. De faibles valeurs de X1 associées à de faibles valeurs du

pourcentage d'écoulement direct indiquent sans doute que l'utilisation d'un coefficient d'écoulement direct constant voire même d'un coefficient d'écoulement direct est mise en défaut ;

- le pourcentage d'écoulement direct P_N/P_R est généralement moyen à faible. Seuls les bassins versants de Saut Badin et du Pont du Soudon présentent des valeurs élevées du pourcentage d'écoulement direct. Sur ces deux bassins, nous retrouvons des valeurs similaires à celles des bassins de l'Alma et de la Lézarde (échantillon n°1). Sur les cinq autres bassins versants, les valeurs moyennes du pourcentage d'écoulement direct sont inférieures à 50 %, voire même à 40 % sur le bassin versant de la Savoureuse à Giromagny ;
- les valeurs moyennes et médianes de X4 sont fortes. La surface des bassins versants a augmenté par rapport aux bassins versants précédents donc une augmentation de X4 est logique. En revanche, des valeurs de plus de 6 heures, comme c'est le cas sur le bassin versant de Giromagny, paraissent très élevées. Là encore, seuls les bassins versants de la Martinique présentent des valeurs faibles de X4, synonyme d'une dynamique de crue rapide.

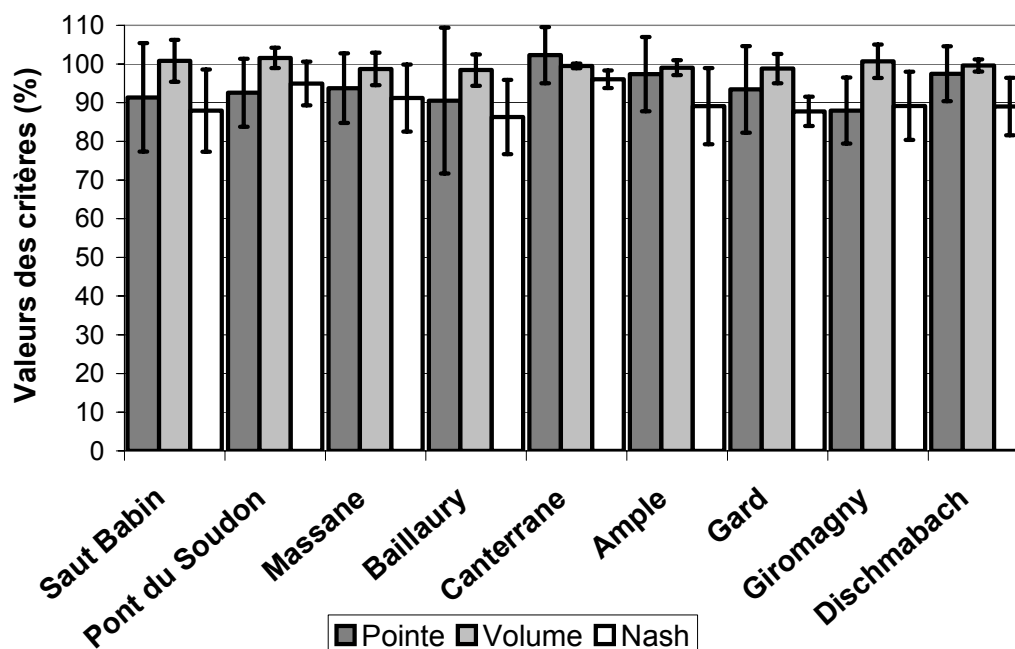


Figure 14.1 : Valeurs moyennes et écart-types des critères.

Tableau 14.1 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres.

Basins	X1 (%)			X2 (mm)			X3 (%)			X4 (h)			Ratio P_N/P_R			Nombre de crues	Surface (km ²)
	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ	μ	m	σ		
Saut Babin	29.8	25.3	15.8	28.3	26.8	19.0	0.73	0.67	0.5	2.21	2.13	0.71	0.75	0.77	0.16	67	34.1
Pont du Soudon	41.5	41.7	10.8	28.5	26.2	19.4	1.5	1.06	1.18	2.66	2.61	0.59	0.72	0.71	0.12	93	66.66
Massane	19.6	15.5	13.7	44.2	40.6	25.9	1.44	0.42	2.26	3.66	3.62	1.57	0.49	0.46	0.18	20	17.2
Baillaury	23.3	11.1	27.4	27.5	18.6	25.7	1.2	0.31	2.3	3.67	3.74	1.44	0.56	0.67	0.27	7	18.2
Canterrane	15.9	17.4	7.8	18.0	14.7	18.3	0.67	0.58	0.38	2.65	2.2	1.36	0.57	0.59	0.13	4	33.4
Ample	14.6	12.6	7.9	38.5	29.2	28.1	0.38	0.31	0.22	6.73	5.07	4.7	0.42	0.40	0.16	27	47.8
Gard	23.9	22.9	10.2	53.3	49.4	17.9	0.84	0.74	0.52	4.28	4.36	2.13	0.41	0.39	0.13	13	33
Giromagny	27.3	24.1	13.2	20.5	16.7	16.1	1.7	1.26	1.35	6.9	6.4	2.79	0.35	0.36	0.14	20	30.5
Dischmabach	8.2	6.1	5.1	9.4	8.0	9.7	0.36	0.3	0.21	4.37	4.08	0.82	0.42	0.45	0.10	12	43.3

14.2 Analyse des résultats bassin par bassin

On trouvera au tableau 14.2, les valeurs des paramètres et des critères de qualité pour toutes les crues mentionnées dans ce paragraphe. Elles sont choisies et utilisées pour illustrer notre propos concernant l'applicabilité du modèle pluie-débit.

Tableau 14.2 : Caractéristiques des crues modélisées.

Bassin	Date	Qmax (l/s)	Numéro de la crue	X1 (%)	X2 (mm)	X3 (%)	X4 (h)	Ratio P _N /P _R	Nash (%)	Pointe (%)	Volume (%)
Saut Babin	24/05/1966	69500	15/67	20.7	34.8	0.49	2.67	0.511	77.5	75.6	98.7
Saut Babin	09/07/1972	121000	4/67	32.5	8.0	0.64	2	0.882	88.2	79.4	95.1
Pont du Soudon	21/09/1979	396000	1/93	50.9	20.1	4.39	2.23	0.676	98.4	97.2	104.1
Pont du Soudon	20/09/1983	278000	3/93	59.2	48.2	0.93	2.5	0.842	93.7	98.2	106.5
Dischmabach	06/08/1985	15040	1/12	12.9	9.7	0.26	5.71	0.544	92.6	96.5	99
Giromagny	22/01/1995	50300	1/20	6.7	0	5.64	3.15	0.069	97.1	83.9	100.6
Gard	04/10/1995	62530	1/13	20.7	47	1.36	1.75	0.428	93.8	97	95.4
Gard	10/11/1996	55640	2/13	39.7	39	1.66	3.90	0.459	82.6	81	101.4
Massane	18/05/1977	92800	1/20	44.9	104.6	5.64	3.66	0.343	89.3	82.8	92.9
Baillaury	16/11/1968	71140	1/7	76	7.4	6.39	4.5	0.797	85.4	72.7	99
Canterrane	10/10/1987	62780	1/4	19.7	9.3	1.20	2.67	0.667	98.7	103.4	100.1
Ample	10/10/1987	132300	1/27	36.8	73.7	0.87	2.67	0.663	93.4	81.8	98.6
Ample	15/03/1972	20410	7/27	22.3	62.2	0.73	2.96	0.213	80.7	120.1	94.6

14.2.1 Bassins versants de la Martinique

14.2.1.1 Bassin versant de la Capot à Saut Babin (34,1 km²)

Avec un écart-type de 14 %, la variabilité du critère de Pointe est très forte sur ce bassin versant. Le nombre de crues est ici suffisant pour qu'on puisse proposer une interprétation de la variabilité des résultats obtenus suivant le critère de Pointe. Six crues présentent des critères de Pointe inférieure à 80 %. Ces crues correspondent à deux types d'événements :

- plusieurs averses successives au cours desquelles est enregistré un pic de pluie très marqué : la réponse du bassin versant semble moyenne au cours du temps et très marquée tout de suite après le pic de pluie. Au pas de temps horaire, ce bassin est sensible à la structure des pluies (figure 14.2 (a)) ;
- des averses isolées brèves et intenses : soit la réponse du bassin versant est retardée dans le temps par rapport à la pluie soit au contraire la réponse du bassin versant est immédiate (figure 14.2 (b)).

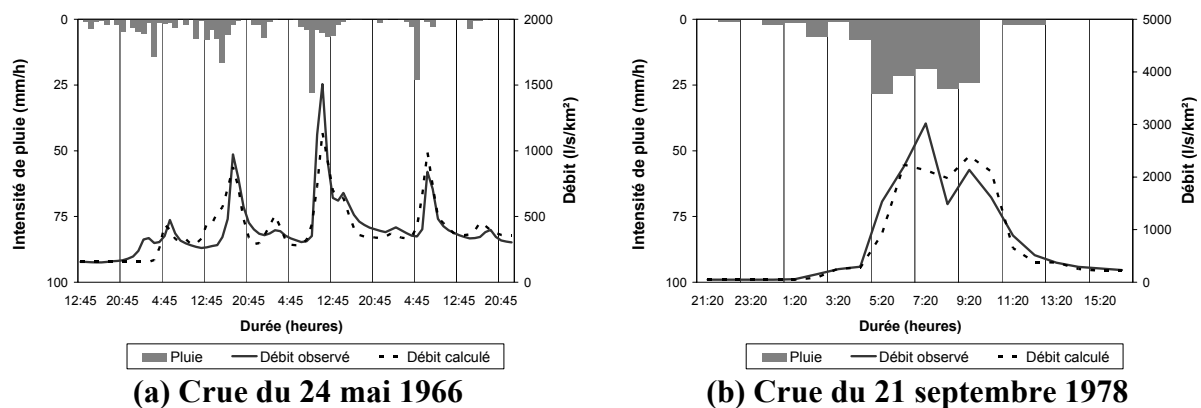


Figure 14.2 : Reconstitution de 2 crues sur le bassin de la Capot à Saut Babin.

La qualité des données pluie-débit peut expliquer ces résultats. Néanmoins, le bassin versant de la Capot à Saut Babin draine surtout la zone située à l'amont de la station de Marie-Agnès et les ravines situées sur le flanc est de la Montagne Pelée. Ces ravines sont encaissées, exposées aux entrées maritimes et très pentues. Enfin, entre la station de Marie-Agnès et celle de Saut Babin, la rivière Capot s'écoule dans des gorges (annexe III).

Par conséquent, la réponse du bassin versant peut s'interpréter comme la composition des réponses de ces deux sous-bassins versants. Le poste pluviographique de Sainte Cécile n'est vraisemblablement pas représentatif de la pluie sur tout le bassin. Certaines crues correspondent sûrement à la réponse d'une partie seulement du bassin. Il serait intéressant de comparer les hydrogrammes de crues enregistrés à Saut Babin et à Marie-Agnès. Malheureusement, les données de la station de Saut Babin en notre possession couvrent une période allant de 1962 à 1978. Celles de la station de Marie-Agnès couvrent la période 1980-1992.

14.2.1.2 Bassin versant de la Lézarde au Pont du Soudon (66,7 km²)

Sur ce bassin, les crues maximales sont provoquées par des pluies d'une centaine de millimètres précipitées en 3 à 4 heures. Les caractéristiques des pluies à l'origine des crues correspondent aux événements pour lesquels le modèle pluie-débit a été spécialement conçu. Ainsi, malgré la taille du bassin versant, les résultats sont de bonne qualité au pas de temps horaire (figure 14.3).

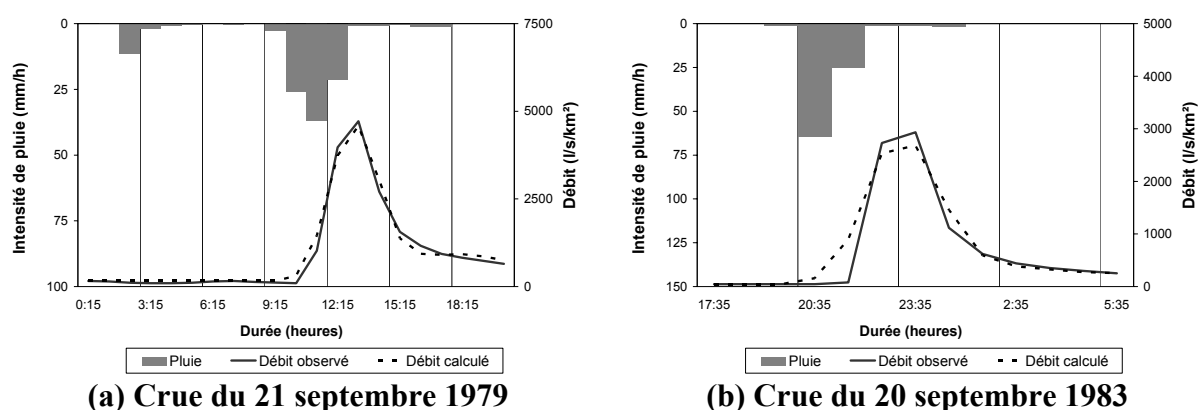


Figure 14.3 : Reconstitution de 2 crues sur le bassin de la Lézarde au Pont du Soudon.

Les valeurs prises par les paramètres X1 et X4 ainsi que les valeurs du rapport entre l'écoulement direct et l'écoulement total correspondent aux valeurs qu'on enregistre sur des bassins versants plus petits, comme celui du Laval ou de la Lézarde. A des facteurs d'échelles temporelle et spatiale près, ce bassin présente des caractéristiques torrentielles marquées : forte contribution de l'écoulement direct, réponse rapide, crue courte. Ces caractéristiques sont sans doute liées au fait que le bassin de la Lézarde au Pont du Soudon est composé de deux sous-bassins versants, celui de la rivière Blanche et celui de la Lézarde. La rivière Blanche à l'amont de la confluence représente environ un tiers de la surface totale du bassin versant de la Lézarde au Pont du Soudon. Pour schématiser, le bassin de la Lézarde au Pont du Soudon a une réponse hydrologique équivalente à celle de deux bassins versants plus petits de 23 et 44 km².

La structure du bassin versant permet de comprendre sa réponse lors des crues. En revanche, même si les deux affluents ont des cours presque parallèles, cette structure du bassin pose un

problème au niveau de la définition de la pluie de bassin. Même si le poste utilisé semble représentatif des épisodes pluvieux, il serait sans doute préférable de distinguer les deux impluviums en utilisant un poste pour chaque zone. On pourrait ensuite décrire le bassin versant de la même manière que dans le modèle ETC (annexe IV).

Par conséquent, le schéma fonctionnel du modèle correspond à la réalité des crues les plus fortes sur ce bassin. L'application du modèle repose cependant sur l'hypothèse que la pluie ponctuelle est représentative de la pluie de bassin dont on ne sait pas si elle est vérifiée ou non. La relative homogénéité des pluies dont on bénéficie aux échelles plus fines n'est sans doute plus vérifiée ici.

14.2.2 Bassins versants des Pyrénées Orientales

14.2.2.1 Bassins versants de la Massane (17,2 km²) et de la Baillaury (18,2 km²)

Compte tenu du peu de données disponibles, nous avons souhaité présenter conjointement les résultats obtenus sur les bassins de la Massane (20 crues) et de la Baillaury (7 crues). En outre, ces 2 bassins versants sont voisins mais présentent des caractéristiques hydrologiques très différentes.

Malgré les faibles nombres de crues, le modèle pluie-débit permet de retrouver que la réponse moyenne du bassin de la Baillaury présente des caractéristiques davantage torrentielles que celui de la Massane (chapitre II). En effet, les valeurs de X1 et des pourcentages d'écoulement direct sont plus élevées sur le bassin de la Baillaury que sur celui de la Massane.

Avec un écart-type de 19 %, la variabilité du critère de Pointe est très forte sur le bassin versant de la Baillaury. Deux raisons peuvent être avancées pour expliquer cette variabilité : le faible nombre de crues et la situation géographique de ce bassin versant qui le rend très sensible aux entrées maritimes. Or, nous avons utilisé le poste pluviographique du Pic de Néoulous. Ce poste se situe à environ 10 km à l'ouest du bassin versant. Il est trop éloigné du bassin versant de la Baillaury pour être considéré comme représentatif des pluies de ce bassin. A la figure 14.4 (a), on note d'ailleurs que le modèle fournit une réponse qui semble concordante avec l'épisode pluvieux mais assez éloignée de la crue observée.

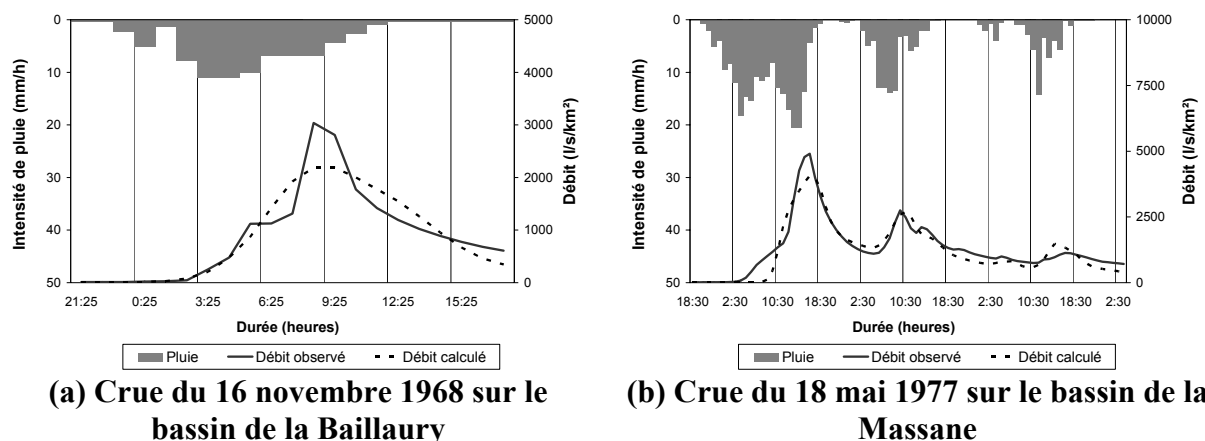


Figure 14.4 : Reconstitution des crues sur les bassins de la Massane et de la Baillaury.

Sur le bassin de la Massane, la crue du 18 mai 1977 est la crue maximale disponible (figure 14.4 (b)). La période de retour de cet événement est comprise entre 10 et 20 ans. La crue est consécutive à une pluie longue de printemps. En modélisation, le déroulement de cette crue

est caractérisé par des apports essentiellement sous forme de vidange du réservoir. Au lieu d'enregistrer des écoulements rapides et violents à la suite de chaque averse, on enregistre plutôt des débits soutenus sur une période longue. On peut supposer que ce mode de fonctionnement du modèle traduit le fait que la saturation progressive des sols joue un rôle important dans l'hydrologie de ce bassin. Cette importance de la saturation des sols pourrait s'expliquer par la couverture forestière.

Une autre remarque peut être faite au sujet du déroulement du début de l'événement. En effet, les valeurs des pertes initiales sont très élevées (environ 105 mm pour 380 mm de pluie). L'écoulement observé débute plus tôt et plus progressivement que l'écoulement calculé. Dans ces conditions, on peut s'interroger sur l'intérêt d'utiliser un coefficient d'écoulement direct constant. Même si les apports correspondants ne représentent que 34,3 % de la lame écoulee totale, il semble qu'un coefficient d'écoulement direct qui augmenterait avec le temps correspondrait davantage à la réponse du bassin dans ce cas.

14.2.2.2 Bassin versant de la Canterrane (33,4 km²)

Trop peu de crues sont disponibles pour pouvoir tirer des conclusions solides sur l'applicabilité ou non du modèle pluie-débit au contexte hydrologique de ce bassin. Sur la crue maximale en notre possession, il semble en tous les cas que le fonctionnement du modèle corresponde à la réponse du bassin (figure 14.5). On notera néanmoins que la réponse du bassin ne traduit pas de manière marquée le pic de pluie horaire de 46 mm enregistré au cours de l'événement. Sur les petits bassins versants torrentiels, l'hydrogramme de crue du bassin présente généralement la même structure que le hyétogramme. Ce n'est pas le cas pour cette crue enregistrée sur le bassin de la Canterrane au pas de temps horaire.

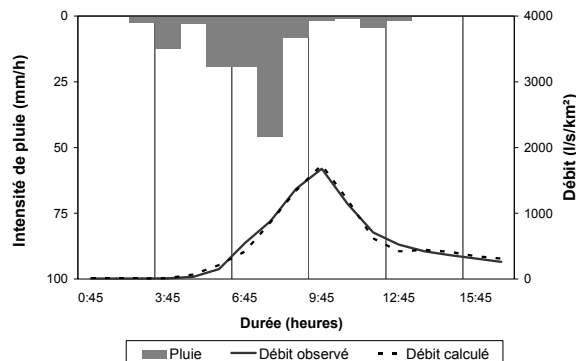


Figure 14.5 : Reconstitution de la crue du 10 octobre 1987 sur le bassin versant de la Canterrane.

14.2.2.3 Bassin versant de l'Ample au Vila (47,8 km²)

Pour la crue du 15 mars 1972 (figure 14.6 (b)), le modèle pluie-débit ne retranscrit pas la montée progressive des débits et la décrue longue et soutenue enregistrée. Au contraire, la réponse du modèle est brutale et correspond à la transformation en débit de la dernière averse de l'épisode pluvieux. La montée de crue et la décrue sont plus soutenues que l'écoulement reconstitué par le modèle.

Sur la crue du 10 octobre 1987 (figure 14.6 (a)), qui est la crue la plus forte disponible sur ce bassin, avec une période de retour comprise entre 20 et 50 ans, le modèle traduit bien le déroulement de l'événement. En effet, la réponse du bassin est rapide. Le volume produit par écoulement direct représente 66 % de la lame écoulee totale.

Sur ces deux crues, le bassin versant ne semble pas particulièrement sensible à la structure des pluies au pas de temps horaire. La surface du bassin de l'Ample au Vila est a priori trop grande pour que la structure de l'hydrogramme soit identique à celle du hétérogramme au pas de temps horaire.

Le fonctionnement hydrologique de ce bassin est beaucoup moins facile à déterminer au travers de l'analyse des crues et de l'analyse de la paramétrisation du modèle. Il possède visiblement des caractéristiques torrentielles qui s'estompent à mesure que la période de retour des crues diminue. Cette remarque ne joue a priori pas en défaveur de l'application du modèle sur le bassin versant de l'Ample mais plutôt en défaveur de l'application du modèle sur certaines crues courantes enregistrées sur ce bassin versant. Un tel résultat n'est pas surprenant dans la mesure où les réponses des bassins versants, lors des crues courantes, sont généralement plus complexes que lors des crues extrêmes et que l'augmentation de la surface des bassins versants amplifie l'effet de moyenne à l'exutoire des processus à l'origine des crues.

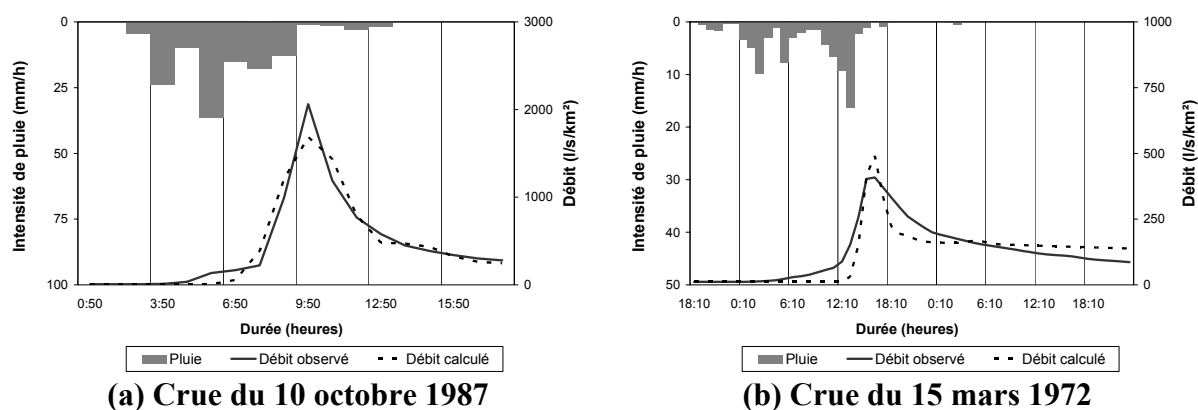


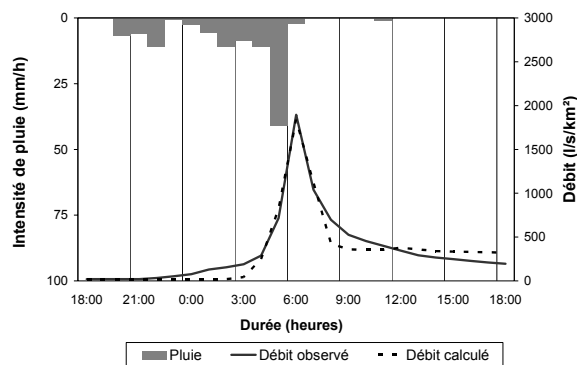
Figure 14.6 : Reconstitution de 2 crues sur le bassin versant de l'Ample.

14.2.3 Autres bassins versants

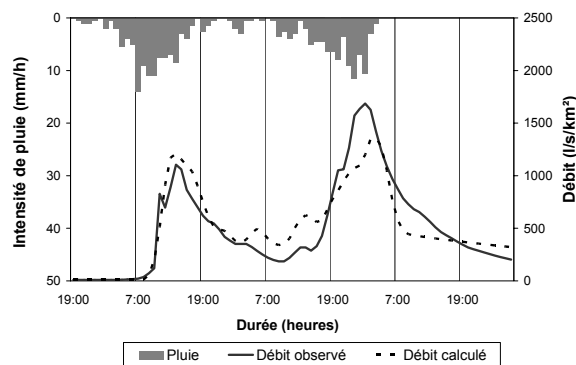
14.2.3.1 Bassin versant du Gard à Pont Ravagers (33 km²)

Les résultats obtenus pour la crue de la figure 14.7 (a) sont cohérents avec la crue observée. On note tout de même que la réponse observée du bassin est plus progressive que la réponse modélisée. La décrue observée est plus lente que la décrue modélisée. Le fonctionnement du bassin est sans doute marqué par une saturation progressive ou une extension progressive des zones contribuant aux écoulements en crue. De ce fait, un fonctionnement hydrologique du bassin versant régi par un seuil de déclenchement et un coefficient d'écoulement direct constant devient sûrement un peu limité dans ce cas.

La crue du 4 octobre 1995 est le plus fort événement dont nous possédons un enregistrement sur ce bassin. Le temps de montée au pic est court par rapport à la valeur moyenne enregistrée sur le bassin pour les 13 crues disponibles. Les valeurs de $X1$ et du ratio calculé entre les apports par écoulement direct et le volume écoulé total sont de l'ordre des valeurs moyennes. En revanche, les valeurs des critères sont un peu meilleures que les valeurs moyennes enregistrées pour les 13 crues, notamment pour les critères de Pointe et de Nash. Cela signifie que la valeur la plus forte de $X1$ n'est pas enregistrée sur la crue la plus forte et que pour des épisodes pluvieux plus longs et moins intenses, on peut s'attendre à des résultats de moins bonne qualité. C'est le cas de la crue enregistrée du 10 au 13 novembre 1996 (figure 14.7 (b)).



(a) Crue du 4 octobre 1995



(b) Crue du 10 au 13 novembre 1996

Figure 14.7 : Reconstitution de 2 crues du bassin versant du Gard à Pont Ravagers.

14.2.3.2 Bassin versant de la Savoureuse à Giromagny (30,5 km²)

Les crues du bassin de la Savoureuse à Giromagny sont enregistrées à la suite de longs épisodes pluvieux peu intenses précipitant en hiver lors de périodes de redoux. Les crues sont lentes et durent plusieurs jours. La fonte de la neige explique que les coefficients d'écoulement soient très élevés. Elle contribue aussi à la saturation des sols. On observe donc des volumes écoulés de plus en plus importants à mesure que les cumuls de pluie augmentent (figure 14.8).

Ce bassin versant ne présente pas des caractéristiques torrentielles. Cependant, il est intéressant de noter que les résultats fournis par le modèle sont tout de même de bonne qualité. Pour la crue maximale disponible, la valeur de X1 est particulièrement faible. Les apports par écoulement direct ne représentent que 6,9 % de la lame écoulée totale. Si sur un bassin versant comme le Laval on peut supprimer les apports par vidange du réservoir, sur le bassin de la Savoureuse à Giromagny, il semble plutôt qu'on puisse supprimer les apports par écoulement direct. Ces apports correspondent à l'un des phénomènes élémentaires principaux sur lequel est fondé le modèle pluie-débit. On ne retrouve donc pas sur ce bassin versant les mêmes mécanismes hydrologiques que ceux observés sur le petit bassin versant torrentiel du Laval. Néanmoins, notre modèle peut être utilisé dans ce cas comme un modèle pluie-débit conceptuel classique.

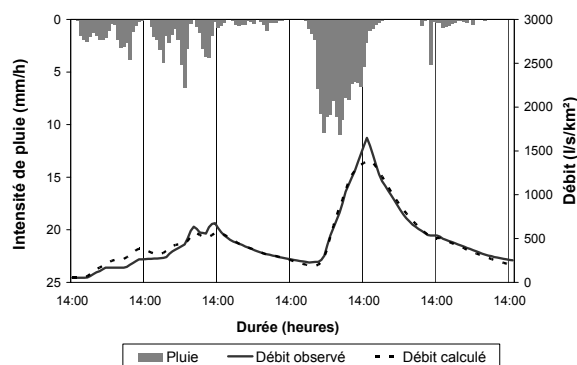


Figure 14.8 : Reconstitution de la crue du 22 au 27 janvier 1995 sur le bassin versant de la Savoureuse à Giromagny.

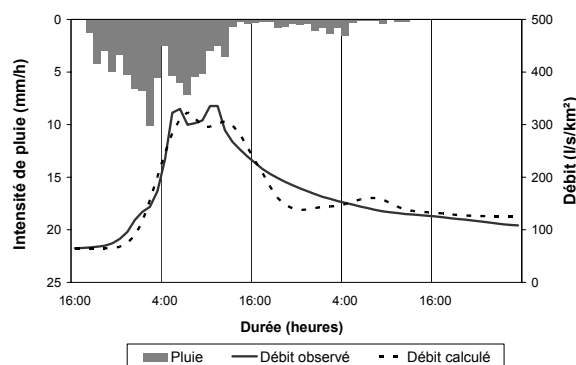


Figure 14.9 : Reconstitution de la crue des 6 et 7 août 1985 sur le bassin versant du Dischmabach.

14.2.3.3 Bassin versant du Dischmabach (43,3 km²)

Pour la crue des 6 et 7 août 1985, le débit spécifique de pointe ne dépasse pas 350 l/s/km². Ce débit correspond à une crue décennale. A titre indicatif, la crue décennale du bassin du Brusquet correspond à un débit spécifique de pointe de 1300 l/s/km². Sur ce bassin de haute montagne, les écoulements ne sont pas torrentiels. Les crues ne présentent pas des débits spécifiques élevés. Elles sont par ailleurs lentes et semblent amorties par le bassin. Les écoulements et le déroulement des crues sont très influencés par la nature des précipitations et par la présence du glacier.

Les résultats obtenus en modélisation tendraient à montrer que le modèle peut être appliqué au pas de temps horaire sur les crues estivales de ce bassin. Ces crues correspondent à celles où les précipitations sous forme de neige sont a priori rares ou inexistantes. Sur l'événement des 6 et 7 août 1985, on constate que le modèle permet de reconstituer la réponse du bassin. La valeur de X4 est élevée. Elle traduit une réponse lente du bassin versant à l'épisode pluvieux. Compte tenu du hyétogramme de pluie horaire, cet épisode pluvieux s'apparente plus à une dépression frontale qu'à un événement orageux. On peut interpréter la valeur faible de X4 en fonction de la nature de l'épisode pluvieux.

La valeur de X1 est faible également. L'écoulement direct représente tout de même 54,4 % de la lame écoulée totale par le modèle. Lors de la présentation du modèle pluie-débit au chapitre III, nous avons considéré que l'écoulement de base était représenté par le débit initial de chaque événement et qu'il restait constant au cours du temps. Pour justifier ce choix, nous avons précisé que le débit initial des crues sur les petits bassins versants torrentiels était très faible et que l'écoulement de base ne représentait pas une part importante de la lame écoulée totale lors des crues. Dans le cas de la crue de la figure 14.9, la lame écoulée totale (débit de base compris) est de 35,4 mm. L'écoulement de base correspond à 40 % de la lame écoulée totale. La valeur du débit initial spécifique correspond quant à elle à environ 23 % du débit de pointe spécifique. Dans ces conditions, on ne peut pas justifier comme précédemment le choix d'un écoulement de base constant et représenté par le débit initial. Malgré cela, du point de vue de la modélisation conceptuelle des écoulements, les résultats sont de très bonne qualité.

14.3 Domaine d'applicabilité du modèle

Sur les petits bassins versants torrentiels, nous avons montré que les surfaces sont suffisamment réduites et les caractéristiques physiques des bassins suffisamment homogènes pour pouvoir considérer que les données pluie-débit permettent d'analyser directement la réponse hydrologique des bassins et que cette réponse peut être interprétée à partir des caractéristiques physiques des bassins. De plus, nous pouvons nous appuyer sur une relative homogénéité des pluies à cette échelle. En ce qui concerne les écoulements en crue, nous savons que les réponses hydrologiques des petits bassins versants torrentiels sont rapides et soudaines. Entre deux crues, les écoulements sont faibles.

Du point de vue de la modélisation conceptuelle des écoulements en crue, les résultats obtenus sur les bassins versants de l'échantillon n°3 sont de bonne qualité. Des valeurs des critères de Pointe, de Volume et de Nash de bonne qualité ne signifient pas pour autant que le modèle est adapté au contexte hydrologique du bassin versant étudié. En effet, notre modèle est fondé sur des fonctions de production et de transfert qui, à des variantes près, sont fréquemment utilisées en hydrologie. A l'inverse, des résultats de mauvaise qualité ne signifient pas que le modèle n'est pas adapté au contexte hydrologique d'un bassin versant. En effet, de mauvais résultats peuvent s'expliquer par un manque de précision, de qualité ou de représentativité des données.

Cependant, dans les exemples traités ici, nous atteignons parfois les limites de notre outil. Cela concerne certains choix effectués pour représenter les mécanismes hydrologiques du déroulement des crues et déduits de l'analyse directe du chapitre III. Nous citerons notamment le choix d'une valeur constante du coefficient d'écoulement direct et d'une valeur constante du débit initial de crue. Nous sommes également limités pour proposer une interprétation des valeurs des paramètres en fonction des caractéristiques physiques des bassins versants.

La notion de taille du bassin au-delà de laquelle le modèle n'est plus applicable est encore difficile à préciser. Les caractéristiques des écoulements en crue et des pluies à l'origine des crues sont très importantes. La définition d'une surface limite d'application du modèle ne doit pas être déconnectée des caractéristiques hydrologiques du bassin. Le pourcentage d'écoulement direct est sans doute un moyen d'évaluer la torrencialité d'un bassin. Plus ce pourcentage est élevé, plus l'écoulement direct est important. Dans ce cas, l'utilisation de notre modèle peut se justifier. Elle se justifiera même sur des bassins de 40 à 50 km² ou peut-être plus. En revanche, l'application du modèle pourra se limiter sur certains bassins de plus de 30 km² au cas des crues les plus fortes et non à toute la gamme de fréquence des crues. Plus la surface des bassins versants augmente, plus le pourcentage de vallées et de plaines augmente. Ces zones induisent un fonctionnement hydrologique différent de celui des bassins de tête qui sera surtout sensible lors des crues courantes. Lors des crues extrêmes, l'influence de ces zones sur la production et le transfert de la pluie nette se fera moins sentir mais les épisodes pluvieux à l'origine des crues extrêmes sur les bassins de tête et sur les bassins versants plus grands ne seront pas les mêmes.

Par ailleurs, la surface du bassin versant augmentant, la relative homogénéité des pluies risque de ne plus être vérifiée. Même si, au pas de temps horaire, la variabilité spatiale des pluies est a priori moins forte que sur des durées courtes, elle n'est pour autant pas négligeable. L'utilisation d'un seul poste pluviographique considéré comme représentatif de la pluie du bassin est alors une source potentielle d'erreurs. Dans ces conditions, mieux vaut travailler sur des sous-bassins, ce qui revient à réduire la surface du bassin initial, ou en utilisant des données de pluies de plusieurs postes.

Enfin, le choix du pas de temps dépend de la sensibilité ou non du bassin aux intensités de pluie calculées sur des pas de temps fins. Sur un bassin versant dont la surface dépasse 30 km², un pas de temps inférieur à l'heure n'est pas nécessaire. Le pas de temps horaire est suffisant. Cependant, si des données sont disponibles suivant un pas de temps fin, leur utilisation peut permettre d'observer des mécanismes que le pas de temps horaire masque.

15 Conclusion

Ce chapitre est construit en 3 parties distinctes, indépendantes mais complémentaires. Elles correspondent à une gradation dans le niveau d'analyse du modèle.

Au départ, nous ne nous sommes intéressés qu'au modèle lui-même. De cette manière, nous avons pu mettre en évidence et analyser son principe de fonctionnement. Le modèle repose sur des choix effectués pour représenter les mécanismes hydrologiques de la réponse des bassins versants étudiés. Ces choix sont déduits des observations. Ils se traduisent par des équations mathématiques permettant de mieux comprendre la sensibilité du modèle à la valeur d'un paramètre.

Cette étape d'analyse du fonctionnement du modèle a également permis de tester la sensibilité des résultats aux valeurs prises par les paramètres. Les 4 paramètres, représentatifs des 4 phénomènes élémentaires du chapitre III, sont de bons descripteurs de la crue par le modèle. Cela confirme l'intérêt d'utiliser cet outil pour mieux comprendre la réponse hydrologique d'un bassin. De plus, ces 4 descripteurs des couples averse-crue sont indépendants. Sur 4 bassins versants, parmi les bassins des échantillons n°1 et n°2 traités au pas de temps 10 minutes, des liens statistiques significatifs ont été mis en évidence entre 2 paramètres du modèle. Les coefficients de corrélation sont néanmoins très faibles et des interprétations de ces liens statistiques en fonction des caractéristiques des crues sont envisageables.

Ensuite, nous avons souhaité positionner le modèle pluie-débit issu de l'analyse directe par rapport aux modèles pluie-débit déjà utilisés dans le cadre de la prédétermination des crues en association avec le générateur stochastique de pluie SHYPRE. Pour cela, les résultats obtenus en reconstitution des crues sur une crue du bassin du Lumpenenbach en utilisant le modèle GR3H puis sur toutes les crues des bassins versants de la Lézarde, du Lumpenenbach, du Laval et du Brusquet en utilisant trois modèles différents ont été comparés entre eux. Les modèles PQb et SCS n'ont pas donné entière satisfaction. Le contexte hydrologique des petits bassins versants torrentiels ne correspond pas au mode de fonctionnement de ces deux modèles. Le modèle GR3H donne quant à lui de bons résultats. Cependant, il faut rappeler que les gammes de valeurs prises par les paramètres aboutissant à des résultats acceptables en modélisation sont très larges pour le modèle GR3H. De plus, la paramétrisation d'une crue par ce modèle ne facilite pas l'interprétation du déroulement de l'événement. Dans le cadre de la modélisation des crues des petits bassins versants torrentiels, il nous a donc semblé opportun de conserver notre modèle même lorsque les résultats sont de moins bonne qualité.

Enfin, pour ne pas utiliser cet outil hors de son contexte, les bassins versants de l'échantillon n°3 ont été utilisés dans la dernière partie de ce chapitre pour essayer de préciser le cadre d'application du modèle. Pour synthétiser les résultats de cette partie, nous rappellerons que tant que les hypothèses de développement du modèle sont vérifiées, celui-ci peut être utilisé. Ces hypothèses concernent essentiellement les relatives homogénéités de la pluie à l'échelle du bassin versant et des caractéristiques physiques du bassin versant. Ces deux critères nous contraignent à limiter la taille du bassin versant pour conserver l'homogénéité. Pour l'instant, il n'est pas possible de préciser une gamme de surfaces au-delà de laquelle notre modèle pluie-débit ne serait plus applicable. Nous retiendrons que le modèle est applicable sur les bassins versants dont les écoulements en crue présentent des caractéristiques torrentielles. Le modèle peut n'être applicable que lors des crues les plus fortes d'un bassin versant donné. Ce n'est pas forcément gênant en prédétermination des crues. En modélisation pluie-débit, cela limite l'utilisation de cet outil. Par ailleurs, lorsque la surface du bassin augmente, le pas de temps horaire est possible et permet de restreindre le nombre de calculs.

A ce stade de notre étude, nous disposons d'un modèle pluie-débit issu de l'analyse directe des couples averse-crue. Ce modèle est adapté au contexte des petits bassins versants torrentiels et aide à la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins. Le jeu de paramètres optimisé pour une crue donnée est, s'il est de bonne qualité, un bon indicateur du fonctionnement du bassin vu par le modèle.

Ainsi, au lieu d'utiliser un outil existant en prédétermination, il serait intéressant maintenant de tester cet outil non plus uniquement dans le cadre de la compréhension du fonctionnement des bassins ou de la reconstitution des crues, mais aussi dans le cadre de l'extrapolation du fonctionnement des bassins vers les extrêmes. Ensuite en l'associant à un générateur stochastique de pluie, on peut espérer utiliser ce modèle en prédétermination des crues.

Avant cela, une étude de l'évolution ou non de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels de la normale à l'extrême est indispensable. Cette étape est utile pour comprendre non seulement la paramétrisation d'une crue par le modèle mais également de l'ensemble des crues d'un bassin. Elle a pour objectif de définir le ou les jeux de paramètres susceptibles de caractériser la réponse hydrologique d'un bassin dans la gamme de fréquence des débits la plus large possible. Alors seulement, nous pourrions tester l'association de notre modèle pluie-débit et du générateur stochastique de pluie dans le but de prédéterminer les débits de crue des petits bassins versants torrentiels.

Chapitre V :

Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels

En introduction de ce travail, nous avons vu que le principe d'une méthode telle que SHYPRE était applicable sur des petits bassins versants torrentiels. Dans son développement actuel, des modifications étaient toutefois nécessaires pour que la méthodologie soit bien adaptée à ce type de bassins. Les modifications envisagées concernaient la diminution du pas de temps, le choix d'un modèle pluie-débit adapté au contexte hydrologique des petits bassins versants torrentiels et la paramétrisation du modèle.

Afin de développer un outil de modélisation pluie-débit adapté au contexte hydrologique des petits bassins versants torrentiels, une analyse directe des crues a été effectuée (chapitre III). L'objectif était de mieux comprendre la réponse hydrologique des bassins pour connaître plus précisément les besoins en modélisation.

L'analyse des crues nous a permis d'identifier un schéma de fonctionnement hydrologique des petits bassins versants torrentiels que nous avons traduit en un modèle pluie-débit. Il a été montré que la paramétrisation des fortes crues pour un petit bassin versant torrentiel donné pouvait s'interpréter en fonction de caractéristiques physiques et hydrologiques du bassin versant (chapitre III). Enfin, le fonctionnement du modèle a été analysé en détail au chapitre IV.

Tout naturellement, nous pensons désormais à tester aussi ce modèle en prédétermination des débits. Dans le cadre de cette étude, il s'agit d'associer notre modèle pluie-débit au générateur stochastique de pluie du Cemagref d'Aix-en-Provence. Par rapport aux modifications envisagées, nous avons déjà résolu l'un des problèmes : le choix du modèle. Il en reste deux : la paramétrisation des bassins par le modèle et le pas de temps de la méthode.

Au sujet de la paramétrisation des bassins, comme le modèle est représentatif des crues, nous identifierons l'évolution ou non de la réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême. Cette étude comporte deux parties. Dans un premier temps, il s'agit de découvrir, d'identifier et d'essayer d'interpréter l'évolution de la réponse hydrologique des bassins de la normale à l'extrême. Ensuite, il s'agit d'utiliser les résultats issus de la première étape pour proposer des valeurs des paramètres du modèle caractéristiques des crues les plus fortes et utilisables en prédétermination.

Une fois que la paramétrisation des bassins par notre modèle aura été définie, il sera possible d'envisager l'association de notre modèle pluie-débit avec le générateur stochastique de pluie. Une étape de passage des pluies simulées horaires à des pluies simulées sur des pas de temps plus fins est alors indispensable. Nous présenterons la méthode choisie et les résultats obtenus. Ensuite, nous présenterons les simulations de débit réalisées avec notre modèle.

Enfin, une réflexion particulière sera conduite pour proposer une méthode de prédétermination des débits sur les petits bassins versants torrentiels non jaugés. En effet, sur un bassin jaugé, la disponibilité des données permet de proposer des solutions pour réaliser la prédétermination des débits. Sur un bassin non jaugé, les paramétrisations du modèle de génération stochastique de pluie et du modèle pluie-débit doivent être précisées.

Ce chapitre consacré à la prédétermination des débits de crue sur les petits bassins versants torrentiels sera subdivisé en deux parties. La 1^{ère} partie concernera l'étude de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels de la normale à l'extrême. La 2^{ème} partie du chapitre sera axée sur la proposition d'une méthode de prédétermination des débits de crue spécifiquement adaptée aux petits bassins versants torrentiels.

De la même manière qu'au chapitre II, lorsque nous mentionnerons une période de retour, il s'agira de la période de retour du débit de pointe des crues. Elle sera estimée selon la formule de Hazen²⁷ rapportée au nombre d'années de chaque échantillon de crues (Chow, 1964).

16 Réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême

D'après Oblé (1999), les crues extrêmes s'expliquent de trois manières différentes par rapport aux crues courantes. Il peut s'agir d'une situation exceptionnelle :

- au niveau des forçages climatiques. On range dans cette catégorie les événements pour lesquels les pluies sont très intenses par exemple. En général, il s'agit d'événements isolés sans incidence majeure sur les grands bassins. Certains systèmes convectifs de méso-échelle peuvent néanmoins entraîner des crues sur des bassins de plusieurs dizaines à plus de 100 km² (exemple de la crue du Gard en septembre 2002) ;
- au niveau des conditions initiales. Si le bassin est saturé, il devient très réactif. Cela concerne non seulement les longues périodes pluvieuses mais aussi les cas où de la neige en fusion est présente au sol. Si les sols sont gelés, toute infiltration est impossible et l'eau ruisselle dès le début des pluies ;
- correspondant à un fonctionnement inhabituel du bassin. Ce type de cas est beaucoup plus difficile à identifier et à interpréter. A titre indicatif, on citera l'exemple des bassins versants incendiés. Les premières années suivant l'incendie, les volumes écoulés augmentent, les débits de pointe sont plus élevés à pluviométrie égale et les temps de réponse des bassins sont plus courts (Sempere *et al.*, 1994 ; Martin & Lavabre, 2000 ; Fourcade, 2001). Cette situation ne perdure pas au-delà de 2 ou 3 saisons de végétation mais peut s'avérer critique juste après l'incendie.

En théorie, une crue extrême est donc liée à une situation exceptionnelle. En prédétermination, on extrapole vers les extrêmes un modèle calé sur des crues courantes. Dans le cadre de la méthode SHYPRE locale, ce sont les paramètres médians calculés sur les événements observés qui sont utilisés en prédétermination des débits de crue.

Comme nous l'avons vu à la fin du chapitre II, nous disposons de chroniques de pluie et de débit d'une durée comprise entre 10 et 15 ans pour plusieurs des bassins versants étudiés jusqu'ici. De plus, seuls sont conservés les événements au cours desquels une pluie journalière supérieure ou égale à 20 mm est enregistrée. De nombreuses crues sont ainsi retenues. Parmi ces événements, des crues fortes à extrêmes sont observées sur plusieurs années. Par conséquent, pour un bassin versant donné, nous avons la possibilité d'étudier la paramétrisation des crues par notre modèle dans une large gamme de fréquence des crues. Une telle étude peut aider à préciser les valeurs des paramètres à utiliser en extrapolation du modèle vers les extrêmes.

Avant d'analyser l'évolution des valeurs des paramètres de la normale à l'extrême, nous avons souhaité montrer les conséquences du choix des paramètres médians en reconstitution des débits.

²⁷ Rappel de la formule de Hazen (chapitre II) : $T = \frac{n_{an}}{i - 0.5}$

16.1 De la paramétrisation des crues à la paramétrisation des bassins versants

Pour évaluer les conséquences sur les résultats de modélisation du choix des valeurs des paramètres, nous testerons le jeu de paramètres médians en reconstitution des crues sur deux des bassins versants étudiés.

16.1.1 Méthodologie

Une calibration des paramètres est réalisée événement par événement sur toutes les crues disponibles pour un bassin versant donné. Le critère d'optimisation des paramètres est le critère de Nash. La valeur médiane de chaque paramètre est ensuite déterminée (tableau 16.1). Nous utilisons le jeu de paramètres médians ainsi obtenus pour transformer les pluies observées en débit. Notre objectif est de vérifier si de cette manière il est possible de reconstituer les lames écoulées maximales horaires et les débits de pointe de crue pour chaque événement ainsi que la distribution de fréquence des débits. Ces tests sont effectués sur les données issues de deux bassins versants aux réponses hydrologiques très contrastées : les bassins versants du Laval²⁸ et du Lumpenenbach.

La calibration des paramètres est réalisée à partir des débits moyens réels écoulés. Lorsque les paramètres médians sont utilisés en reconstitution des débits, on transforme la pluie observée en débits moyens calculés. Comme nous travaillons sur des crues observées, il est possible de calculer le rapport R_{obs} entre le débit de pointe instantané et le débit moyen maximal de crue pour chaque événement. Le débit de pointe calculé est évalué à partir du débit moyen maximal calculé en utilisant le rapport R_{obs} . Cette procédure est résumée au moyen des 2 équations suivantes, où QX et \overline{QX} désignent respectivement le débit de pointe et le débit moyen maximal :

$$R_{obs} = \frac{QX_{obs}}{\overline{QX}_{obs}} \quad \text{Équation 16-1}$$

$$QX_{cal} = \overline{QX}_{cal} \times R_{obs} \quad \text{Équation 16-2}$$

Nous évitons de cette manière un biais lié à la reconstitution des débits instantanés par inversion de la formule suivante :

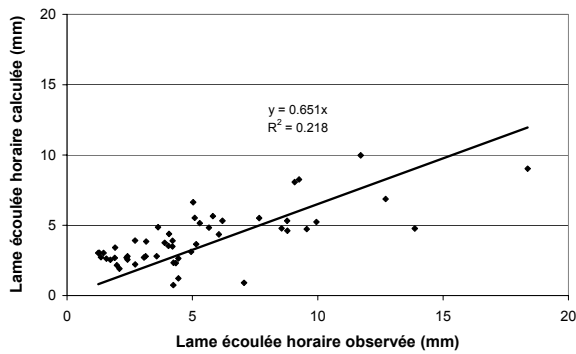
$$qh_i = \frac{q_i + q_{i-1}}{2} \quad \text{Équation 16-3}$$

avec : q_i , le débit instantané à l'instant i ;
 qh_i , le débit moyen calculé sur le pas de temps $[i-1 ; i]$.

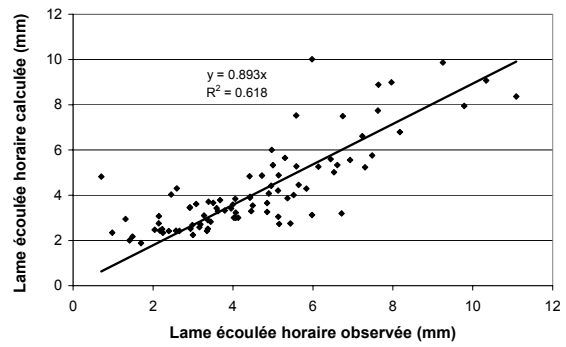
²⁸ Pour le bassin du Laval, 53 crues ont été utilisées pour l'estimation des paramètres médians. Un événement n'a pas pu être conservé lors de la transformation des pluies observées en débit au moyen du jeu de paramètres médians. Il s'agit de la crue du 30 mai 1998. Le cumul de pluie de cet événement (6,2 mm) est en effet inférieur à la valeur des pertes initiales médianes. La période de retour de cet événement est évaluée à 0,65 an.

Tableau 16.1 : Valeurs médianes des paramètres pour les bassins du Laval et du Lumpenenbach.

Sites	Bassins versants	X1 (%)	X2 (mm)	X3 (%)	X4 (h)	Nombre de crues
Draix	Laval	40.7	7.21	0.29	0.47	53
Suisse	Lumpenenbach	28.7	7.77	0.59	0.91	87

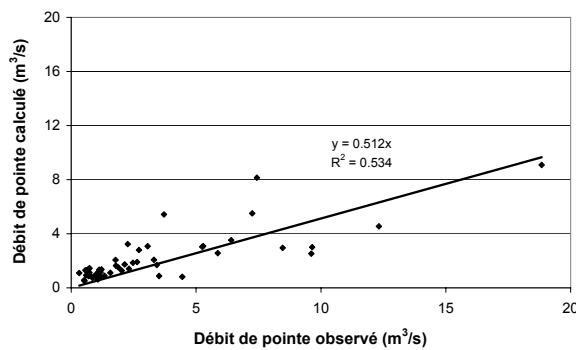


Laval

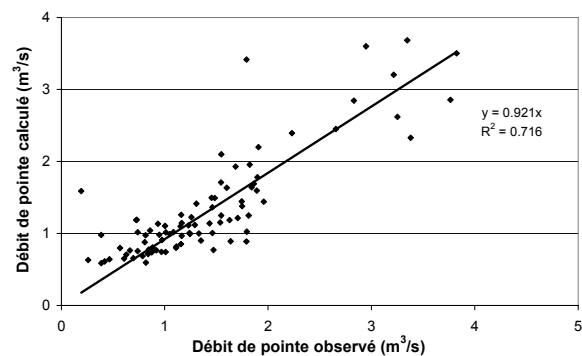


Lumpenenbach

(a) Reconstitution des lames écoulées horaires maximales crue par crue

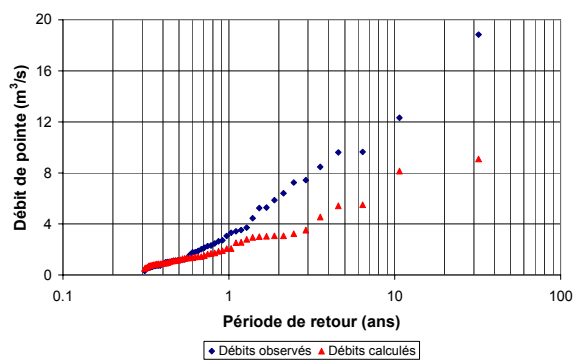


Laval

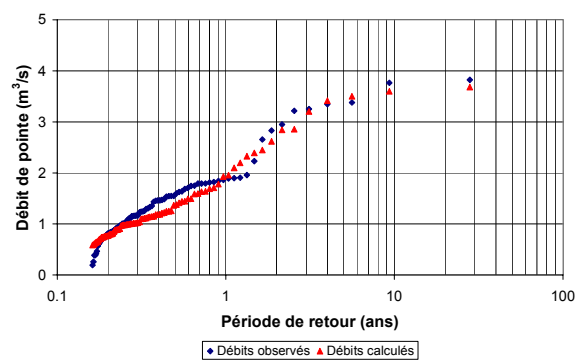


Lumpenenbach

(b) Reconstitution des débits de pointe crue par crue



Laval



Lumpenenbach

(c) Distribution de fréquence des débits de pointe

Figure 16.1 : Reconstitution des lames écoulées horaires et des débits de pointe sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach en adoptant les valeurs médianes pour tous les paramètres.

16.1.2 Résultats

Les résultats obtenus en reconstitution des lames écoulées maximales horaires et des débits de pointe crue par crue ainsi que ceux obtenus en reconstitution de la distribution de fréquence des débits sont présentés à la figure 16.1.

Dans le cas du bassin du Lumpenenbach, les résultats sont de bonne qualité. Le jeu de paramètres médians permet de reconstituer le débit de pointe de chaque crue avec un coefficient de corrélation linéaire significatif à plus de 99 %. Le coefficient directeur de la droite indique tout de même une sous estimation de 8 % en moyenne des débits de pointe de crue. La reconstitution des lames écoulées maximales horaires est également de bonne qualité. Malgré une sous estimation de 10 % en moyenne de la lame écoulée maximale horaire, le coefficient de corrélation linéaire est significatif à plus de 99 %.

Ces deux sous estimations enregistrées sur le bassin du Lumpenenbach n'ont rien de comparable avec celles qui sont constatées sur le bassin du Laval. En moyenne, on enregistre une sous estimation des débits de pointe de 49 % et des lames écoulées maximales horaires de 35 %. Par ailleurs, les coefficients de corrélation linéaire sont très faibles. Dans le cas des débits de pointe, le coefficient de corrélation linéaire reste significatif à plus de 99 %. Dans le cas des lames écoulées maximales horaires, il n'est plus significatif qu'à 90 %. Sur le bassin du Laval, l'utilisation du jeu de paramètres médians conduit à une sous estimation nette des lames écoulées maximales horaires et des débits de pointe de crue.

La sous estimation des débits de pointe se répercute sur la distribution de fréquence des débits de pointe. Sauf sur les crues les plus courantes d'une période de retour inférieure à 0,5 an, la distribution de fréquence des débits calculés est beaucoup plus faible que celle des débits observés. Sur ce bassin, le jeu de paramètres médians ne permet pas de reconstituer la distribution de fréquence des débits. A l'inverse, le jeu de paramètres médians est représentatif des crues du bassin du Lumpenenbach. La reconstitution de la distribution de fréquence des débits de pointe est de bonne qualité sur ce bassin.

16.1.3 Conclusion

Nous avons choisi à dessein deux bassins versants aux caractéristiques hydrologiques très différentes. Pour mémoire, on rappelle que le bassin du Laval appartient au 1^{er} groupe défini à la fin du chapitre III, tandis que celui du Lumpenenbach appartient au 3^{ème} groupe²⁹.

Le jeu de paramètres médians n'est pas représentatif de toutes les crues sur les bassins versants. Sur le bassin du Laval, les valeurs des paramètres médians correspondent à des crues courantes. On ne peut donc pas utiliser les valeurs médianes des paramètres pour reconstituer les crues extrêmes. La paramétrisation des crues doit évoluer de la crue normale à la crue extrême en fonction des caractéristiques hydrologiques des bassins. Pour chaque bassin versant, il faut étudier l'évolution des valeurs prises par chaque paramètre de la normale à l'extrême.

²⁹ Pour éviter toute confusion, on rappelle que l'expression « groupes de bassins versants » renvoie aux 3 groupes définis à la fin du chapitre IV (groupe n°1 = Laval, Lézarde, Alma, Erlenbach ; groupe n°2 = Marie-Agnès, Rimbaud, Latte et Sapine ; groupe n°3 = Rietholzbach, Lumpenenbach, Vogelbach et Brusquet). On ne confondra pas ces groupes avec les 3 échantillons de bassins versants définis à la fin du chapitre II.

16.2 Réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême

16.2.1 Remarques préliminaires

Notre modèle pluie-débit est un modèle descriptif des couples averse-crue. C'est un avantage pour analyser la réponse hydrologique d'un bassin versant. C'est un inconvénient en reconstitution des débits de crue avec un seul jeu de paramètres défini bassin par bassin. En effet, chaque crue possède un déroulement qui lui est propre et à chaque déroulement correspond une paramétrisation par notre modèle.

En prédétermination des débits de crue, on recherche une estimation des débits de pointe et des lames écoulées lors des crues extrêmes. Dans le cas de notre modèle pluie-débit, le choix d'une paramétrisation du modèle caractéristique de ce type d'événements paraît judicieux. L'analyse et l'identification de l'évolution des réponses hydrologiques des bassins versants de la normale à l'extrême peuvent aider à la proposition de valeurs des paramètres caractéristiques des crues les plus fortes.

Dans cette partie, nous ne sommes plus dans une étape de compréhension de la réponse hydrologique des bassins mais dans une étape d'analyse de cette réponse au moyen du modèle pluie-débit. Pour évaluer le comportement des bassins versants de la normale à l'extrême, nous fixons X3. De cette façon, nous souhaitons limiter les risques de compensation entre X1 et X3 ainsi que les risques d'interdépendance entre les paramètres X3 et X4. Nous nous assurons ainsi de l'indépendance de la fonction de production et de la fonction de transfert du modèle sur toutes les crues de tous les bassins. Si les valeurs prises par un paramètre présentent une évolution de la normale à l'extrême, cette évolution ne pourra pas être attribuée aux liens susceptibles d'apparaître dans certains cas entre les paramètres du modèle.

En procédant de cette façon, aucune information n'est disponible sur une éventuelle évolution du paramètre X3 de la normale à l'extrême. Néanmoins, c'est surtout la valeur de X1 qui détermine sur les petits bassins versants torrentiels le débit de pointe et le volume écoulé autour de la pointe. En outre, la valeur de X3 est influencée par l'allure des décrues, leur durée et donc le mode de découpage des événements. Par conséquent, fixer X3 à sa valeur médiane ne pose pas de problème du point de vue de la prédétermination des débits. En revanche, le lecteur ne s'étonnera pas de ne pas retrouver des valeurs de X1, de X2 ou de X4 égales à celles qui sont indiquées au chapitre III. Des différences notables seront possibles aussi en ce qui concerne le rapport entre les lames écoulées par vidange du réservoir et les lames produites par écoulement direct.

Dans ce qui suit, nous présenterons les résultats obtenus pour X4 puis pour X1 et X2, en fonction de la classification des bassins versants proposée à la fin du chapitre III.

16.2.2 Méthodologie

Notre modèle pluie-débit est issu de l'analyse directe des 20 plus fortes crues enregistrées sur les 7 bassins versants de l'échantillon n°1. Pour étudier l'évolution des paramètres de la crue normale à la crue extrême, nous optimisons les valeurs des paramètres sur tous les couples averse-crue enregistrés sur un bassin donné. Par conséquent, nous sommes parfois confrontés à des problèmes concernant :

- les incertitudes d'estimation des pluies à l'origine des crues pouvant entraîner des erreurs relatives plus importantes pour les crues courantes que pour les crues rares ;
- une plus forte variabilité des déterminismes à l'origine des crues courantes ;
- les limites d'application de notre outil.

Ces problèmes ne concernent toutefois que les crues les plus courantes.

En pratique, nous effectuons deux calibrations successives des paramètres du modèle. A chaque calibration, le critère d'optimisation est le critère de Nash. La première calibration a pour objectif de déterminer la valeur médiane de X3. Lors de la deuxième calibration, X3 est fixé pour chaque bassin à sa valeur médiane et les valeurs des trois autres paramètres du modèle sont optimisées.

Cette étude est réalisée sur 10 des 13 bassins versants dont les crues ont été analysées au pas de temps 10 minutes dans le chapitre III (tableau 16.2). Les bassins versants du Mont Lozère ainsi que le bassin versant du Vaubarnier n'ont pas été conservés pour cette étude. Trop peu de crues sont en effet disponibles sur ces trois bassins.

Tableau 16.2 : Valeurs médianes des paramètres des 10 bassins versants obtenues lors de la première calibration du modèle pluie-débit.

Groupes	Bassins versants	X1 (%)	X2 (mm)	X3 (%)	X4 (h)	Nombre de crues	Surface (km ²)
n°1	Laval	40.7	7.2	0.29	0.47	53	0.86
	Erlenbach	46.1	8.4	1.01	1.00	87	0.64
	Alma	13.2	10.8	0.17	0.65	89	4.31
	Lézarde	22.05	15.3	0.19	1.10	102	12.99
n°2	Marie-Agnès	13.2	15.3	0.11	1.51	91	16.49
	Rimbaud	22.3	27.8	0.21	1.83	101	1.5
n°3	Lumpenbach	28.7	7.8	0.59	0.91	87	0.93
	Vogelbach	27.9	8.4	0.50	0.92	116	1.55
	Rietholzbach	18.7	7.8	0.20	1.88	77	3.31
	Brusquet	7.4	9.3	0.06	1.35	49	1.08

16.2.3 Paramétrisation de la fonction de transfert

Dans cette partie, tous les résultats obtenus dans le cadre de l'analyse de la paramétrisation de la fonction de transfert de la normale à l'extrême seront présentés. Les bassins versants de Draix aideront à illustrer notre propos. Pour les 8 autres bassins versants, on pourra se référer au paragraphe 1.1 de l'annexe VII.

16.2.3.1 Résultats

Avec des temps de montée généralement courts, la dynamique des crues des 10 petits bassins versants torrentiels étudiés ici est rapide. La dynamique des crues est en moyenne plus rapide pour les bassins versants du 1^{er} groupe que pour les bassins versants des deux autres groupes. Sur les bassins versants du Rimbaud et du Rietholzbach, on enregistre même des valeurs médianes de X4 de l'ordre de 95 minutes (tableau 16.2).

En outre, la dynamique des crues est plus rapide pour les crues extrêmes que pour les crues courantes. Sur tous les bassins, on observe une tendance à l'accélération de la réponse hydrologique des bassins lorsque le débit de pointe augmente. Cette accélération se traduit par une réduction du temps de montée de l'hydrogramme unitaire avec la période de retour des

débites de pointe. Cependant, au-delà d'une période de retour comprise entre un et 2 ans, la valeur de X4 ne diminue plus. Lors des crues extrêmes, la valeur de X4 se stabilise. Au-delà d'une période de retour comprise entre un et 2 ans, la fonction de transfert est donc stable pour la majorité des bassins versants (figure 16.2, annexe VII).

Sur les bassins versants du Brusquet et du Rietholzbach, on note tout de même que la variabilité de X4 reste élevée au-delà d'une période de retour annuelle. La stabilisation de X4 semble toujours vérifiée mais la zone de transition est beaucoup moins nette que sur les autres bassins versants.

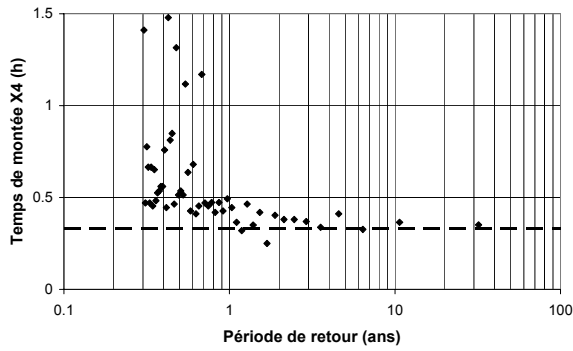
La non-linéarité de la fonction de transfert de la normale à l'extrême pose le problème du choix de la valeur de X4 en prédétermination des débits de crue. Or, dans le cas des petits bassins versants torrentiels, la non-linéarité de la fonction de transfert est surtout sensible sur les crues courantes. Pour les crues extrêmes, il existe une fonction de transfert limite qui correspond à la valeur limite de X4. Cette fonction de transfert limite est propre à chaque bassin.

Les valeurs limites du temps de montée de l'hydrogramme unitaire sont indiquées dans le tableau 16.3. Elles sont inférieures aux valeurs médianes. L'écart entre les valeurs médiane et limite de X4 est même très important sur certains bassins. C'est le cas par exemple du bassin du Rimbaud. La valeur médiane de X4 n'est donc pas représentative de la dynamique des crues extrêmes. La valeur limite de X4 l'est davantage. Son utilisation en prédétermination devrait faciliter l'extrapolation du modèle vers les extrêmes.

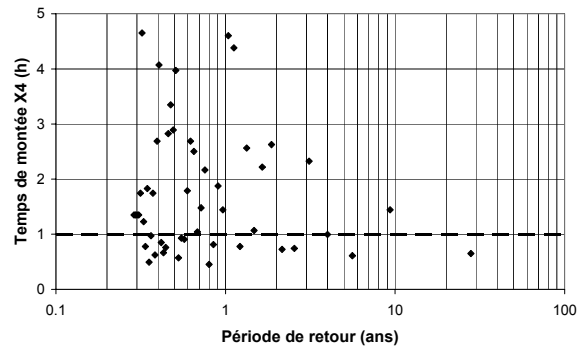
16.2.3.2 Analyse des résultats

L'accélération puis la stabilisation du temps de montée de l'hydrogramme unitaire traduit une évolution de la dynamique des crues des petits bassins versants torrentiels de la normale à l'extrême. Une explication de cette évolution nous est proposée par Minshall (1960). Sur plusieurs petits bassins versants des Etats-Unis, Minshall a montré que le temps de montée des crues diminuait en fonction de l'intensité de la pluie. Nous avons donc représenté l'évolution de X4 en fonction du cumul maximal de pluie horaire de chaque événement (figure 16.3, annexe VII). Comme Minshall, nous constatons que, dès que l'intensité dépasse un seuil d'intensité de pluie, le paramètre X4 prend une valeur de l'ordre de la valeur limite mise en évidence précédemment. Une estimation de la gamme de valeurs de l'intensité des pluies au-delà de laquelle le temps de montée de l'hydrogramme unitaire se stabilise est donnée au tableau 16.3. Cette estimation a été réalisée directement à partir des graphiques donnant l'évolution de X4 en fonction de la pluie maximale horaire.

L'évaluation de la valeur du seuil d'intensité des pluies présente des difficultés variables selon les bassins. En effet, sur un bassin versant comme le Laval, l'évolution des valeurs de X4 est très franche (figure 16.3 (a)). Sur d'autres bassins, l'évolution est beaucoup plus progressive. C'est le cas par exemple du bassin de Marie-Agnès. L'effet du laminage des crues du bassin de Marie-Agnès par le paléo-lac peut être à l'origine de cette diminution progressive de X4. Sur le bassin du Lumpenbach, on note que X4 tend vers sa valeur limite mais ne l'a pas encore atteinte. Sur le bassin de la Lézarde, la variabilité de X4 au-delà d'une intensité de pluie de 50 mm/h reste assez forte. Enfin, sur le bassin du Brusquet, au-delà de 20 mm/h, X4 atteint une valeur limite d'environ 30 minutes (figure 16.3 (b)). Cette valeur limite est plus faible que celle qui a été estimée à la figure 16.2.



(a) Laval

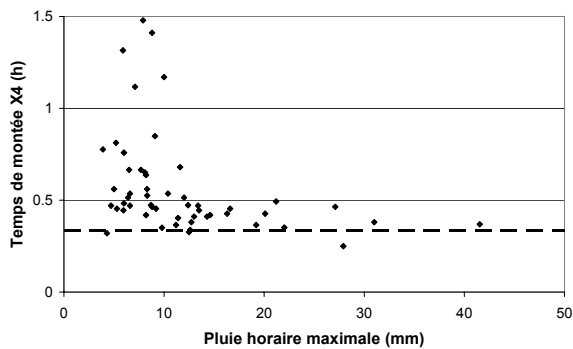


(b) Brusquet

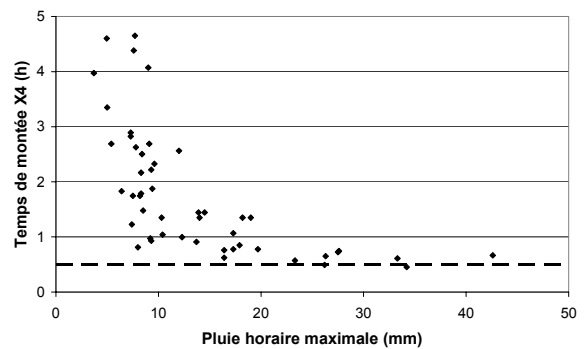
Figure 16.2 : Valeurs optimisées de X4 pour les BVRE de Draix.

Tableau 16.3 : Valeurs limites de X4 pour les 10 bassins versants.

Groupes	Bassins versants	X4 médians (minutes)	X4 limite (minutes)	Pluie maximale horaire (mm/h)	Nombre de crues	Surface (km ²)
n°1	Laval	28.4	20	15	53	0.86
	Erlenbach	59.8	35	20-25	87	0.64
	Alma	39.1	25	40-50	89	4.31
	Lézarde	66.3	30	50-60	102	12.99
n°2	Marie-Agnès	90.8	60	50-60	91	16.49
	Rimbaud	109.9	30	20-30	101	1.5
n°3	Lumpenenbach	54.5	30	20-25	87	0.93
	Vogelbach	55.2	25	20-25	116	1.55
	Rietholzbach	112.5	60	20	77	3.31
	Brusquet	80.8	60	20	49	1.08



(a) Laval



(b) Brusquet

Figure 16.3 : Evolution de X4 en fonction de l'intensité des pluies pour les BVRE de Draix.

Au chapitre III, nous avons vu que la paramétrisation des crues du bassin du Brusquet évoluait selon que la pluie à l'origine de la crue correspondait à un orage estival ou à une longue période pluvieuse peu intense. Un temps de montée de 60 minutes correspond donc plus à une valeur intermédiaire entre le temps de réponse du bassin lors des orages et le temps de réponse du bassin lors des longues périodes pluvieuses, qu'à une valeur limite du temps de réponse du bassin, toutes crues confondues. Sur la figure 16.2 (b), on constate d'ailleurs que les deux crues les plus fortes enregistrées sur le bassin du Brusquet conduisent à des valeurs de X_4 de 30 et 90 minutes. Des résultats similaires sont observés sur le bassin du Rietholzbach.

Ces remarques doivent nous inciter à distinguer les paramètres de la pluie à l'origine d'un temps de montée bref et les paramètres de la pluie à l'origine d'une crue forte : les valeurs de X_4 s'expliquent en fonction de l'intensité des pluies ; s'ajoutent à l'intensité, la structure des averses et les pluies antérieures pour expliquer les valeurs du débit de pointe. Il ne s'agit pas pour l'instant de préciser davantage la valeur limite de X_4 sur les bassins du Brusquet et du Rietholzbach, le choix dépendant a priori des objectifs à atteindre et de la qualité recherchée.

A ce stade de notre étude, outre le seuil de cumul de pluie utilisé dans le modèle pour déterminer le début de l'écoulement, un seuil d'intensité de pluie est ainsi mis en évidence. Celui-ci détermine le temps de montée de la crue. Ces deux seuils, de cumul et d'intensité, font partie des caractéristiques connues des écoulements sur les petits bassins versants torrentiels (Borges, 1993). Leurs valeurs sont généralement fonction des caractéristiques physiques et climatiques propres à chaque bassin versant.

La stabilisation du temps de montée pour les fortes crues implique que la réponse hydrologique des bassins est spécifique et similaire lors des crues les plus fortes. En partant de l'hypothèse qu'un petit bassin versant présente des caractéristiques physiques assez homogènes, la variabilité des mécanismes à l'origine des crues est faible surtout pour les crues fortes. Par conséquent, on peut interpréter une valeur limite de X_4 comme un temps d'activation minimal du bassin, dépendant des conditions initiales et des conditions de forçage climatique. Il ne s'agit pas d'un temps de concentration, dont le sens en hydrologie est bien défini (Chow, 1964). Cette interprétation de la stabilisation de X_4 reste valable sur les bassins du Rietholzbach et du Brusquet. En revanche, il faut tenir compte des deux typologies de pluie à l'origine des crues pour interpréter les deux valeurs limites de X_4 .

En ce qui concerne les valeurs numériques prises par les valeurs limites de X_4 , on explique à l'heure actuelle plus facilement les différences enregistrées entre bassins voisins que les valeurs numériques elles-mêmes. Ainsi, entre les trois bassins voisins de la vallée de l'Alptal par exemple, les différences peuvent s'interpréter en fonction de la forme de chaque bassin. Plus le bassin a une forme allongée, plus la valeur limite de X_4 est importante. Pour les bassins versants de Draix, les différences peuvent s'interpréter en fonction de la couverture végétale. En effet, la présence de forêt sur le bassin du Brusquet contribue à la formation d'une couche superficielle de sol qui ralentit l'activation du bassin versant lors des crues, y compris lors des orages brefs et intenses.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est cependant difficile d'expliquer les valeurs numériques elles-mêmes, excepté à la Martinique où les valeurs limites de X_4 sont assez bien corrélées à la surface des bassins versants. D'une manière générale, on comprend l'importance de certains paramètres physiques telles que la surface, les pentes, la densité du réseau de drainage ou la forme du bassin versant. A ces caractéristiques physiques assez

stables au cours du temps (au moins à l'échelle de la durée de vie moyenne d'un être humain), il faut ajouter les conditions de forçage climatique et les conditions initiales de saturation. Les processus hydrologiques principaux à l'origine des écoulements interviennent également. Compte tenu des durées mises en jeu, il s'agit de processus hydrologiques permettant des réponses rapides. Des écoulements de surface ou des écoulements hypodermiques sur des distances courtes peuvent être envisagés (Gaume *et al.*, 2004). Ces types d'écoulement concordent avec les remarques faites au chapitre III. Néanmoins, on comprend aisément que le temps d'activation des bassins évolue aussi en fonction de la nature des processus hydrologiques dominants. D'autres recherches sont indispensables si on souhaite progresser dans cette voie. Pour cela, les données de terrain en notre possession doivent être complétées.

16.2.3.3 Conséquences pour la paramétrisation de l'hydrogramme unitaire

Tous paramètres égaux par ailleurs, nous avons vu au chapitre IV que le raidissement de l'hydrogramme unitaire induisait une augmentation du débit de pointe. Si on souhaite fixer la valeur de X4 en extrapolation du modèle vers les extrêmes, l'utilisation de la valeur limite du temps de montée se justifie davantage que le choix de la valeur médiane. En prédétermination des débits, ce sont les crues extrêmes qui nous intéressent. Or, la valeur médiane de X4 ne correspond pas à la dynamique de ces crues.

Compte tenu des relations mises en évidence entre la pluie maximale horaire et les valeurs de X4, nous pourrions aussi opter pour une paramétrisation de X4 en fonction de l'intensité des pluies. Une telle approche conduirait à traduire l'évolution de X4 par une fonction puissance décroissante à asymptote horizontale. Ce serait surtout intéressant pour les crues courantes qui ne sont pas les plus importantes en prédétermination. De plus, en introduisant une loi exprimant X4 en fonction de l'intensité des pluies, on risque, au lieu de simplifier la paramétrisation du modèle, de la complexifier. En effet, quelque soit l'expression analytique de X4, il sera nécessaire d'en estimer les valeurs des coefficients. Dans ce cas, au lieu de n'avoir que la valeur de X4, on risque d'avoir plusieurs valeurs de coefficients à estimer.

Pour finir, nous avons voulu tester sur un exemple l'intérêt d'utiliser la valeur limite de X4 en reconstitution des crues. Ce test a été conduit de la même manière qu'au paragraphe 16.1 sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach. Les trois autres paramètres du modèle pluie-débit restent égaux à leurs valeurs médianes respectives. Les résultats obtenus sont présentés à la figure 16.4.

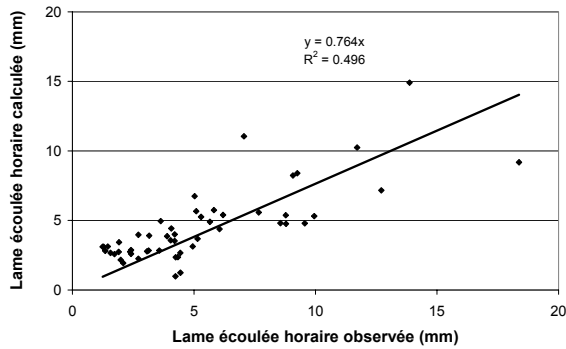
Par rapport aux résultats de la figure 16.1, sur le bassin du Lumpenenbach, le choix de la valeur limite de X4 permet d'améliorer la reconstitution des lames écoulées horaires maximales. En revanche, ce choix conduit à une surestimation des débits de pointe de crue. Événement par événement, même si la corrélation linéaire indiquée à la figure 16.4 (b) reste significative à plus de 99 %, le coefficient directeur de la droite indique une surestimation moyenne de 17 % des débits de pointe observés. Cette surestimation est bien visible sur la distribution de fréquence des débits.

Sur le bassin du Laval, tous les résultats sont améliorés par rapport à ceux présentés à la figure 16.1. Néanmoins, l'estimation des débits de pointe souffre encore d'une sous estimation assez importante. Par rapport aux résultats obtenus en utilisant la valeur médiane de X4, les résultats de la figure 16.4 mettent en évidence :

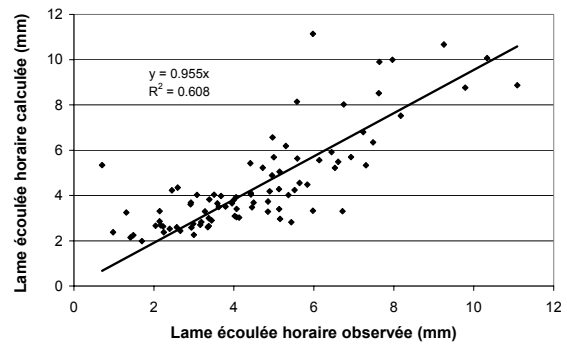
- une surestimation des débits de pointe et une dégradation des résultats sur le bassin du Lumpenenbach ;

- une amélioration des estimations des débits de pointe sur le bassin du Laval. On note toutefois une sous estimation toujours importante des débits de pointe de crue.

Malgré ces observations, le choix de la valeur limite de X4 va théoriquement dans le sens de la représentation des crues extrêmes sur ces deux bassins versants. Ces résultats doivent désormais nous inciter à analyser également la paramétrisation de la fonction de production.

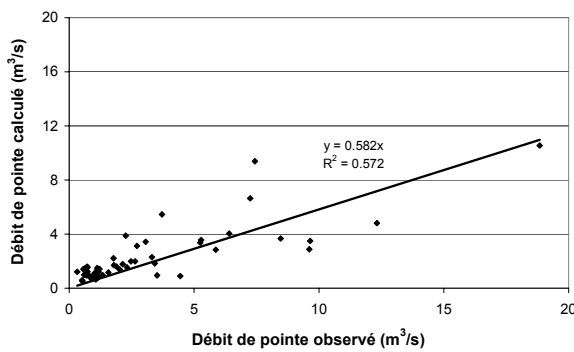


Laval

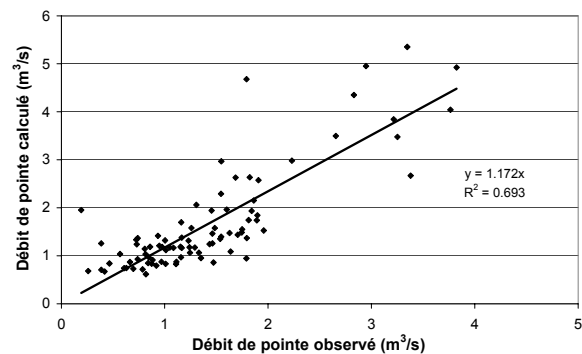


Lumpenenbach

(a) Reconstitution des lames écoulées horaires maximales crue par crue

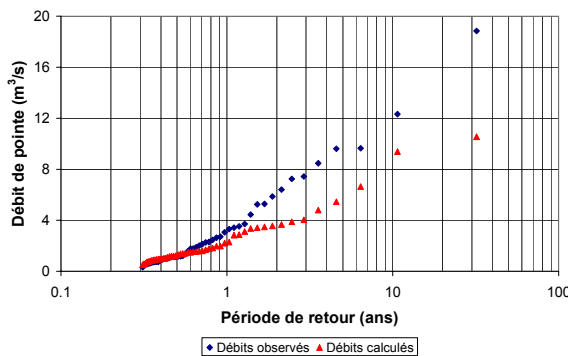


Laval

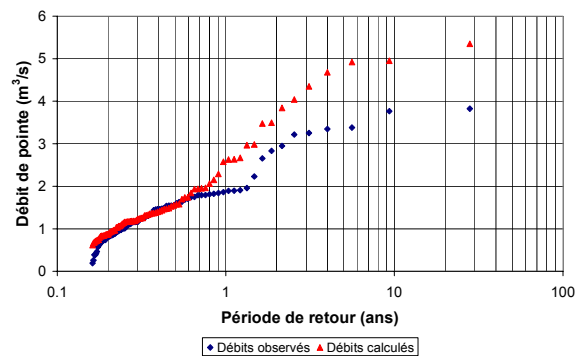


Lumpenenbach

(b) Reconstitution des débits de pointe crue par crue



Laval



Lumpenenbach

(c) Distribution de fréquence des débits de pointe

Figure 16.4 : Reconstitution des lames écoulées horaires et des débits de pointe sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach avec X4 fixé à sa valeur limite.

16.2.3.4 Conclusion

Sur les 10 bassins versants étudiés, nous avons observé une tendance à l'accélération de la fonction de transfert de la normale à l'extrême. Au-delà d'une période de retour annuelle, le temps de montée de l'hydrogramme unitaire se stabilise. La non-linéarité du transfert sur les petits bassins versants torrentiels est surtout sensible sur les crues courantes. Pour les crues rares, il existe généralement une valeur limite du temps de montée de l'hydrogramme unitaire. Dans le cadre de la prédétermination des débits, ce résultat indique qu'au-delà d'une période de retour annuelle, le paramètre de la fonction de transfert peut être fixé à sa valeur limite.

Sur les bassins versants du Rietholzbach et du Brusquet, la paramétrisation de l'hydrogramme unitaire est plus problématique. La valeur limite de X4 devrait sans doute être fixée en fonction de la typologie des pluies (90 minutes pour une pluie longue et peu intense, 30 minutes pour un orage bref et intense). Cependant, en première approximation, nous conserverons une valeur limite de X4 intermédiaire entre celle correspondant aux orages brefs et intenses et celle correspondant aux pluies longues et peu intenses. Nous considérerons donc que la valeur limite de X4 pour ces deux bassins vaut 60 minutes.

Ces remarques sur la linéarité du transfert pour les crues extrêmes ainsi que les résultats obtenus en reconstitution des débits sur deux petits bassins versants torrentiels nous conduisent maintenant à analyser aussi l'évolution des paramètres de la fonction de production du modèle de la normale à l'extrême. Il est intéressant de savoir si des tendances d'évolution des valeurs des paramètres de la fonction de production se dégagent également de la normale à l'extrême. Ainsi, on peut espérer obtenir non seulement de bonnes indications sur la production de pluie nette à partir de la pluie brute pendant les crues extrêmes mais aussi des gammes de valeurs réalistes pour les autres paramètres du modèle. L'étude de l'extrapolation du modèle vers les extrêmes sera alors complète.

16.2.4 Paramétrisation de la fonction de production

Pour analyser la paramétrisation de la fonction de production de la normale à l'extrême, il faut analyser les valeurs prises par les paramètres X1 et X2 ainsi que par le rapport calculé entre le volume écoulé par X1 et le volume écoulé total. Cette analyse sera d'abord effectuée sur le bassin versant du Rimbaud (figure 16.5). Les tendances d'évolution des paramètres constatées sur ce bassin en fonction de la période de retour des crues sont en effet représentatives des tendances moyennes d'évolution des paramètres observées sur tous les bassins. Sur les autres bassins, nous observons parfois des variations autour de ces tendances moyennes (annexe VII). Ces variations seront exposées ultérieurement.

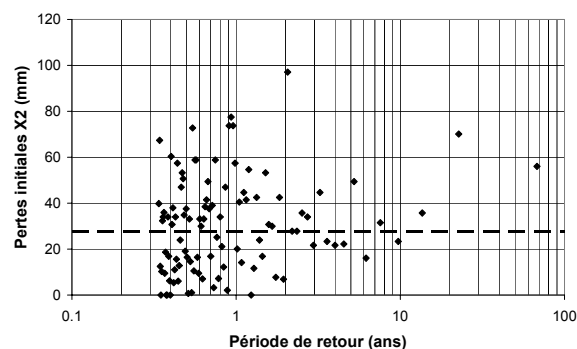
16.2.4.1 Résultats : cas du bassin versant du Rimbaud

16.2.4.1.1 Pertes initiales

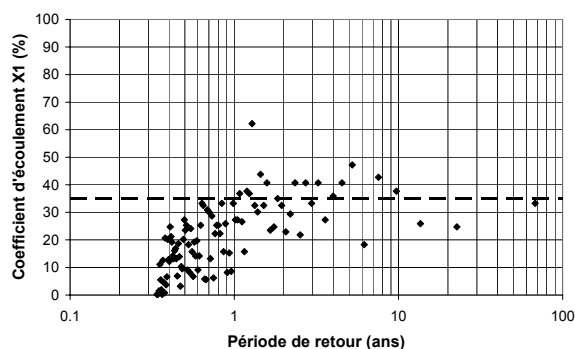
Aucune évolution nette des valeurs prises par ce paramètre n'est constatée de la normale à l'extrême. La variabilité de X2 est très importante dans toute la gamme de fréquence. Sur les bassins versants au fonctionnement de type saturation des zones contributives, on peut penser qu'il existe un lien entre ce paramètre et les pluies antérieures. Sur les bassins versants au fonctionnement plutôt hortonien, ce sont davantage la structure et l'intensité des pluies en début d'événement qui expliquent les valeurs des pertes initiales. En événementiel, il est très difficile de caractériser et de quantifier simplement de tels liens, surtout en ce qui concerne les pluies antérieures. Nous nous contentons donc volontairement de les signaler sans les approfondir.

En revanche, puisque les valeurs de X2 ne présentent pas de tendance particulière d'évolution de la normale à l'extrême, on peut considérer que les valeurs médianes sont représentatives des pertes initiales enregistrées au début des événements.

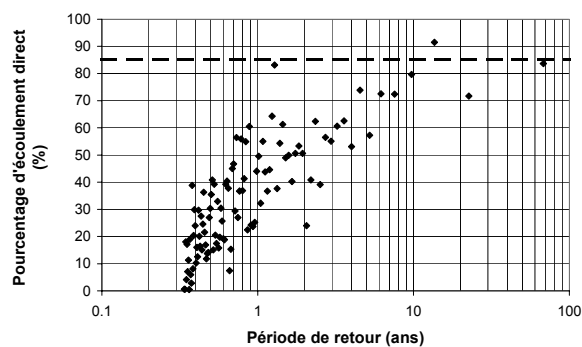
Si pour le paramètre X2 aucune tendance n'est visible, pour X1 et pour le pourcentage d'écoulement direct, les résultats sont différents.



(a) Pertes initiales



(b) Coefficient d'écoulement direct



(c) Pourcentage d'écoulement direct

Figure 16.5 : Evolution de la normale à l'extrême des valeurs prises par les paramètres de la fonction de production, exemple du bassin du Rimbaud.

En pointillés, on indique la valeur médiane des pertes initiales et les valeurs limites du coefficient d'écoulement direct et du pourcentage d'écoulement direct.

Tableau 16.4 : Valeurs limites et médianes des paramètres de la fonction de production.

Groupes	Bassins versants	X1 limite (%)	X1 médian (%)	X2 médian (mm)	X3 médian (%)	Écoulement direct (%)
n°1	Laval	65-70	40.7	7.2	0.29	95-100
	Erlenbach	70-80	46.1	8.4	1.01	95-100
	Alma	> 50	13.2	10.8	0.17	95
	Lézarde	> 50	22.05	15.3	0.19	90
n°2	Marie-Agnès	20-25	13.2	15.3	0.11	80
	Rimbaud	35	22.3	27.8	0.21	85
n°3	Lumpenbach	25	28.7	7.8	0.59	70
	Vogelbach	20	27.9	8.4	0.50	70
	Rietholzbach	20-50	18.7	7.8	0.20	75
	Brusquet	25	7.4	9.3	0.06	80

16.2.4.1.2 Coefficient d'écoulement direct

Sur la figure 16.5 (b), on note une tendance à l'augmentation de X1 de la normale à l'extrême. De plus, à part une crue, de période de retour 1,3 an tout à fait en dehors du nuage de point, les valeurs de X1 tendent même vers une valeur limite. On peut estimer cette valeur limite à environ 35 %. Cette valeur est supérieure à la valeur médiane de X1 estimée à 22,3 % sur ce bassin (tableau 16.2). Elle reste faible par rapport à la gamme des valeurs possibles pour ce paramètre. Une variabilité des valeurs de X1 subsiste autour de cette valeur limite mais la tendance générale d'évolution est visible.

Sur le bassin versant du Rimbaud, les valeurs de X1 augmentent de la normale à l'extrême, puis se stabilisent au-delà d'une période de retour annuelle. Cette tendance à l'augmentation des valeurs de X1 est observée partout sauf sur les bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach. La stabilisation des valeurs est vérifiée dans la plupart des cas, excepté sur les bassins de l'Alma et de la Lézarde.

16.2.4.1.3 Pourcentage d'écoulement direct

On observe là aussi une tendance nette à l'augmentation des valeurs de ce pourcentage de la normale à l'extrême, suivie d'une stabilisation de sa valeur sur les crues les plus fortes. Néanmoins, on comprend bien, compte tenu de l'évolution de X1 et de la valeur fixe de X3, que cette évolution est logique. Elle correspond davantage à une conséquence des choix méthodologiques effectués dans le cadre de cette étude qu'à une évolution de la réponse hydrologique du bassin. La valeur limite sur le bassin du Rimbaud est d'environ 85 %. Ainsi, même lors des crues extrêmes, 15 % de la lame écoulée totale est expliquée par la vidange du réservoir.

Dans certains cas, comme sur le bassin du Laval par exemple, cette tendance à l'augmentation est beaucoup plus nette et se produit beaucoup plus tôt dans les périodes de retour.

16.2.4.2 Résultats : cas des 3 groupes de bassins

Les figures correspondantes sont disponibles au paragraphe 1.2 de l'annexe VII. Les valeurs limites de X1 et du pourcentage d'écoulement direct ainsi que les valeurs médianes de X2 et de X3 sont rappelées au tableau 16.4.

16.2.4.2.1 Bassins versants du groupe n°1

Le groupe n°1 regroupe les bassins versants présentant les débits spécifiques de crue les plus élevés. On enregistre sur ces bassins des valeurs limites du pourcentage d'écoulement direct très élevées. Même sur le bassin de l'Erlenbach où la valeur médiane de X3 est relativement élevée, l'écoulement direct explique 85 à 100 % de l'écoulement total lors des crues les plus fortes. Une première indication du fonctionnement de ces bassins lors des crues extrêmes concerne donc la possibilité de supprimer les apports par vidange du réservoir.

L'analyse de l'évolution du paramètre X1 met en évidence que les valeurs limites enregistrées sur les bassins du groupe n°1 sont plus élevées que celles des deux autres groupes. Les valeurs limites sont fortes à très fortes mais nous n'enregistrons pas de valeurs limites proches de 100 %.

Pour les bassins de l'Erlenbach et du Laval, des valeurs limites de 70 % pour le paramètre X1 sont de l'ordre de grandeur respectivement du pourcentage de zones humides et du pourcentage de zones dénudées caractérisant la surface de ces bassins. Sur ces 2 bassins, le

paramètre X1 avait été interprété comme un pourcentage du bassin répondant à 100 % de la pluie. Dans le cas des crues extrêmes, on retrouve un résultat allant dans ce sens.

Sur les deux bassins martiniquais, le paramètre X1 avait été interprété plutôt comme un pourcentage de la pluie affectant 100 % de la superficie des bassins. On pouvait donc s'attendre à ce que plus les pluies présentent des cumuls et des intensités fortes, plus les crues présentent des débits de pointe élevés et plus le paramètre X1 augmente. Sur les figures de l'annexe VII, on note que pour ces deux bassins la tendance à la stabilisation de X1 n'est pas aussi nette que sur les bassins du Laval ou de l'Erlenbach. Au contraire, X1 aurait plutôt tendance à croître encore. Des erreurs d'interprétation des résultats sont possibles en fonction de la qualité des données et/ou des problèmes d'échantillonnage. Pour les deux bassins martiniquais, on considérera dans un premier temps que des valeurs de X1 de 35 % sur l'Alma et de 45 % sur la Lézarde correspondent à des crues fortes mais que des valeurs plus fortes de X1 sont possibles.

Compte tenu de ces observations et de l'interprétation de X1, l'utilisation de valeurs limites sur ces quatre bassins n'aura pas les mêmes conséquences. Sur les bassins du Laval et de l'Erlenbach, une valeur limite devrait être assez représentative de l'ensemble des crues. En revanche, à la Martinique, on peut s'attendre à ce que l'utilisation d'une valeur forte de X1 conduise à une surestimation des débits de pointe pour les crues courantes et à une sous estimation des débits de pointe pour les crues extrêmes.

16.2.4.2.2 Bassins versants du groupe n°2

Sur le bassin de Marie-Agnès, les résultats enregistrés sont similaires à ceux du bassin du Rimbaud. Les valeurs de X1 augmentent de la normale à l'extrême et se stabilisent au-delà d'une période de retour annuelle aux alentours de 20 %. Les valeurs enregistrées pour les bassins de ce groupe sont plus faibles que celles des bassins du groupe n°1.

Le pourcentage d'écoulement direct se stabilise dans une gamme de valeurs comprises entre 60 % et 80 %. Les apports sous forme de vidange du réservoir représentent entre 20 % et 40 % de l'écoulement total pour le bassin de Marie-Agnès. On ne peut donc pas supprimer les apports par vidange sur les bassins versants du groupe n°2 même lors des crues extrêmes.

16.2.4.2.3 Bassins versants du groupe n°3

Les bassins versants de ce groupe présentent les débits spécifiques les plus faibles. D'après la classification des bassins proposée au chapitre III, ces bassins sont aussi particulièrement sensibles aux conditions initiales et aux conditions de forçage. De ce fait, ils présentent les réponses les plus complexes et les plus variables. Au niveau de l'évolution des paramètres de la fonction de production, cela se traduit par davantage de variations autour des tendances moyennes que pour les bassins des groupes n°1 et n°2.

En ce qui concerne le pourcentage d'écoulement direct, on constate toujours la même évolution. Cependant, la variabilité d'une crue forte à l'autre est parfois assez marquée. C'est le cas par exemple pour les bassins versants du Vogelbach et du Lumpenenbach. Les valeurs enregistrées sont du même ordre de grandeur que celles du groupe n°2.

Les évolutions du paramètre de production X1 sont plus complexes. Sur le bassin du Brusquet, on enregistre une valeur limite d'environ 25 %. Cependant, compte tenu des autres valeurs prises par ce paramètre et de la valeur médiane de ce paramètre qui est 3,4 fois plus faible que la valeur limite estimée, l'utilisation de la valeur limite risque de conduire à des

surestimations des débits. En fait, comme sur le bassin du Laval, on pourrait aussi envisager de retenir une valeur limite de l'ordre du pourcentage de terrain nu, soit environ 15 %.

Sur le bassin du Rietholzbach, il existe visiblement deux gammes de valeurs différentes de X1 pour les crues les plus fortes. Sur les 7 crues maximales enregistrées, 3 présentent des valeurs de X1 d'environ 20 % et 4 d'environ 50 %. Ces deux gammes de valeurs correspondent à la typologie des pluies :

- lors des longues périodes pluvieuses et peu intenses : les valeurs de X1 sont de l'ordre de 50 % ;
- lors des orages brefs et intenses : les valeurs de X1 sont d'environ 20 %.

La définition d'une valeur limite dans ces conditions est impossible. En revanche, on peut soit définir la valeur de X1 en fonction de la typologie des pluies à l'origine des crues, soit utiliser les deux valeurs différentes pour définir deux gammes de réponse du bassin.

Sur les bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach, l'évolution du paramètre X1 de la normale à l'extrême est beaucoup plus surprenante (figure 16.6). Effectivement, on enregistre une variabilité très forte de ce paramètre sur les crues courantes. Pour certaines crues dont la période de retour est comprise entre 0,5 et un an, on enregistre même des valeurs de X1 supérieures à 50 ou 60 %. Au-delà d'une période de retour annuelle, les valeurs de X1 décroissent pour se stabiliser aux alentours de 25 % sur le Lumpenenbach et 20 % sur le Vogelbach.

Cette évolution peut s'expliquer par des conditions initiales plus humides au début de ces crues qu'au début des crues extrêmes, associées à des pluies moins intenses que lors des crues extrêmes. Quoiqu'il en soit, nous retiendrons surtout que les valeurs de X1 obtenues pour les crues extrêmes sont de l'ordre du pourcentage de zones humides présentes à la surface de ces bassins.

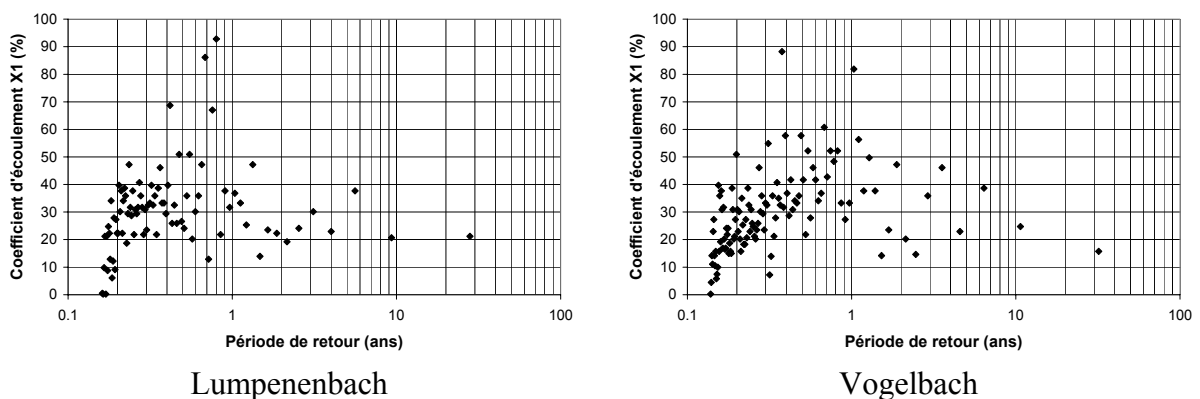


Figure 16.6 : Evolution de X1 de la normale à l'extrême sur les bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach.

16.2.4.3 Analyse des résultats

Avec les hypothèses faites au chapitre III pour interpréter les valeurs de X1, on comprend bien la stabilisation des valeurs de X1 observée sur la plupart des bassins ainsi que l'augmentation de ce paramètre sur les bassins de la Lézarde et de l'Alma. Dans ces conditions, ce sont essentiellement des caractéristiques physiques des bassins qui expliquent les valeurs de X1. De ce fait, on comprend également que les tentatives d'explication de ce

paramètre en fonction des caractéristiques de la pluie n'aient pas abouti à des résultats significatifs.

Au chapitre III, nous avons émis l'hypothèse d'une évolution de $X1$ en fonction des caractéristiques des pluies et/ou des conditions initiales. Ce n'est pas antinomique de dire d'un petit bassin versant que sa réponse est fonction des conditions de forçage, de la typologie des pluies ainsi que des conditions initiales et de ne pas pouvoir le traduire en terme de liens statistiques entre les écoulements et les caractéristiques des pluies de l'événement ou des pluies antérieures.

En fait, au-delà de l'intensité des pluies qui influence la réponse des petits bassins versants torrentiels au fonctionnement hortonien ou des conditions initiales qui influencent celle des petits bassins versants torrentiels au fonctionnement de type zones contributives, la répartition temporelle des pluies intervient également. Effectivement, nous avons vu que la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels était conditionnée par la structure des hyétogrammes de pluie. Cette structure est difficilement traduisible en caractéristiques simples des pluies.

En outre, sur les crues courantes, les processus à l'origine des crues sont certainement moins purs que lors des crues extrêmes. La variabilité des valeurs de $X1$ sur les crues courantes peut donc s'expliquer a priori par la variabilité des modes de réponse hydrologique des bassins lors des crues courantes.

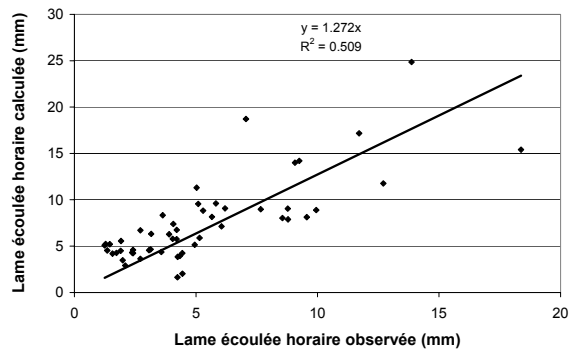
Le résultat le plus important concerne finalement l'augmentation puis la stabilisation de $X1$ de la normale à l'extrême. Dans la mesure où en prédétermination ce sont les valeurs fortes des débits qui sont importantes, ce sont vraisemblablement ces informations qu'il faut considérer.

16.2.4.4 Conséquences pour la paramétrisation de la fonction de production

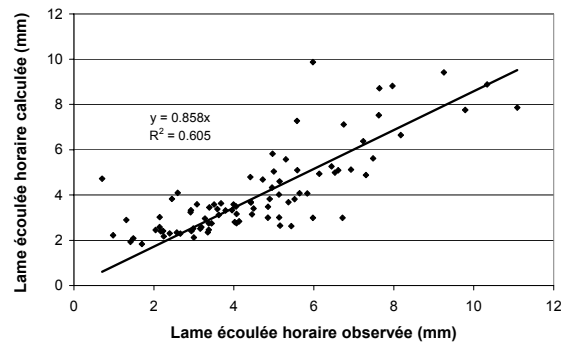
De la même manière que pour la fonction de transfert, nous avons voulu tester l'intérêt d'utiliser une valeur limite de $X1$ en reconstitution des débits de crue. Compte tenu des résultats précédents, nous conservons les valeurs médianes de $X2$ et de $X3$. En revanche, ce sont les valeurs limites de $X1$ et de $X4$ qui sont utilisées. Cette fois encore, nous présentons les résultats obtenus sur les bassins du Laval et du Lumpenenbach (figure 16.7).

Sur le bassin du Lumpenenbach, la reconstitution des débits de pointe et des lames écoulées horaires maximales est de bonne qualité. On note tout de même une légère surestimation des débits les plus forts. La distribution de fréquence des débits fait également apparaître cette surestimation des débits pour les fréquences les plus élevées. Néanmoins, la surestimation enregistrée est nettement plus faible que celle que nous avons mise en évidence en utilisant la valeur limite de $X4$ et la valeur médiane de $X1$.

Sur le bassin versant du Laval, on constate une forte surestimation des lames écoulées horaires maximales. Etant donné que les apports par vidange du réservoir sont faibles sur ce bassin, nous pourrions supprimer ces apports. Cela diminuerait légèrement le volume écoulé sans modifier les estimations des débits de pointe. Ces dernières sont d'ailleurs de bonne qualité et nettement améliorées par rapport aux résultats précédents. On conserve une forte dispersion des débits autour de la droite de régression. En outre, la qualité du coefficient de régression est certainement influencée par la crue maximale enregistrée sur le bassin du Laval. En revanche, le coefficient directeur de la droite est proche de un.

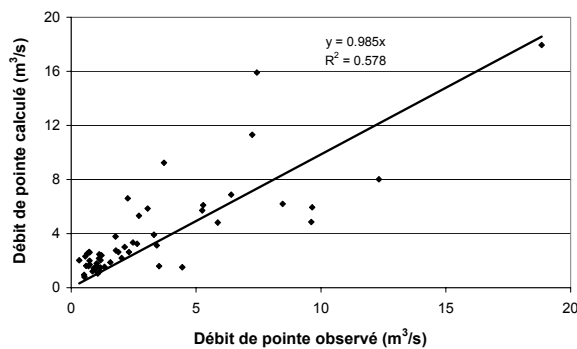


Laval

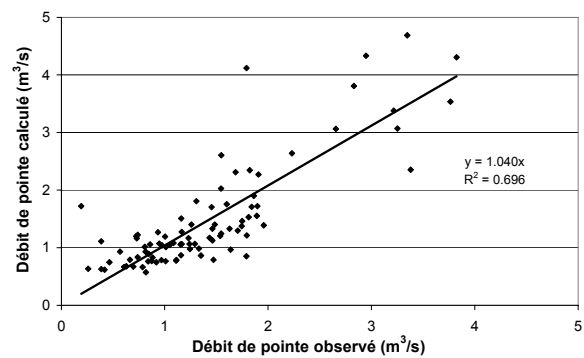


Lumpenenbach

(a) Reconstitution des lames écoulées horaires maximales crue par crue

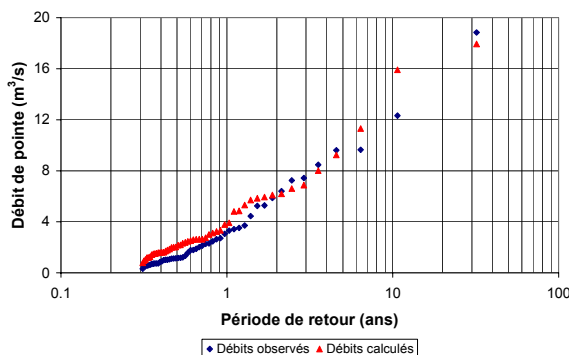


Laval

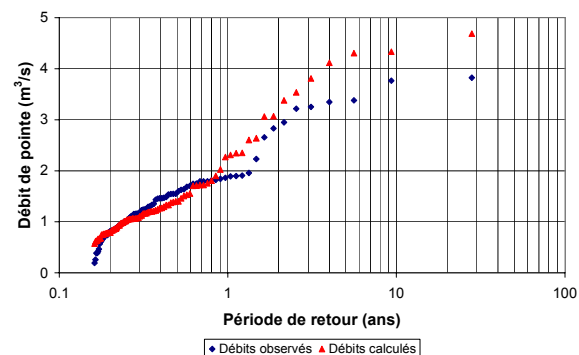


Lumpenenbach

(b) Reconstitution des débits de pointe crue par crue



Laval



Lumpenenbach

(c) Distribution de fréquence des débits de pointe

Figure 16.7 : Reconstitution des lames écoulées horaires et des débits de pointe sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach avec X1 et X4 fixés à leurs valeurs limites.

Enfin, la distribution de fréquence des débits est de très bonne qualité. Une légère surestimation des débits de pointe persiste pour les crues courantes. Le fait d'utiliser une valeur limite de X1 sur un bassin pour lequel ce paramètre augmente de la normale à l'extrême conduit nécessairement à ce type de résultats. En prédétermination, une légère surestimation des débits de pointe des crues courantes n'est pas pénalisante puisqu'on s'intéresse surtout aux crues fortes.

Par rapport aux deux paramétrisations testées précédemment, la meilleure estimation de la distribution de fréquence des débits est obtenue en utilisant des valeurs limites de X1 et de X4 sur le bassin du Laval. Sur le bassin du Lumpenenbach, une paramétrisation de ce type conduit à une surestimation des débits de pointe pour les crues les plus fortes par rapport à une paramétrisation fondée sur l'utilisation des valeurs médianes des paramètres. Dans les deux cas, l'interprétation des valeurs limites de X1 correspond à une caractéristique physique simple du bassin. L'interprétation des valeurs médianes est en revanche plus difficile.

16.2.5 Conclusion

Outre une stabilisation de X4, une stabilisation des valeurs de X1 a été mise en évidence sur tous les bassins versants de la normale à l'extrême. Des estimations des valeurs de X1 sur les crues extrêmes ont été réalisées. Nous avons montré comment, sur un bassin comme celui du Laval, une valeur limite de X1 pouvait permettre d'améliorer la distribution de fréquence des débits par rapport à une valeur médiane. De la même manière que pour la fonction de transfert, nous sommes capables d'interpréter l'évolution de X1 en fonction des réponses hydrologiques des bassins et d'expliquer certaines estimations des valeurs prises par ce paramètre.

Comme conséquence de l'augmentation de X1 en utilisant une valeur fixe de X3, nous avons montré l'augmentation du pourcentage d'écoulement direct de la normale à l'extrême. Selon le groupe dans lequel est classé le bassin, les résultats sont très différents. Pour les bassins versants du groupe n°1, ce pourcentage tend vers 100 % et une suppression de la vidange est envisageable. Sur le bassin versant du Laval, les résultats ainsi obtenus sont encore d'assez bonne qualité. A la figure 16.8, nous présentons les distributions de fréquence des débits de pointe et des lames écoulées horaires. On constate tout de même une surestimation des lames écoulées d'environ 25 % pour les crues extrêmes.

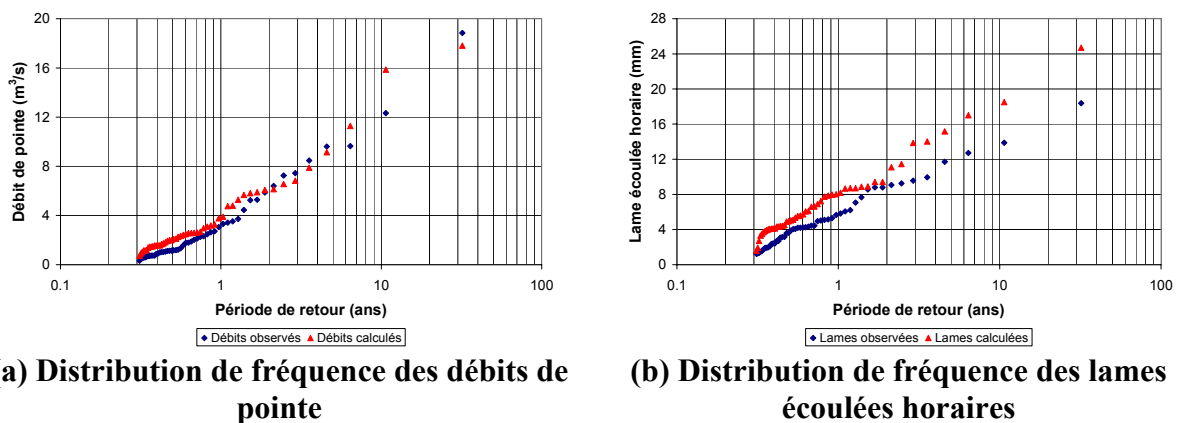


Figure 16.8 : Distributions de fréquence des débits de pointe et des lames écoulées horaires dans le cas d'un modèle à 3 paramètres sur le bassin du Laval ($X3 = 0\%$).

Dans les paragraphes 16.2.3 et 16.2.4, nous avons choisi d'identifier et d'interpréter l'évolution des paramètres de la normale à l'extrême. D'un point de vue opérationnel, ces résultats peuvent être utilisés pour proposer de paramétrer les bassins versants dans le cadre de la prédétermination des débits de crue. Jusqu'ici ce sont les valeurs médianes de X2 et de X3 qui ont été conservées. Ces deux paramètres interviennent essentiellement sur le volume écoulé. Quant aux pertes initiales, X2 ne présente pas d'évolution particulière de la normale à l'extrême. Dans le cas où notre modèle pluie-débit est associé au générateur stochastique de pluie de la méthode SHYPRE, le cas de ces deux paramètres doit être abordé.

16.3 Proposition d'une paramétrisation possible pour les bassins versants étudiés

16.3.1 Paramétrisation des bassins versants

Pour les 10 bassins versants étudiés dans le paragraphe 16, nous souhaitons maintenant proposer des valeurs des paramètres qui soient caractéristiques des crues maximales. Nous connaissons les différences entre les paramètres médians et les paramètres limites. Nous avons montré les conséquences en reconstitution de la distribution de fréquence des débits de pointe de crue du choix des valeurs médianes des paramètres. En outre, le choix des valeurs médianes des paramètres nécessite que plusieurs crues observées soient disponibles, tandis que les valeurs limites de X1 et de X4 mises en évidence par notre modèle s'interprètent plus facilement d'un point de vue hydrologique. Enfin, avec notre modèle, des valeurs médianes des paramètres correspondent à des crues courantes. Des valeurs limites correspondent davantage aux crues les plus fortes enregistrées sur les bassins.

Par rapport à notre objectif de prédétermination des débits, nous définissons maintenant une table synthétique des paramétrisations envisageables sur les 10 bassins versants étudiés. Cette table devrait faciliter l'association de notre modèle avec le générateur stochastique de pluie de la méthode SHYPRE. Elle tient compte des valeurs limites de X1 et de X4 pour chaque bassin (tableau 16.5). Pour les paramètres X2 et X3, ce sont jusqu'ici les valeurs médianes qui ont été conservées. Les valeurs de ces paramètres sont donc fixes pour toutes les crues d'un même bassin versant. De plus, nous sommes confrontés à la nécessité de disposer de données pluie-débit pour estimer les valeurs médianes de ces deux paramètres.

En génération stochastique de pluie, des caractéristiques simples des épisodes pluvieux telles que le cumul de pluie de l'événement ou la durée de l'événement sont connus. De plus, nous connaissons aussi les valeurs limites des autres paramètres ainsi que la valeur limite du pourcentage d'écoulement direct. Par conséquent, nous proposons une paramétrisation de X2 et de X3 en fonction des autres paramètres du modèle et des caractéristiques simples des épisodes pluvieux. De cette façon, nous nous orientons vers la proposition d'une méthode de prédétermination des débits ne reposant que sur la génération stochastique des pluies et la connaissance des valeurs limites de X1, de X4 et du pourcentage d'écoulement direct.

16.3.2 Cas des pertes initiales (X2)

Fixer les pertes initiales limite la transposabilité des résultats vers d'autres bassins, notamment les petits bassins versants torrentiels non jaugés. Cela empêche également de reproduire même imparfaitement la forte variabilité des valeurs observées de ce paramètre d'une crue à l'autre. D'un point de vue statistique, les cas où les pertes initiales sont trop importantes compensent les cas où les pertes initiales sont trop faibles. Néanmoins, en vue d'une utilisation du modèle sur le principe de la méthode SHYPRE, il serait intéressant de pouvoir faire varier la valeur de ce paramètre d'un épisode pluvieux à l'autre.

En fonction des caractéristiques de la réponse hydrologique des bassins, nous avons déjà indiqué des liens possibles entre X2 et la structure des pluies en début d'événement et/ou les pluies antérieures. Ces liens sont difficiles à caractériser et à quantifier. En outre, ils sont très variables d'un bassin versant à l'autre.

En revanche, en prédétermination selon la méthode SHYPRE, comme en transformation des pluies observées en débit, le cumul de pluie de chaque épisode pluvieux (P_T) est connu. Lors de la classification des bassins présentée à la fin du chapitre III, nous avons indiqué des ordres de grandeur de X2, exprimés comme un pourcentage de P_T .

Cette expression de X2 comme un pourcentage de P_T laisse la possibilité à ce paramètre de varier d'un épisode pluvieux à l'autre. Indirectement, X2 varie aussi en fonction de la nature de l'épisode pluvieux. Par ailleurs, on garde de cette manière la possibilité de transformer en débit une pluie dont le cumul serait inférieur à la valeur médiane des pertes initiales pour un bassin donné.

Enfin, il sera visiblement plus facile d'étendre à d'autres bassins une expression de X2 sous la forme d'un pourcentage du cumul de pluie que sous la forme d'un cumul de pluie fixé. En effet, dans le tableau 16.5, nous donnons le pourcentage médian obtenu pour chaque bassin versant lorsque X3 est fixé. Sur les 10 bassins versants étudiés, la valeur moyenne des pertes initiales exprimées comme des pourcentages de P_T est de 18,1 %. Une valeur d'environ 20 % du cumul de pluie est donc représentative des pertes initiales enregistrées avant le début de l'écoulement sur les petits bassins versants torrentiels de notre étude.

Tableau 16.5 : Valeurs limites et médianes des paramètres de la fonction de production³⁰.

Groupes	Bassins versants	X1 limite (%)	X2 = f(P_T) (%)	X3	X4 limite (min)	PED limite (%)
n°1	Laval	70	20.0	0	20	100
	Erlenbach	70	15.0	0	35	100
	Alma	35	16.6	0	25	100
	Lézarde	45	18.0	0	30	100
n°2	Marie-Agnès	20	13.0	f($P_T, D, X1, PED$)	60	80
	Rimbaud	35	27.2	f($P_T, D, X1, PED$)	30	85
n°3	Lumpenenbach	25	15.4	f($P_T, D, X1, PED$)	30	70
	Vogelbach	20	21.5	f($P_T, D, X1, PED$)	25	70
	Rietholzbach	20-50	12.7	f($P_T, D, X1, PED$)	60	75
	Brusquet	15-25	21.6	f($P_T, D, X1, PED$)	60	80

16.3.3 Cas de la vidange du réservoir (X3)

De la même manière que pour les pertes initiales, fixer le paramètre de vidange du réservoir X3 à sa valeur médiane pour chaque bassin ne permet pas de transposer facilement les valeurs de X3 d'un bassin versant à l'autre. En outre, comme les pertes initiales, X3 varie énormément d'une crue à l'autre. Nous proposons donc de déterminer la valeur de X3 en fonction de caractéristiques simples de la crue et de la connaissance des valeurs limites non seulement du coefficient d'écoulement direct (X1) mais aussi du pourcentage d'écoulement direct (PED).

En modélisation pluie-débit, PED est un résultat connu à la fin de la crue. En prédétermination des débits, on peut considérer que la valeur limite de PED correspond à une donnée des bassins versants, caractéristique de leur réponse hydrologique lors des crues extrêmes.

³⁰ P_T , D et PED correspondent respectivement au cumul de pluie de l'événement, à la durée totale de l'épisode de crue et au pourcentage d'écoulement direct.

Sans tenir compte de la fonction de transfert, PED s'exprime de la façon suivante :

$$PED = 100 \times \frac{(P_T - X_2) \times X_1}{Q_T} \quad \text{Équation 16-4}$$

avec : Q_T , la lame écoulée totale (mm)

Les apports par vidange (V_T) s'expriment en fonction de Q_T et de PED :

$$V_T = (100 - PED) \times Q_T \quad \text{Équation 16-5}$$

D'après l'équation 16-4, nous obtenons :

$$V_T = \frac{(100 - PED)}{PED} \times (P_T - X_2) \times X_1 \quad \text{Équation 16-6}$$

En faisant l'hypothèse que la vidange du réservoir est nulle, le volume total stocké (V_{TS}) dans le réservoir s'exprime aussi en fonction de P_T , de X_2 et de X_1 :

$$V_{TS}(X_3 = 0) = X_2 + (P_T - X_2) \times (1 - X_1) \quad \text{Équation 16-7}$$

Si nous considérons ensuite une vidange répartie de manière constante tout au long de l'événement, une approximation de V_T peut être proposée :

$$V_T \approx X_3 \times D \times \frac{V_{TS}}{2} \quad \text{Équation 16-8}$$

avec : D , la durée de la crue³¹ exprimée en nombre de pas de temps

$\frac{V_{TS}}{2}$, l'estimation du volume d'eau moyen stocké dans le réservoir

On obtient donc une valeur approchée de X_3 à partir de la formule suivante :

$$X_3 \approx \frac{2}{D} \times \frac{100 - PED}{PED} \times \frac{(P_T - X_2) \times X_1}{X_2 + (P_T - X_2) \times (1 - X_1)} \quad \text{Équation 16-9}$$

De cette manière, comme X_2 peut s'exprimer en fonction de P_T , X_3 s'exprime uniquement à partir des valeurs de X_1 , de PED, de D et de P_T . Cette valeur de X_3 correspond à une fraction de la lame stockée dans le réservoir et vidangée à chaque pas de temps. Au paragraphe 1.3 de l'annexe VII, on trouvera les graphiques donnant la valeur approchée de X_3 en fonction de la valeur optimisée de X_3 pour chaque crue des bassins versants des groupes n°2 et n°3. Les approximations de X_3 sont réalisées à partir des données de chaque épisode de crue. Les résultats obtenus mettent en évidence des corrélations linéaires de très bonne qualité dans tous les cas. Les coefficients directeurs des droites de régression linéaires varient entre 0,847 sur le bassin du Lumpenenbach et 1,208 sur celui de Marie-Agnès. En moyenne, nous obtenons

³¹ Lors de la génération stochastique d'un épisode pluvieux, c'est la durée de la pluie qui est connue. La durée de la crue est calculée en ajoutant 72 fois le pas de temps à la durée de la pluie.

donc de cette façon des valeurs calculées de X3 qui sont de l'ordre de grandeur des valeurs optimisées de ce paramètre.

L'intérêt de cette méthode est de proposer une estimation de X3 fondée sur les valeurs de X1 et de PED, dont nous avons montré qu'il existait des valeurs limites, sans pour autant fixer la valeur de ce paramètre. Cette méthode n'a d'intérêt que pour les bassins versants des groupes n°2 et n°3 pour lesquels PED ne tend pas vers 100 %.

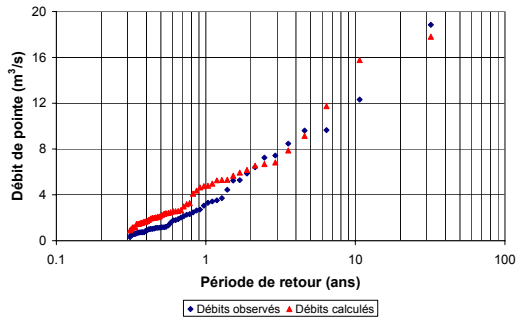
16.3.4 Résultats

En reconstitution de la distribution de fréquence des débits de pointe de crue, la paramétrisation d'un bassin par notre modèle s'appuie essentiellement sur la définition des valeurs limites de X1, de X4 et de PED. En prédétermination, les paramètres X2 et X3 sont secondaires. Néanmoins, nous proposons de lier simplement X2 à P_T . Enfin, X3 est intégralement défini à partir de X1, de PED, de P_T et de D. Par conséquent, les paramètres à définir ne sont plus X1 et X2 qui correspondaient aux 2 phénomènes élémentaires initiaux du chapitre III. En analyse directe des crues, nous nous contentions d'une restitution des débits de pointe et des lames écoulées. En transformation pluie-débit, il faut tenir compte également du transfert dans le bassin. L'objectif a changé et les paramètres principaux également.

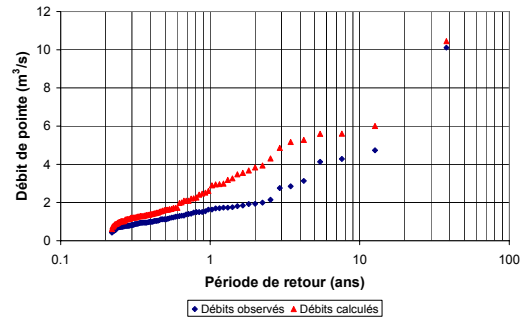
Les distributions de fréquence obtenues pour chaque bassin versant avec les jeux de paramètres du tableau 16.5 sont présentées à la figure 16.9.

Deux remarques particulières s'imposent :

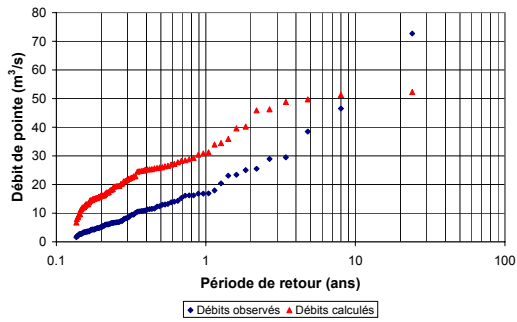
- pour les bassins versants martiniquais, nous avons choisi une valeur forte de X1 mais pas extrême. Comme X1 augmente très nettement de la normale à l'extrême, cela se traduit par une surestimation de la distribution de fréquence des débits. Pour les crues les plus fortes, nous retrouvons des valeurs du débit de pointe de l'ordre de grandeur des valeurs observées, excepté dans le cas du bassin de l'Alma où la valeur de X1 est beaucoup plus importante pour la crue maximale. Ce résultat pour la crue maximale du bassin de l'Alma peut cependant être lié à un problème de mesure des débits ;
- pour les bassins versants du Brusquet et du Rietholzbach, nous avons indiqué deux valeurs pour X1. Dans le cas du Rietholzbach, ces deux valeurs correspondent aux deux types de pluies à l'origine des crues. Dans le cas du Brusquet, elles correspondent à la valeur limite (25 %) et au pourcentage de zones dénudées sur ce bassin (15 %). Pour ces deux bassins, la valeur la plus faible de X1 conduit à la reconstitution la plus correcte de la distribution de fréquence des débits. Ce résultat n'est pas étonnant dans la mesure où le choix d'une valeur faible de X1 conduit à une surestimation des débits pour les orages n'ayant pas entraîné de crue importante. Cette surestimation compense la sous estimation des débits lors des crues correspondant à de longues périodes pluvieuses. Par la suite, les valeurs limites de X1 seront de 15 % pour le bassin du Brusquet et de 20 % pour celui du Rietholzbach.



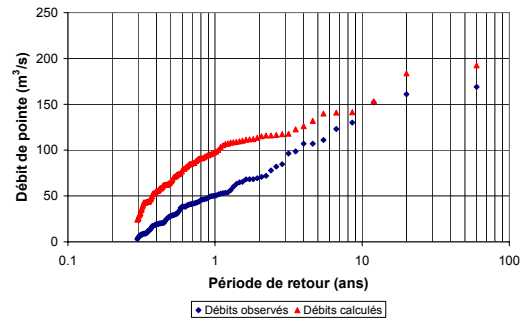
(a) Laval



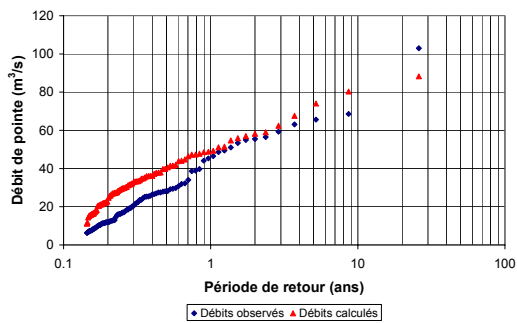
(b) Erlenbach



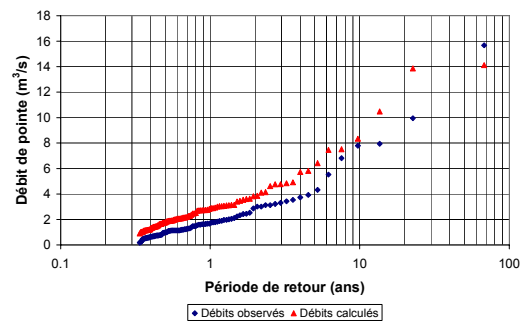
(c) Alma



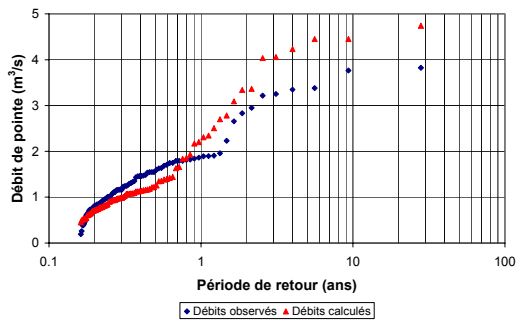
(d) Lézarde



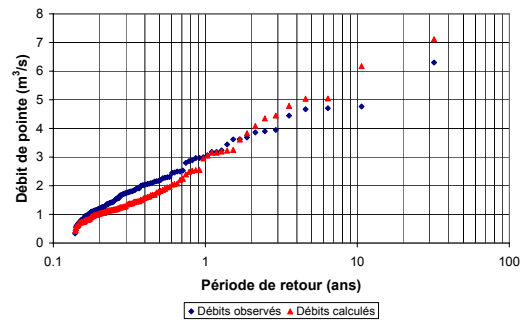
(e) Marie-Agnès



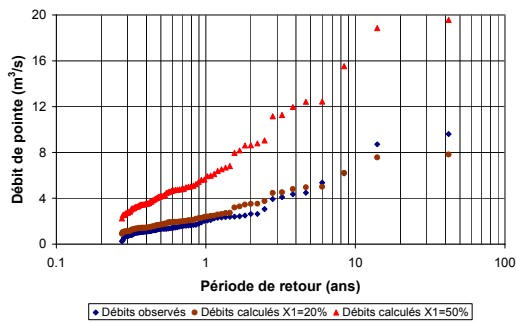
(f) Rimbaud



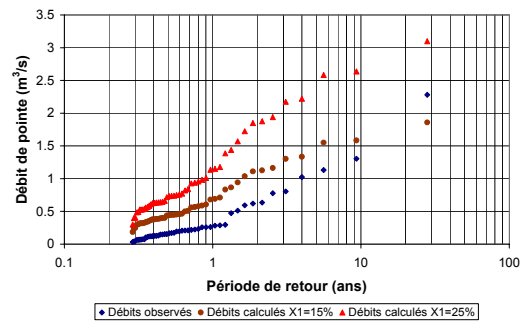
(g) Lumpenbach



(h) Vogelbach



(i) Rietholzbach



(j) Brusquet

Figure 16.9 : Distributions de fréquence des débits de pointe de crue.

16.4 Conclusion

L'analyse de la réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême nous a permis de proposer une paramétrisation du modèle pluie-débit adaptée à chaque bassin versant. D'après notre modèle, cette paramétrisation est caractéristique de la réponse hydrologique des bassins lors des crues les plus fortes enregistrées. En reconstitution des distributions de fréquence des débits de pointe, les résultats sont généralement corrects, sauf pour les crues courantes où les débits sont souvent surestimés.

Nous n'avons pas cherché à optimiser un jeu de paramètres pour l'ensemble des crues d'un bassin versant, voire à optimiser un jeu de paramètres pour l'ensemble des bassins versants. Ceci aurait conduit à estimer un jeu de paramètres moyen pour décrire la réponse d'un bassin ou de tous les bassins. De cette façon, soit nous traitons toutes les crues d'un même bassin de la manière identique, soit nous traitons tous les bassins de la même manière. Nous n'aurions pas résolu la question de l'évolution de la réponse hydrologique des bassins de la normale à l'extrême ni celle de la distinction entre les réponses hydrologiques très contrastées de deux bassins versants voisins. La nécessité de tenir compte de ces deux aspects a pourtant été rappelée au début de ce chapitre et en introduction du mémoire.

De plus, dans le cadre notamment de la décennie PUB, l'objectif est la connaissance des débits sur des petits bassins versants torrentiels non jaugés. De ce point de vue, il semble bien que des valeurs limites des paramètres aient un sens hydrologique plus facilement transférable sur d'autres bassins non jaugés que des valeurs moyennes ou médianes, définies de manière mathématique sur toutes les crues d'un bassin voire toutes les crues de tous les bassins.

A partir de ces résultats, l'étape suivante consiste à extrapoler le modèle vers les extrêmes et à tester l'association du modèle pluie-débit avec le générateur stochastique de pluie de la méthode SHYPRE. Dans ce qui suit, le modèle pluie-débit sera simplifié :

- X1, X4 et PED seront fixés à leurs valeurs limites ;
- X2 et X3 seront calculés pour chaque épisode de crue en fonction du cumul de pluie pour X2 et en utilisant l'équation 16-9 pour X3.

Dans un premier temps, nous aborderons le cas des bassins versants jaugés. Dans un second temps, il sera question des bassins versants non jaugés et de la paramétrisation du modèle dans ce cas. Cependant, il sera tout d'abord nécessaire de développer une méthode pour générer stochastiquement des pluies à des pas de temps inférieurs à l'heure.

17 Prédétermination des débits de crue

Dans le cadre de la prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels, nous disposons pour l'instant d'un générateur stochastique de pluie horaire et d'un modèle pluie-débit. En ce qui concerne la modélisation pluie-débit, nous sommes en mesure de proposer des valeurs des paramètres pour plusieurs bassins versants jaugés. Nous souhaitons maintenant faire le point sur les développements méthodologiques nécessaires pour proposer une méthode de prédétermination des débits de crue adaptée au cas des petits bassins versants torrentiels et sur l'avancement de nos recherches à ce sujet.

La méthode de prédétermination des débits de crue que nous envisageons repose sur le même principe que celui de la méthode SHYPRE développée par le Cemagref d'Aix-en-Provence (annexe I). Il s'agit donc de générer stochastiquement des chroniques de pluie qui sont ensuite transformées en chronique de débit au moyen d'un modèle pluie-débit. Les différences par rapport à la méthode initiale sont de quatre ordres :

- le pas de temps de fonctionnement du générateur stochastique de pluie ;
- le choix du modèle pluie-débit ;
- le mode de paramétrisation du modèle dans le cas des bassins versants jaugés ;
- l'application de la méthode aux petits bassins versants torrentiels non jaugés.

Pour générer stochastiquement des pluies à un pas de temps inférieur à l'heure, nous avons choisi de désagréger les pluies horaires en pluies à pas de temps fin. La méthode de désagrégation des pluies sera présentée. La version du générateur stochastique de pluies horaires qui nous servira de point de départ est celle proposée par Arnaud (2004 [1] et [2]).

Dans le cadre de la modélisation pluie-débit, nous souhaitons tester le modèle pluie-débit issu de l'analyse directe des crues en association avec le générateur stochastique de pluie à pas de temps fin. Pour les bassins versants jaugés, nous sommes en mesure de proposer un mode de paramétrisation du modèle pluie-débit (paragraphe 16.3). Les résultats ainsi obtenus seront présentés et analysés. Dans le cas des petits bassins versants torrentiels non jaugés, plusieurs points méthodologiques devront être abordés. Ils concerneront notamment le problème de la régionalisation des pluies et de la régionalisation des débits.

17.1 Génération stochastique de pluie à pas de temps fin

Comme le rappelle Ormsbee (1989), le pas de temps horaire est trop long pour pratiquer l'hydrologie sur de petits bassins versants. Nous avons vu dans l'introduction les conséquences que l'utilisation d'un pas de temps horaire pouvait avoir en prédétermination des débits. Au début de ce travail de recherche, la génération stochastique des pluies à des pas de temps fins a volontairement été laissée de côté au profit de la transformation pluie-débit. D'un point de vue développement méthodologique, il est important de revenir sur cette question.

La méthode sans doute la plus rigoureuse consisterait à utiliser le même principe que le générateur stochastique de pluie de la méthode SHYPRE mais en décrivant les pluies à un pas de temps inférieur à l'heure. Cela implique un travail d'analyse et de formalisation très lourd que nous n'entreprendrons pas dans le cadre de cette thèse. En revanche, des solutions tout à fait envisageables pour tester l'intérêt de notre modèle en association avec un générateur de pluie consistent à désagréger la pluie horaire en une pluie à pas de temps fin.

Plusieurs méthodes ont été testées en allant d'une distribution uniforme des pluies à pas de temps fin à une distribution aléatoire des pluies à pas de temps fin en passant par une

désagrégation suivant le modèle déterministe de Ormsbee (1989). Les principes de ces méthodes sont rappelés au paragraphe 2.1.1 de l'annexe VII.

Aucune n'a donné entière satisfaction. En revanche, les tests successifs effectués sur les postes pluviographiques des bassins du Laval, du Lumpenenbach et de l'Alma ont abouti à la proposition d'une méthode de désagrégation des pluies horaires en pluies à 10 minutes qui permet de :

- reproduire la distribution de fréquence des pluies à 10 minutes ;
- respecter la persistance des averses à pas de temps fin.

Pour cela, la pluie horaire est désagrégée de manière pseudo-aléatoire. Ensuite, un hyétogramme de pluie à pas de temps fin est reconstitué en répartissant la pluie autour du pic d'intensité.

17.1.1 Méthodologie

17.1.1.1 Désagrégation des pluies horaires

L'analyse des rapports calculés entre la pluie maximale en 10 minutes et la pluie maximale horaire sur les postes pluviographiques des bassins du Laval, du Lumpenenbach et de l'Alma a montré qu'en moyenne pour chaque épisode de crue la pluie maximale en 10 minutes était de l'ordre du tiers de la pluie maximale horaire (figure 17.1).

Afin de tenir compte de la valeur moyenne observée du rapport entre la pluie maximale en 10 minutes et la pluie maximale horaire, nous avons défini une fonction aléatoire de désagrégation de la pluie horaire dont la moyenne sur le premier pas de temps vaut un tiers. L'expression analytique de la désagrégation de la pluie à chaque pas de temps est la suivante :

$$P_1 = PH \times f(1, K) \quad \text{Équation 17-1}$$

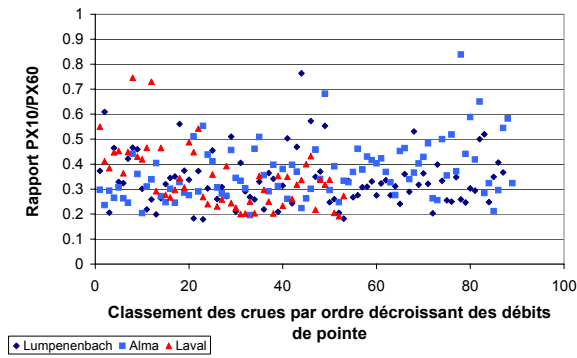
$$P_i = \left(PH - \sum_{j=1}^{j=i-1} P_j \right) \times f(i, K) \quad \text{pour } 1 < i < npdt \quad \text{Équation 17-2}$$

$$P_{npdt} = PH - \sum_{j=1}^{j=npdt-1} P_j \quad \text{Équation 17-3}$$

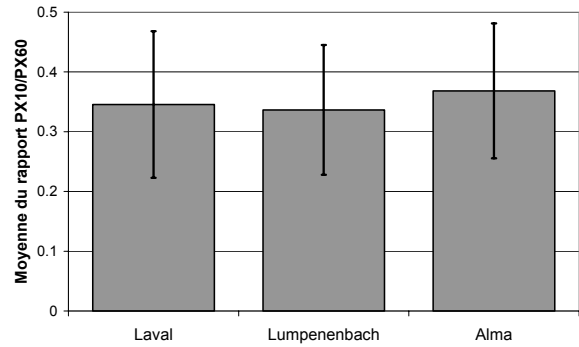
avec : $f(i, K) = \frac{K + \frac{1,5}{i^2}}{npdt - i + 1}$ pour $1 \leq i < npdt$;

K, un nombre aléatoire tiré entre 0 et 1 suivant une loi uniforme. Pour chaque heure, on tire aléatoirement une nouvelle valeur de K. En moyenne, K vaut 0,5.

Nous travaillons ici au pas de temps de 10 minutes. La variable npdt correspondant au nombre de pas de temps de 10 minutes inclus dans une heure vaut donc 6. Pour tout autre découpage de la pluie horaire en pluie à pas de temps fin, $f(i, K)$ doit être redéfini. Pour npdt égal à 6, $f(1, K)$ est en moyenne égal à un tiers (figure 17.2).



(a) Evolution du rapport entre la pluie maximale à 10 minutes et la pluie maximale horaire de la normale à l'extrême



(b) Moyennes et écart-types du rapport calculé entre la pluie maximale à 10 minutes et la pluie maximale horaire

Figure 17.1 : Pluies maximales à 10 minutes et pluies maximales horaires sur 3 postes pluviographiques.

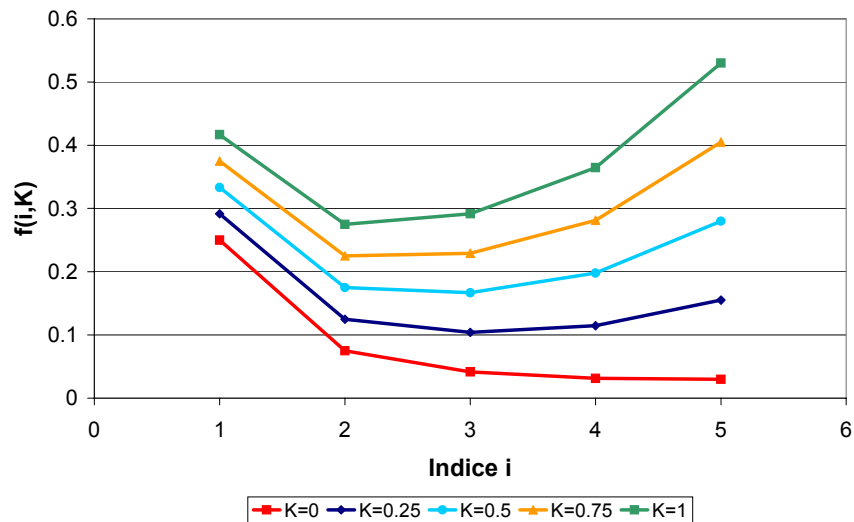
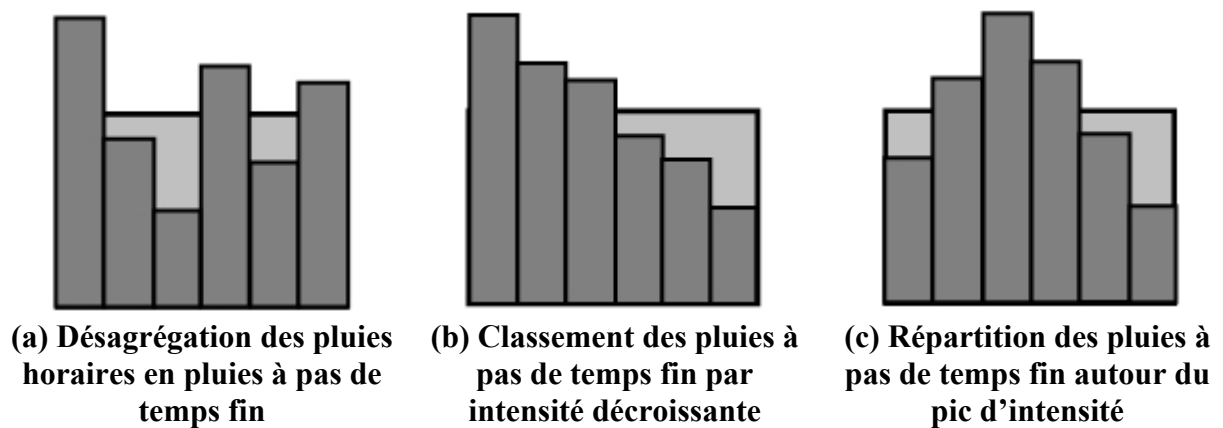


Figure 17.2 : Fonction $f(i, K)$ dans le cas de la désagrégation des pluies horaires en pluies de 10 minutes.



(a) Désagrégation des pluies horaires en pluies à pas de temps fin

(b) Classement des pluies à pas de temps fin par intensité décroissante

(c) Répartition des pluies à pas de temps fin autour du pic d'intensité

Figure 17.3 : Reconstitution des hyétogrammes de pluie à pas de temps fin.

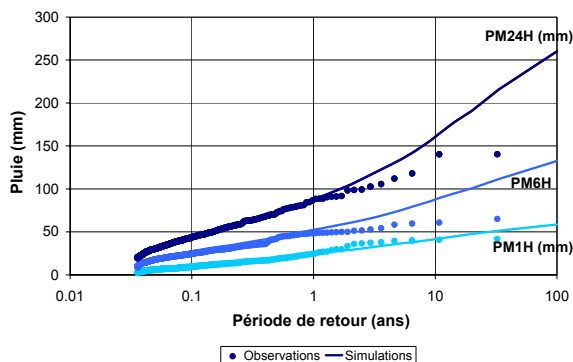
17.1.1.2 Reconstitution des hyétogrammes de pluie à pas de temps fin

Une fois que les pluies horaires sont désagrégées, on classe les pluies à pas de temps fin par intensité décroissante. Ensuite, on répartit les pluies à pas de temps fin avec le pic d'intensité au centre (figure 17.3). De cette manière, il est possible de reproduire la persistance des averses brèves et intenses.

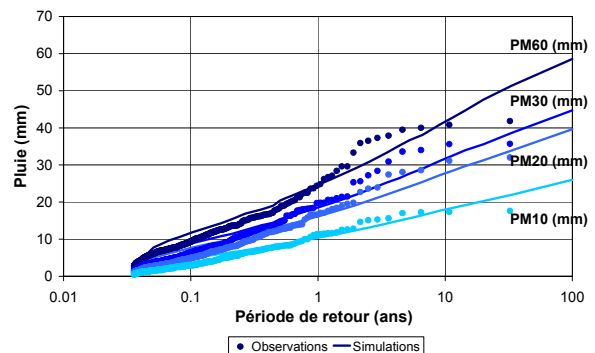
17.1.2 Résultats

Le modèle de génération stochastique de pluie a été testé sur les postes pluviographiques du Laval, du Lumpenenbach et de l'Alma. Nous n'indiquons ici que les résultats obtenus sur le poste du Lumpenenbach (figure 17.4). Pour les deux autres pluviographes, on pourra se référer au paragraphe 2.1.2 de l'annexe VII. A chaque génération stochastique, 100 échantillons de 50 ans de pluie ont été simulés. Les versions locale et régionale de SHYPRE ont été testées en simulation des pluies horaires ainsi qu'en simulation des pluies à pas de temps fin.

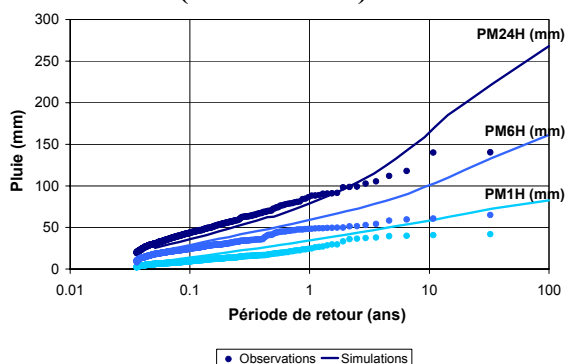
La méthode SHYPRE utilisée dans ses versions locale et régionale permet de reconstituer des quantiles de pluies en 1 heure, 6 heures et 24 heures de bonne qualité. Les résultats sont bien entendu meilleurs avec le modèle local. Dans sa version régionale, le générateur stochastique de pluie conduit à une surestimation des pluies horaires pour les postes du Laval et du Lumpenenbach et à une sous estimation pour le poste de l'Alma.



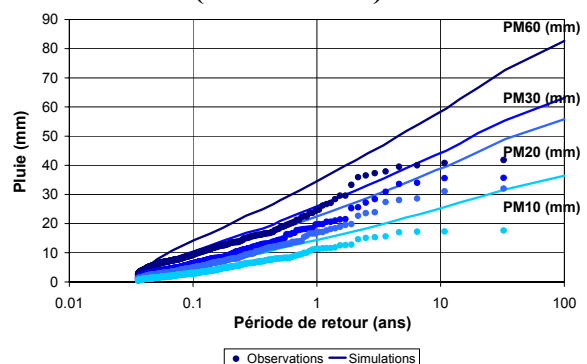
(a) Simulation de pluies horaires (modèle local)



(b) Simulation de pluies à pas de temps fin (modèle local)



(c) Simulation de pluies horaires (modèle régional)



(d) Simulation de pluies à pas de temps fin (modèle régional)

Figure 17.4 : Simulations de pluies horaires et de pluies à pas de temps fin pour le pluviographe du Lumpenenbach.

La désagrégation des pluies horaires simulées suivant le modèle local conduit à des estimations correctes des pluies en 10, 20, 30 et 60 minutes. Avec le modèle régional, les résultats sont de moins bonne qualité. En général, les quantiles de pluies suivant des pas de temps fins sont surestimés. On observe par exemple que les pluies simulées en 30 minutes correspondent aux pluies horaires observées (figure 17.4 (d)). Dans le cas des postes du Laval et de l'Alma, les écarts d'estimation par le modèle régional sont plus faibles. Néanmoins, avec le modèle régional, on désagrège des pluies horaires générées à partir d'une information journalière en pluies à pas de temps fin. A chaque étape, on accumule des erreurs qui se répercutent sur les estimations des quantiles de pluie suivant des pas de temps fins.

Nous retiendrons que la méthode de désagrégation permet des estimations de bonne qualité des quantiles de pluie suivant des pas de temps fins dans le cas où le générateur stochastique de pluie est utilisé dans sa version locale.

17.1.3 Analyse des résultats

Même si les estimations des quantiles de pluie sont de bonne qualité, le choix de la méthode de désagrégation que nous avons présentée induit certains biais dont il faut avoir connaissance.

Tout d'abord, si une pluie non nulle est générée au pas de temps horaire, aux pas de temps fins, il pleuvra pendant toute cette heure. Il n'est pas possible avec notre méthode de générer des pas de temps fins secs.

Le mode de reconstitution des pluies à pas de temps fin fait du hyétogramme une succession de pics de pluie (figure 17.5). Les structures des hyétogrammes simulés ne sont donc pas réalistes. Lors de la transformation pluie-débit, cette structure va provoquer une succession de pics de crue. En prédétermination des débits de crue, on ne conservera que le débit de pointe.

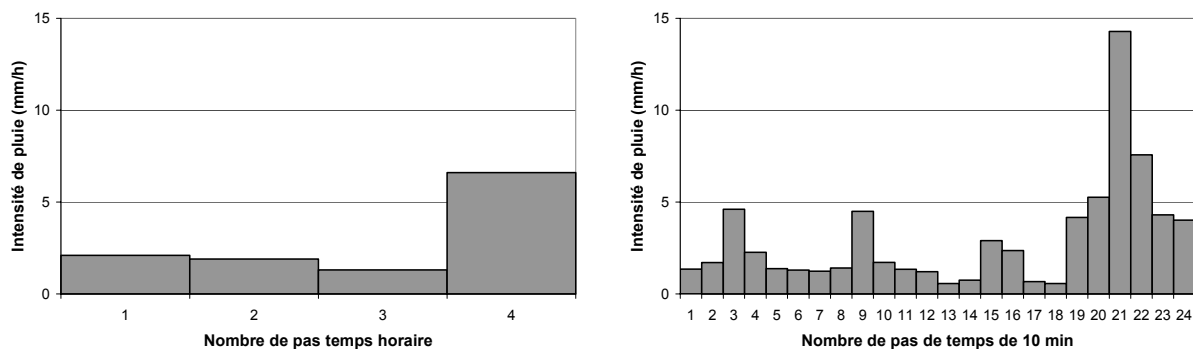


Figure 17.5 : Exemple de désagrégation d'une pluie simulée de 4 heures.

Par ailleurs, nous n'avons étudié que l'évolution du rapport calculé entre la pluie maximale en 10 minutes et la pluie maximale horaire de chaque événement. Cette façon de procéder a deux conséquences :

- rien n'indique que la pluie maximale en 10 minutes a été enregistrée au cours de la pluie horaire correspondant à la pluie maximale horaire ;
- ce rapport calculé sur des maxima n'est sans doute pas représentatif du rapport que l'on pourrait calculer heure par heure pour chaque événement.

Si nous nous intéressons uniquement à la prédétermination des débits de pointe de crue, les trois remarques précédentes ne sont pas essentielles. En effet, ce sont les intensités de pluie fortes qui provoquent les forts débits de pointe. Par conséquent, tant que statistiquement il est possible de reconstituer les pluies en 10, 20 et 30 minutes, la transformation pluie-débit devrait permettre de retrouver la distribution de fréquence des débits. En revanche, en vue d'une amélioration de la méthode de désagrégation des pluies, ces trois aspects devront être précisés.

Du point de vue uniquement de la prédétermination des débits de pointe de crue, le comportement asymptotique des pluies à pas de temps fin est beaucoup plus important et aura davantage de conséquences que les remarques précédentes concernant la désagrégation des pluies. Le comportement des pluies en 10, 20 et 30 minutes vers les extrêmes devrait même faire l'objet d'une étude particulière. En prédétermination, ce sont les valeurs extrêmes de ces pluies qui vont aboutir aux débits de pointe de crue les plus élevés. Dans le cas du poste de l'Alma, nous sommes peut-être confrontés à un problème d'échantillonnage des pluies. Néanmoins, le fait de simuler des pluies en 10 minutes beaucoup plus fortes que les observées aura des conséquences importantes sur les débits.

Enfin, dans le cadre de la méthode régionale, les pluies à pas de temps fin sont déduites des pluies horaires générées à partir d'une information journalière. Si l'écart d'estimation des pluies horaires est important, il se répercute aux pas de temps plus fins. Pour le pluviographe du Lumpenenbach, on enregistre une surestimation de 50 % de la pluie horaire décennale. La pluie décennale en 10 minutes est également surestimée de 50 %. Ces surestimations peuvent néanmoins être liées à un problème d'échantillonnage des pluies observées.

17.1.4 Conclusion

Cette étape de désagrégation des pluies constitue un passage indispensable pour envisager la prédétermination des débits sur les petits bassins versants torrentiels avec notre modèle. Notre objectif ici était d'élaborer une méthode simple et efficace pour pouvoir passer à l'étape suivante de transformation des pluies simulées à pas de temps fin en débits simulés. Il ne s'agissait pas pour nous de traiter l'intégralité du sujet de la génération stochastique de pluie suivant des pas de temps fins. Nous retiendrons donc que les premiers résultats présentés devront être approfondis et améliorés en vue d'une utilisation plus systématique de la méthode. Néanmoins, même si la méthode est imparfaite, ces résultats sont encourageants.

17.2 Prédétermination des débits de crue sur les bassins versants jaugés

En prédétermination des débits de crue sur les bassins versants jaugés, l'objectif est de reconstituer les distributions de fréquence des débits de pointe et des lames écoulées puis d'extrapoler vers les extrêmes ces distributions de fréquence. La méthodologie que nous avons retenue repose sur l'association d'un générateur stochastique de pluie à pas de temps fin et d'un modèle pluie-débit. Le générateur stochastique de pluie choisi est celui de la méthode SHYPRE utilisé dans sa version locale. Les pluies horaires sont désagrégées pour obtenir des pluies à pas de temps fin. Le modèle pluie-débit retenu est le modèle issu de l'analyse directe des couples averse-crue.

Au paragraphe 16.3, nous avons proposé pour les bassins versants jaugés un mode de paramétrisation des bassins versants reposant sur les valeurs limites de X_1 , X_4 et PED ainsi que sur les valeurs de P_T et D . Cette paramétrisation traduit la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels mises en évidence lors des crues les plus fortes.

Pour l'instant, nous n'avons vu les conséquences du choix d'une paramétrisation suivant des valeurs limites des paramètres que sur la restitution des distributions de fréquence des débits de pointe à partir de la transformation en débit des pluies observées. En général, le choix de cette paramétrisation conduit à une surestimation des débits de pointe dans toute la gamme de fréquence des crues courantes.

Nous souhaitons maintenant tester cette méthodologie en simulation pluie-débit.

17.2.1 Initialisation de la méthode

Pour un bassin versant jaugé, les valeurs limites de X_1 , X_4 et PED sont déterminées à partir de la modélisation des couples averse-crue observés. Lorsqu'un épisode pluvieux est généré stochastiquement, le cumul de pluie et la durée de l'épisode permettent de définir les valeurs de X_2 et de X_3 . Pour X_2 , nous utilisons la valeur médiane des rapports calculés entre les pertes initiales et les cumuls de pluie des épisodes pluvieux observés.

Le seul paramètre qu'il reste à initialiser est le débit initial des crues. En modélisation pluie-débit, le débit initial des crues est connu. En prédétermination des débits, le débit initial est fixé à la valeur médiane des débits initiaux enregistrés en début d'événement saison³² par saison. Sur les petits bassins versants torrentiels, les apports modélisés par le débit initial sont faibles. Le choix de la valeur du débit initial n'a donc pas une incidence particulière sur la qualité des résultats en simulation pluie-débit.

17.2.2 Résultats

Autant pour les débits de pointe que pour les lames écoulées horaires, les résultats obtenus sont généralement du même ordre de grandeur que les observations (figure 17.6, paragraphe 2.2 annexe VII). Néanmoins, on enregistre une surestimation des débits de pointe et des lames écoulées dans toute la gamme de fréquence. Cette surestimation des débits et des lames est en partie consécutive à la surestimation des quantiles de pluie à pas de temps fin.

Les surestimations les plus fortes sont enregistrées sur les bassins versants de l'Alma et de la Lézarde. A la suite du passage du cyclone Dorothy en août 1970, Guiscafre *et al.* (1975) ont estimé que le débit de pointe était compris entre 105 et 130 m³/s pour l'Alma et entre 265 et

³² On rappelle que l'hiver correspond à la période allant du 1^{er} décembre au 31 mai et que l'été correspond à la période comprise entre le 1^{er} juin et le 30 novembre.

320 m³/s pour la Lézarde. Les valeurs simulées des débits centennaux correspondent à un événement de ce type pour les deux bassins (figure 17.7). Par conséquent, même si la période de retour est fautive, les valeurs simulées pour les débits centennaux sont réalistes du point de vue de l'hydrologie de ces bassins versants.

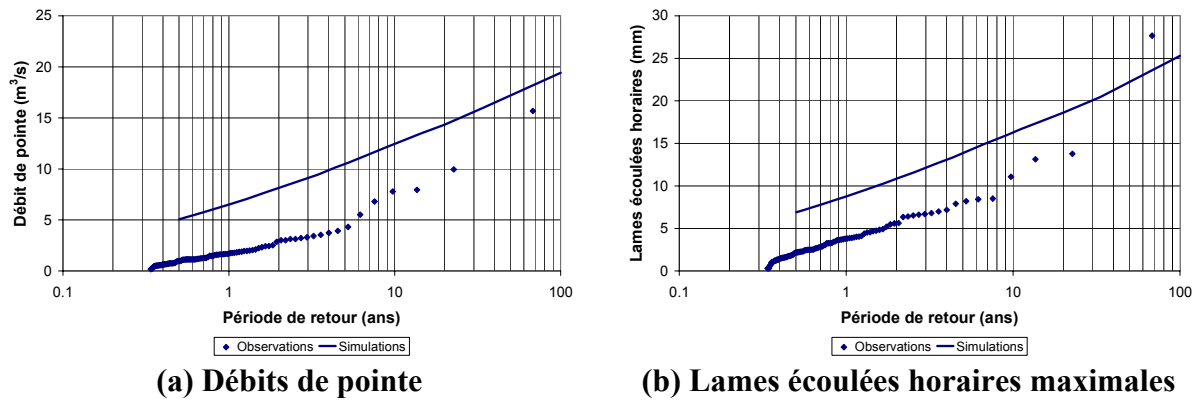


Figure 17.6 : Résultats obtenus en simulation pluie-débit pour le bassin versant du Rimbaud.

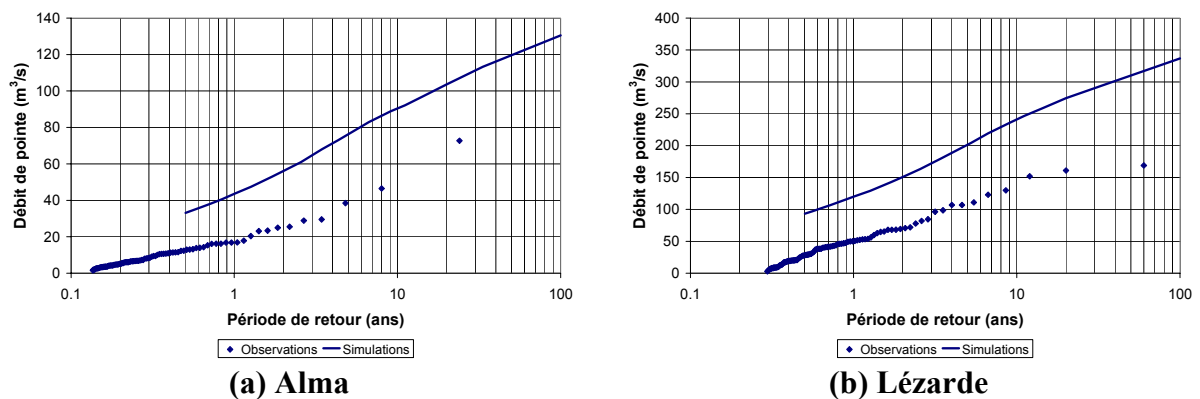


Figure 17.7 : Débits de pointe simulés pour les bassins versants de l'Alma et de la Lézarde.

17.2.3 Analyse des résultats

La surestimation des débits de pointe et des lames écoulées est assez logique dans la mesure où nous avons choisi une paramétrisation des bassins versants suivant les valeurs des paramètres correspondant aux crues maximales enregistrées. Sur les bassins versants jaugés, il serait possible de modifier les valeurs des paramètres pour reproduire la distribution de fréquence empirique des débits et des lames. Nous pensons par exemple à l'utilisation de liaisons statistiques entre X_4 et la pluie maximale horaire ou à la définition de X_1 en fonction de la saison. Si les crues courantes sont davantage laminées, le risque de surestimation des débits de pointe diminue ; si X_1 évolue en fonction de la saison, les crues d'automne ou d'hiver reprennent de l'importance par rapport aux crues estivales.

Notre point de vue consiste à conserver une paramétrisation du modèle pluie-débit suivant des valeurs limites des paramètres pour chaque bassin versant. A période de retour égale, cela entraîne une maximisation des débits de pointe calculés par rapport aux débits de pointe observés. En parallèle, cela nous permet de tendre vers l'estimation des crues rares qui sont celles qui nous intéressent en prédétermination. Comme nous simulons 100 échantillons de 50

ans de chroniques pluie-débit, la crue la plus forte a une période de retour estimée de 100 ans d'après la formule de Hazen.

En hydrologie en général et sur les petits bassins versants torrentiels en particulier, nous sommes souvent confrontés à des horsains ou à des problèmes d'échantillonnage. Dans le cas par exemple du bassin de l'Erlenbach, la période de retour empirique de la crue maximale est inférieure à la période de retour réelle de l'événement (Rickenmann, 1997 ; chapitre II). Dans le cas du bassin du Lumpenbach, on peut penser qu'un problème d'échantillonnage nous amène à estimer la crue décennale à $4,05 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ et la crue vicennale à $4,09 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ (figure 17.8).

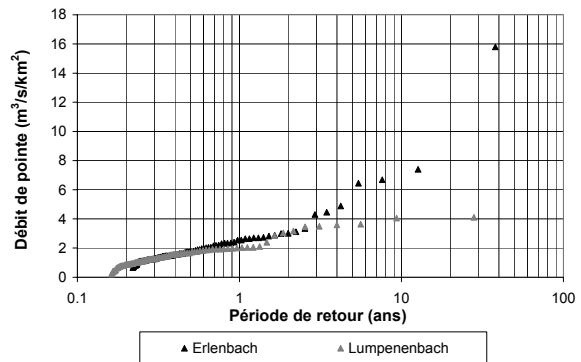


Figure 17.8 : Distributions de fréquence des débits de pointe des bassins versants de l'Erlenbach et du Lumpenbach.

La période de retour de l'événement maximal simulé est donc purement indicative. Quoiqu'il en soit, cet événement peut être considéré comme réaliste compte tenu de la climatologie locale et des caractéristiques du bassin versant. Il correspond à une situation de crue exceptionnelle pour le bassin en ce qui concerne non seulement la réponse hydrologique du bassin mais aussi les conditions de forçage correspondant à cet événement.

D'un point de vue pratique, si un événement exceptionnel est défini, on peut en estimer l'extension sur le terrain. Pour établir une cartographie, le zonage du risque est de toute façon défini à partir de la plus forte crue connue, si sa période de retour est au moins égale à 100 ans. En revanche, pour le projeteur ou d'un point de vue réglementaire (Plan de Prévention des Risques inondation), la définition d'un niveau de sécurité acceptable à partir des informations ainsi obtenues ne sera pas immédiat. La solution consistera sûrement à rechercher le meilleur compromis possible entre la crue exceptionnelle probable et un dimensionnement acceptable.

17.2.4 Conclusion

Sur les bassins versants jaugés, nous avons choisi une paramétrisation du modèle pluie-débit suivant des valeurs limites des paramètres. La méthode retenue pour désagréger les pluies horaires en pluies à pas de temps fin conduit également sur certains postes pluviographiques à une surestimation des quantiles de pluie. Ces choix contribuent à une surestimation des débits. Cependant, on tend de cette manière vers l'estimation d'une crue exceptionnelle et réaliste compte tenu de la réponse hydrologique du bassin versant et des conditions de forçage climatique.

Sur des bassins versants jaugés, il serait possible d'améliorer la méthode pour mieux faire correspondre les observations et les simulations. Néanmoins, une paramétrisation des bassins versants suivant des valeurs limites des paramètres semblent trouver une explication sur le terrain. Dans ces conditions, une extension de la méthode aux petits bassins versants torrentiels non jaugés paraît envisageable.

17.3 Prédétermination des débits de crue sur les bassins versants non jaugés

Le choix qui a été effectué sur les bassins versants jaugés consiste à fixer les valeurs des paramètres X1, X4 et PED à leurs valeurs limites. De cette manière, on tend vers l'estimation d'une crue exceptionnelle en extrapolant le comportement hydrologique des bassins versants dans toute la gamme de fréquence des débits.

Pour transposer la méthode vers un petit bassin versant torrentiel non jaugé, il est nécessaire :

- d'extrapoler la réponse hydrologique du bassin ;
- d'en donner une paramétrisation limite caractéristique ;
- d'associer le modèle pluie-débit, paramétré suivant des valeurs limites des paramètres, avec le générateur stochastique de pluie utilisé dans sa version régionale.

Dans ce paragraphe, nous chercherons à poser les bases d'une méthode de prédétermination des débits applicable aux petits bassins versants torrentiels. Cela passera essentiellement par la définition de la paramétrisation du modèle pluie-débit. Nous n'avons pas pu aller aussi loin que nous l'aurions souhaité dans ce domaine. Il s'agira donc surtout de faire le point sur les méthodes et les outils disponibles dans un contexte où les données hydrométriques et pluviographiques sont peu nombreuses ou complètement absentes.

Nous ne nous intéresserons qu'à l'étape de transformation de la pluie en débit même si un travail est nécessaire dans le cadre de la génération stochastique des pluies à pas de temps fin à partir d'une information journalière. Ce travail s'avérerait très utile puisque les données journalières sont bien souvent la seule information sur les pluies qui soit disponible. De plus, lorsqu'elles existent, il arrive fréquemment que les données de pluie à pas de temps fin ne soient disponibles que sur un seul poste, souvent situé en zone de piémont ou en plaine. A défaut d'une étude particulière, la version régionale du générateur de pluie que nous avons proposée au paragraphe 17.1 pourra être utilisée. A ce moment-là, il faudra rester prudent dans l'analyse des résultats et tenir compte de la qualité des estimations des quantiles de pluie.

17.3.1 Régionalisation de la transformation pluie-débit

Dans le cadre de la régionalisation de la transformation pluie-débit, on cherche souvent à expliquer les valeurs des paramètres du modèle pluie-débit en fonction de descripteurs climatiques ou physiographiques des bassins au moyen de régressions multiples (Perrin, 2000). Les problèmes rencontrés sont alors les suivants :

- les descripteurs retenus ne permettent pas de tenir compte des paramètres explicatifs principaux de la réponse d'un petit bassin versant torrentiel donné ;
- les liaisons statistiques utilisées ne permettent pas de distinguer les réponses hydrologiques de deux bassins versants voisins.

En outre, les quelques exemples de ce type d'approche que nous avons pu trouver dans la littérature n'aboutissent pas à des résultats de bonne qualité. Ainsi, dans le cadre de la méthode SHYPRE régionale, tous les efforts fournis pour régionaliser J n'ont abouti qu'à des résultats médiocres (Fouchier & Lavabre, 2002). Nous pouvons citer également les travaux de Schatzl (2002) qui a étudié les corrélations entre les débits des crues et les caractéristiques physiques ou climatiques des bassins³³. L'étude a été réalisée sur 153 bassins versants autrichiens de moins de 10 km² à plus de 1000 km². Les variables significatives mises en

³³ Les variables testées dans le cadre de cette étude sont la surface, l'altitude, la pente moyenne, l'exposition, la pluie moyenne annuelle, la longueur du réseau hydrographique, la densité du réseau de drainage et l'occupation de l'espace (Schatzl, 2002).

évidence sont la surface et la longueur du réseau hydrographique. Compte tenu de la gamme de surfaces des bassins, ce résultat n'est pas étonnant. Néanmoins, on peut s'interroger sur la pertinence du transfert de ces liaisons statistiques à des bassins versants non jaugés de surfaces réduites.

Ce type de régionalisation est en général appliqué à des grands bassins versants situés en plaine. Pour les bassins versants de montagne, une telle approche peut à la limite conduire à estimer les paramètres de la transformation pluie-débit ou directement les débits, dans le cas de l'étude de Schatzl, en tous les points du réseau hydrographique d'un massif pris dans son ensemble.

Or, les réponses hydrologiques des petits bassins versants torrentiels sont influencées par les caractéristiques physiques et climatologiques locales des bassins. Les contrastes peuvent être très importants entre les réponses hydrologiques de deux bassins versants voisins aux caractéristiques physiques et climatologiques relativement similaires. Dans le cas des bassins versants de Draix ou de la vallée de l'Alptal par exemple, il n'existe véritablement qu'un seul paramètre physique qui permette de distinguer les réponses des bassins en terme de débit de pointe et de volume écoulé. Pour les bassins versants de la vallée de l'Alptal, il s'agit du pourcentage de zones humides ; pour les bassins versants de Draix, il s'agit du pourcentage de zones dénudées qui correspond pour ces bassins au pourcentage de zones non couvertes par de la végétation.

Ces paramètres physiques ne sont pas facilement quantifiables ni forcément transposables sur d'autres bassins. Pour mémoire, la coupe forestière réalisée entre 1987 et 1989 sur le bassin versant de la Latte n'a pas permis de montrer une évolution significative des écoulements en liaison avec le pourcentage de la surface du bassin couvert par de la forêt (Lavabre *et al.*, 2000 [1]).

Compte tenu de l'importance de certaines particularités locales sur les petits bassins versants torrentiels, il nous semble préférable de nous orienter vers la reconnaissance de ces particularités directement sur le terrain puis vers la traduction de ces particularités en réponse hydrologique des bassins et en valeurs des paramètres du modèle pluie-débit. Notre modèle pluie-débit descriptif de la réponse hydrologique ainsi que les bassins versants sur lesquels ce travail a déjà été effectué sont très utiles. Cela signifie que nous n'abandonons pas la régionalisation des débits sur les petits bassins versants torrentiels de la même manière qu'elle est traitée sur d'autres types de bassins versants. Par ailleurs, le choix de cette approche implique qu'il s'agit en priorité de prédéterminer la réponse hydrologique du bassin avant de prédéterminer les débits.

17.3.2 Proposition d'une méthode de prédétermination des débits pour les petits bassins versants torrentiels

La méthode que nous envisageons se compose de trois étapes principales (figure 17.9) :

- étape n°1 : prédétermination de la réponse hydrologique du bassin
Cette étape a pour objectif de définir la typologie des crues et la réponse hydrologique correspondante du bassin de manière qualitative. Pour cela, les caractéristiques physiques des bassins non jaugés doivent être étudiées puis comparées avec les informations disponibles sur les bassins versants jaugés. Les caractéristiques des pluies de la région où sont situés les bassins non jaugés sont importantes. A partir des informations collectées sur les pluies et les bassins non jaugés, nous pouvons émettre des hypothèses sur le

fonctionnement des bassins qui sont confirmées ou infirmées par comparaison avec les réponses hydrologiques des bassins versants connus ;

- étape n°2 : traduction de la réponse hydrologique en valeurs des paramètres du modèle pluie-débit
 A cette étape, nous utilisons les valeurs des paramètres obtenues sur les bassins versants connus ainsi que les hypothèses de fonctionnement proposées pour les bassins non jaugés afin de définir des gammes de valeurs acceptables pour les paramètres caractéristiques de la réponse des bassins en crue ;
- étape n°3 : prédétermination des débits de crue
 A l'issue des deux étapes précédentes, des valeurs des paramètres du modèle caractéristiques de la réponse hydrologique des bassins versants non jaugés sont proposées. Il ne reste plus qu'à associer le modèle pluie-débit et le générateur stochastique de pluie, utilisée dans sa version régionale.

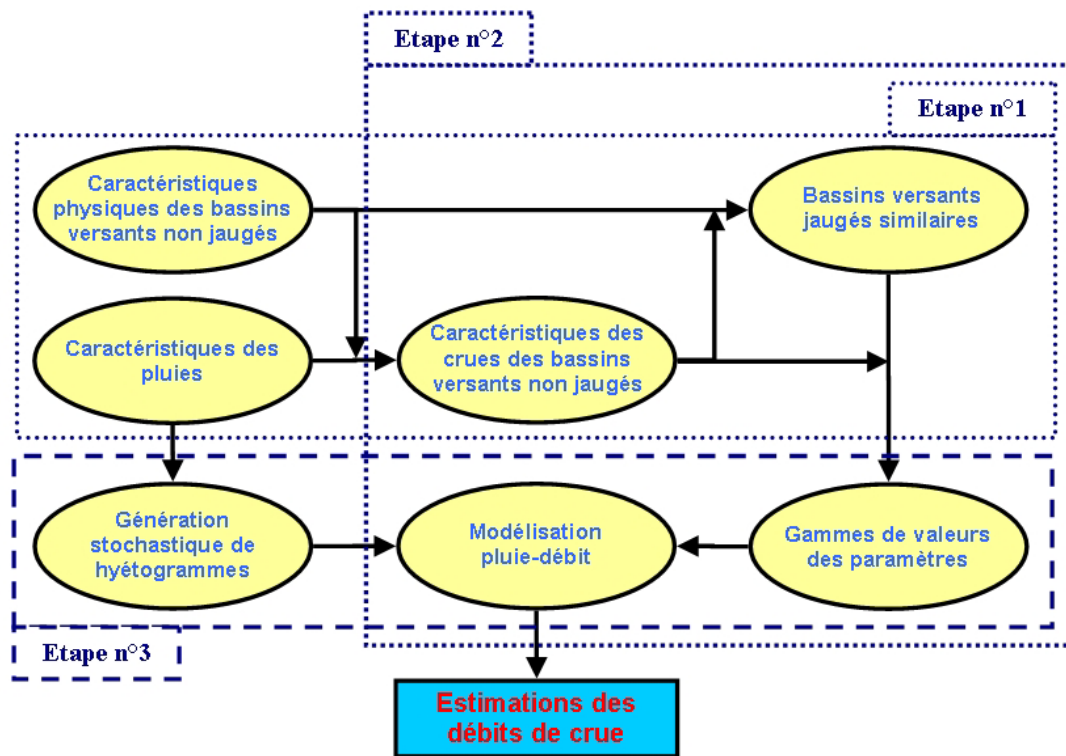


Figure 17.9 : Principe de la méthodologie envisagée.

Par rapport à la méthode proposée pour les bassins versants jaugés, nous avons besoin de définir les valeurs de X1, X4, PED et du débit initial pour effectuer la transformation des pluies en débit. Pour le débit initial, on considérera soit qu'il est égal au module interannuel, soit qu'il est du même ordre de grandeur que celui utilisé pour un bassin versant similaire jaugé, soit qu'il est nul. En ce qui concerne le pourcentage d'écoulement direct (PED), l'essentiel est de déterminer s'il faut ou non prévoir des apports par vidange du réservoir. Compte tenu des résultats présentés dans le tableau 16.5, nous pouvons réduire les valeurs limites possibles pour ce paramètre en considérant qu'il vaut 80 % ou 100 %.

Les valeurs limites de X1 et de X4 sont plus problématiques à définir. Une comparaison des caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins versants non jaugés avec celles

notamment des bassins versants jaugés de notre étude puis l'utilisation des valeurs limites des paramètres qui y ont été définies devraient permettre de donner des estimations possibles de X1 et de X4.

17.3.3 Etape n°1 : Prédétermination de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels

Sur les petits bassins versants torrentiels non jaugés, même lorsqu'aucune donnée hydrométrique ou pluviographique n'est disponible, de nombreuses informations peuvent être collectées suivant plusieurs niveaux d'analyse. Ces informations permettent d'estimer qualitativement la réponse d'un bassin et, en fonction des valeurs prises par les paramètres sur d'autres bassins versants mieux connus, de traduire cette réponse en valeurs des paramètres. Nous indiquons maintenant quatre niveaux d'analyse des bassins versants. Ils correspondent en partie à ceux qui sont recommandés par Spreafico *et al.* (2003) dans le guide d'évaluation des crues des bassins versants suisses.

17.3.3.1 Analyse cartographique

La première étape d'analyse consiste à analyser le bassin d'un point de vue géographique et structurel. Les bases de données cartographiques ne sont pas toujours d'une résolution spatiale suffisante. Néanmoins, une carte au 1/25000 suffira à définir la surface, la pente, les altitudes minimales et maximales, la forme du bassin ainsi que la structure du réseau hydrographique. Pour mémoire, nous rappellerons que les bassins de notre échantillon qui présentent les temps de réponse les plus courts sont les bassins les plus compacts. Les bassins versants allongés ont des temps de réponse plus longs. On peut également observer sur ces bassins plusieurs phases dans le déroulement de la crue et donc plusieurs contributions au cours de la réponse.

La structure du réseau hydrographique, même à une échelle grossière, peut permettre d'estimer si le bassin versant s'organise autour d'un seul drain principal, c'est souvent le cas sur les bassins allongés, ou s'il s'organise autour de plusieurs drains principaux. Si ces drains se rejoignent peu avant l'exutoire du bassin, on peut estimer que le bassin versant répond comme plusieurs petits sous bassins versants. Des différences de ce type sont visibles par exemple sur les bassins du Vogelbach et du Lumpenbach (figure 4.19, chapitre II).

Une telle analyse permet aussi d'avoir une vue d'ensemble du bassin versant qu'il est impossible d'avoir sur le terrain. On pourra ainsi identifier certains éléments particuliers des bassins comme par exemple les zones de replat et les verrous glaciaires, les zones à forte pente ou la forme des versants. Les verrous glaciaires sont particulièrement intéressants dans la mesure où à l'amont se développe une zone de stockage et à l'aval une zone d'accélération des écoulements.

Enfin, une carte géologique et son manuel donneront une première idée de la nature des terrains et des caractéristiques hydrologiques qui peuvent en découler. A titre indicatif, nous mentionnerons le cas du bassin versant de Marie-Agnès, même s'il s'agit d'un cas très particulier. La présence d'une plaine avait été détectée à partir de la carte topographique au 1/25000 (annexe III). L'étude de la carte géologique de la Martinique a permis de montrer qu'il s'agissait d'un paléo-lac (Westercamp *et al.*, 1989). Cela permet d'interpréter les faibles coefficients d'écoulement et le fort laminage des crues par rapport aux autres bassins de la zone.

17.3.3.2 Analyse climatologique

L'objectif de cette analyse est de positionner un petit bassin versant torrentiel non jaugé et en cours d'étude dans une région plus vaste dont la climatologie est connue. Cela donne une idée de la nature et de la répartition des précipitations au cours de l'année. Il est ensuite possible de caractériser la typologie des pluies susceptibles de provoquer des crues importantes. En fonction de la saison, cette analyse permet aussi de préciser si, outre la pluie, la fonte de la neige peut intervenir dans la formation des crues. En Suisse, 9 cellules de climatologie identique ont été définies (Gurtz *et al.*, 2001). Un bassin versant quelconque est ainsi immédiatement positionné dans une zone où la climatologie est référencée.

Ces informations se trouvent parfois dans des ouvrages de type « Monographie régionale ». Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé la monographie hydrologique de la Martinique rédigée par Guiscafre *et al.* (1975). Au-delà de la définition de la saison à plus fort risque, nous avons ainsi pu positionner les bassins versants étudiés au sein d'une climatologie qui varie sur cette île du nord au sud et de l'est à l'ouest.

17.3.3.3 Analyse historique

La connaissance, même qualitative, de l'occurrence d'événements passés peut aider à caractériser la typologie des pluies à l'origine des crues et le type de réponse des bassins versants. Les crues majeures, notamment celles ayant occasionnées des victimes, sont souvent répertoriées soit par les services de Restauration des Terrains de Montagne, soit par les mairies concernées. Certains événements majeurs font même l'objet d'une analyse ou d'une présentation particulière. On pense par exemple à l'ouvrage de Battle & Gual (1990) concernant les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. Plus récemment, on citera plusieurs rapports d'étude ou de recherche rédigés à la suite de la crue de l'Aude en Novembre 1999 (Gaume *et al.*, 2004) ou de celle du Gard de septembre 2002 (Lequien, 2003 ; Gaume *et al.*, 2003 ; Lavabre *et al.*, 2003 ; Royet *et al.*, 2003 ; Fouchier *et al.*, 2004).

Des références de ce type aideront à caractériser les phénomènes à l'origine des événements majeurs, leurs extensions, leurs durées et leurs dates d'occurrence. Le positionnement des phénomènes dans un cadre temporel et géographique permet de déduire des caractéristiques essentielles des pluies à l'origine des crues :

- si aucune réaction concomitante n'est répertoriée sur des bassins versants plus grands, on peut penser que la crue est liée à un événement localisé de type averse orageuse isolée ;
- si au contraire il s'agit d'une crue ayant entraîné une réaction remarquable sur des bassins versants plus grands, on peut penser soit à une longue période pluvieuse d'ampleur régionale durant l'automne ou le printemps, à laquelle s'ajoute éventuellement la fonte des neiges, soit à de fortes chutes de pluie lors d'un redoux au cours de l'hiver.

Une comparaison des résultats obtenus sur les bassins versants non jaugés avec les typologies des crues des bassins versants jaugés donne déjà une idée de l'importance des phénomènes pluvieux et du type de fonctionnement que l'on peut envisager. Par exemple, il est intéressant de rappeler que sur un bassin versant comme celui du Laval, les crues les plus fortes ne sont jamais provoquées par des longues périodes pluvieuses d'automne ou de printemps. A l'inverse, des pluies longues et peu intenses peuvent entraîner une crue forte sur le bassin du Brusquet. Par conséquent, si une crue de ce type est répertoriée, on peut faire le lien avec l'importance de la saturation progressive des terrains et/ou des conditions initiales.

17.3.3.4 Analyse naturaliste

Les analyses cartographiques, climatologiques et historiques donnent des éléments d'information qui devraient aider à caractériser les événements. Il est également possible d'émettre de premières hypothèses de fonctionnement des bassins versants. Pour infirmer ou affiner ces hypothèses, une analyse de terrain est indispensable.

C'est sans doute le niveau d'analyse le plus complexe, le plus qualitatif et le plus subjectif. Il dépend de ce que verra l'opérateur et de la façon dont il interprètera ce qu'il a vu. C'est aussi le niveau d'analyse qui devrait permettre de détecter certaines particularités locales des bassins versants, susceptibles d'influencer la réponse hydrologique des bassins. Dans ce qui suit, nous donnons plusieurs exemples de particularités locales des bassins versants :

- présence de zones humides ou de zones dégradées :
Ces informations seront reliées à celles disponibles sur les bassins versants connus. Dans le cas des zones humides, leur extension et leur localisation varient en fonction de la topographie, des pluies antérieures, de la saison et des caractéristiques de l'événement. Il sera vraisemblablement utile de revenir plusieurs fois sur le bassin et si possible à des périodes différentes. Dans le cadre de l'estimation d'une crue exceptionnelle, on pourra se contenter d'une estimation de l'extension maximale des zones humides ce qui correspondra à une situation favorable à l'enregistrement d'une crue exceptionnelle, sans forcément chercher à mieux caractériser leur développement au fil du temps ;
- nature des sols :
Soit en bordure du lit, soit grâce à la présence ou à l'absence de végétation, soit au moyen d'une tranchée, on pourra essayer de caractériser la nature des sols et leur capacité d'infiltration et de stockage. Des informations même qualitatives et ponctuelles seront plus utiles que pas d'information du tout ;
- présence ou absence de végétation ainsi que la nature du couvert végétal :
Il ne faudrait pas croire que la présence ou non de végétation induit partout un fonctionnement comme celui des bassins de Draix. Néanmoins, cela peut donner une idée de l'importance des écoulements hypodermiques en lien notamment avec le développement des sols ;
- développement d'un réseau hydrographique dense :
On sera attentif par exemple à la présence de drains secondaires sans écoulement permanent mais que des pluies fortes pourraient activer ;
- présence ou absence d'un transport solide actif :
Une analyse du lit en plusieurs endroits devrait permettre d'identifier non seulement la présence ou l'absence de transport solide mais aussi la nature des matériaux transportés (matériaux grossiers, matières en suspension) ainsi que la nature des écoulements (charriage ou lave torrentielle). Une analyse de terrain permettra aussi d'identifier certaines zones potentielles de départ. A titre indicatif, les 4 bassins versants du groupe n°1 présentent les débits spécifiques les plus élevés. Le transport solide sur ces 4 bassins est très actif ;
- capacité d'écoulement du lit à proximité de l'exutoire :
Un calcul hydraulique peut donner une idée sommaire de la capacité d'écoulement du lit. Cette approche a été utilisée par l'ORSTOM à la Martinique pour les débits de pointe des

crues provoquées par le passage de certains cyclones (Guiscafre *et al.*, 1975). Cette approche est tout de même limitée dans le cas où le transport solide est actif. On peut donner l'exemple du bassin versant de l'Alma dont le fond est réputé pour être instable (chapitre II) ;

➤ présence d'éboulis ou de moraines :

Ces formations superficielles contribuent à stocker une partie des pluies de manière temporaire et à différer la réponse des bassins (Dewolf, 2002). On pourra détecter la présence ou l'absence de sources au pied des éboulis pour identifier le transit de l'eau dans ces formations. Elles peuvent aussi constituer un stock de matériaux disponibles et éventuellement mobilisables par l'écoulement.

Une analyse naturaliste peut aussi s'accompagner d'une analyse photographique. Si les photographies sont toujours prises depuis le même endroit et dans la même direction, il est possible d'évaluer les modifications des versants ou du lit.

Nous avons essayé de répertorier un certain nombre d'éléments visibles sur le terrain et susceptibles d'influencer la nature des écoulements en crue. Cette liste n'est pas exhaustive et l'expérience des opérateurs ou certaines études particulières devraient permettre de la compléter. Tout comme pour le générateur de pluie, une étude particulière devrait sans doute être conduite pour caractériser davantage de paramètres et préciser leur influence.

17.3.3.5 Conclusion

Toutes ces informations qualitatives obtenues suivant quatre niveaux d'analyse s'avèrent très utiles pour caractériser les crues et les contributions principales aux écoulements. Il est ensuite possible de relier ces informations à celles déjà disponibles sur les bassins versants étudiés et présentés jusqu'à présent. En fonction des liens, nous pouvons alors envisager de paramétrer les bassins versants.

17.3.4 Etape n°2 : Traduction de la réponse hydrologique des bassins en valeurs des paramètres du modèle pluie-débit

Pour donner des ordres de grandeur des valeurs des paramètres et donner des exemples de caractéristiques des bassins versants susceptibles d'influencer de manière non négligeable la nature des écoulements, nous avons voulu résumer l'information disponible dans un tableau (tableau 17.1). Ce tableau reprend à la fois les valeurs des paramètres mais aussi les principales caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins versants³⁴.

L'intérêt de ce travail de synthèse est de regrouper l'information et d'essayer de la rendre exploitable dans le cadre d'une étude particulière. Un tableau de ce type nous a semblé plus utile que la recherche d'une méthode standard d'estimation des paramètres limites X1 et X4. Nous n'avons pas cherché à condenser les réponses hydrologiques des bassins ou les valeurs des paramètres en une ou deux formules synthétiques.

³⁴ En ce qui concerne les valeurs du débit initial, nous indiquons dans le tableau 17.1 les valeurs médianes estivales et hivernales pour chaque bassin.

Tableau 17.1 : Tableaux récapitulatifs des résultats.

Sites	Bassins versants	Caratéristiques physiques				Climatologie				Hypothèses sur la réponse hydrologique	Paramétrisation des bassins					
		Surface (km ²)	Compacité	Réseau de drainage	Facteurs différents entre bassins voisins	Pluie moyenne annuelle (mm)	Pluie décennale en 24 heures (mm)	Pluie horaire décennale (mm)	Typologie des pluies à l'origine des crues		X1 limite (%)	X2 = f(P _T) (%)	X3	X4 limite (min)	PED limite (%)	Débit initial (m3/s)
Draix (Alpes du Sud)	Laval	0.86	1.25	dense	- Pourcentage de zones dégradées	900	90	35	Pluies courtes et intenses	Écoulement hortonien	70	20.0	0	20	100	0/0.01
	Brusquet	1.08	1.17	2 drains principaux		900	100	45	Orages, pluies longues et peu intenses	Écoulements hortonien, hypodermique	15	21.6	f(P _T ,D,X1,PED)	60	80	0/0.01
Suisse (quart nord-est)	Erlenbach	0.64	1.72	1 drain principal	- Pourcentage de zones humides - Forme des bassins	2300	120	35	Orages estivaux brefs et intenses	Zones contributives	70	15.0	0	35	100	0.01/0.02
	Lumpenbach	0.93	1.39	1 drain principal		2300	135	40			25	15.4	f(P _T ,D,X1,PED)	30	70	0.02/0.06
	Vogelbach	1.55	1.17	dense dans la partie supérieure		2300	110	40			20	21.5	f(P _T ,D,X1,PED)	25	70	0.03/0.05
	Rietholzbach	3.31	1.23	1 drain principal		1580	90	30			Orages, pluies hivernales	Zones contributives	20	12.7	f(P _T ,D,X1,PED)	60
Martinique (Antilles françaises)	Alma	4.31	1.14	3 drains principaux	- Surface - Présence du Paléo-lac	4580	260	80	Pluies courtes et intenses enregistrées durant la saison des pluies	Activation des drains et effet piston	35	16.6	0	25	100	0.68/0.46
	Lézarde	12.99	1.15	2 drains principaux		4170	255	80			45	18.0	0	30	100	1.10/1.05
	Marie-Agnès	16.49	1.14	dense		5040	310	90			20	13.0	f(P _T ,D,X1,PED)	60	80	1.66/1.42
Réal Collobrier (côte méditerranéenne)	Rimbaud	1.5	1.15	2 drains principaux		1100	160	55	Pluies automnales	Activation des drains	35	27.2	f(P _T ,D,X1,PED)	30	85	0/0.02

Pour paramétrer un bassin versant quelconque, la comparaison entre les résultats issus des différentes analyses et les résultats obtenus sur les bassins versants jaugés devrait au contraire permettre au lecteur de caractériser la réponse hydrologique du bassin versant non jaugé en cours d'étude et de définir des valeurs des paramètres. On retiendra que la paramétrisation d'un petit bassin torrentiel quelconque se limite à la définition des valeurs des paramètres X1 et X4. En effet, les pertes initiales (X2) pourront être fixées à 20 % du cumul de pluie de l'événement. Le pourcentage d'écoulement direct (PED) sera évalué à 80 % ou à 100 %.

La probabilité d'étudier un bassin versant qui serait complètement différent des bassins versants étudiés n'est pas nulle. Dans tous les cas, il faut pratiquer une gymnastique intellectuelle pour faire correspondre entre elles les caractéristiques des bassins versants. Ces allers-retours entre les caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins jaugés et des bassins non jaugés ne seront pas forcément évidents. En cas de doute, on pourra choisir les valeurs des paramètres dans une gamme de valeurs possibles. Cela concerne en particulier le paramètre X1.

17.3.5 Etape n°3 : Prédétermination des débits

A cette étape, toutes les informations nécessaires à l'association de notre modèle pluie-débit avec le générateur stochastique de pluie de la méthode SHYPRE utilisé dans sa version régionale sont disponibles. Des chroniques de pluies sont simulées puis transformées en chroniques de débits simulés. De ces chroniques de débits sont extraites les distributions de fréquence des débits de pointe et des lames écoulées.

La proposition d'une méthode ne doit pas occulter la possibilité d'en utiliser plusieurs en parallèle. Pour valider les résultats obtenus en simulation, l'emploi des formules sommaires peut par exemple faciliter les comparaisons.

17.3.6 Exemple

Pour illustrer nos propositions, nous souhaitons clore ce chapitre par un exemple. Notre objectif n'est pas de donner une estimation d'un débit de crue exceptionnelle. Il s'agit plutôt de présenter la démarche ainsi que les hypothèses et les approximations que l'on peut envisager de faire dans un cas très concret.

Le cas que nous avons choisi de présenter n'est pas totalement inconnu. Il s'agit du bassin versant de la Latte. Nous avons retenu ce bassin d'une part parce que les données n'étaient pas suffisamment nombreuses pour être utilisées dans le cadre de ce chapitre et d'autre part parce que nous avons eu l'occasion de nous rendre sur le site. Les données hydrométriques et pluviographiques disponibles sur ce bassin n'ont été utilisées que pour contrôler la qualité des résultats obtenus.

Dans un premier temps, nous cherchons à caractériser la réponse hydrologique du bassin de la Latte. Toutes les informations qualitatives et physiques nécessaires pour traiter cet exemple sont rappelées au fur et à mesure.

17.3.6.1 Etape n°1 : Prédétermination de la réponse hydrologique du bassin

L'applicabilité de la méthode se justifie par le fait que la surface du bassin est réduite (0,19 km²). De plus, par le passé, il y a déjà eu des épisodes de crues torrentielles, provoquées par des pluies cévenoles. Cette indication signifie que le bassin est touché par des épisodes

pluvieux d'automne de longue durée (24 à 48 heures), présentant des cumuls importants (200 à 300 mm voire plus) et des pluies horaires très intenses (60 à 80 mm en 1 heure).

D'après Cosandey (1999), la réponse des bassins du Mont Lozère à des épisodes pluvieux cévenols se fait par activation des écoulements par effet piston. De plus, lors d'une visite sur le terrain le 21 octobre 2003, nous avons constaté la présence d'écoulement sur surfaces saturées en fond de vallon et d'écoulement hypodermique dans la couche superficielle de sol à la hauteur de la station de jaugeage du bassin versant voisin de Cloutasse (figure 17.10). Les sols possèdent une capacité de rétention importante. Ils sont également filtrants. Localement, on peut avoir des zones d'exfiltration puis d'écoulement sur des surfaces saturées.



(a) Ecoulement sur surfaces saturées dans le vallon de la Latte



(b) Ecoulement hypodermique à la hauteur de la station de jaugeage du bassin de Cloutasse

Figure 17.10 : Photographies prises sur le bassin de la Latte le 21 octobre 2003.

On trouve une localisation plus précise des zones où des écoulements sur surfaces saturées sont susceptibles de se produire en utilisant la carte du bassin de la Latte proposée par Martin *et al.* (2003). A partir de la figure 17.11, on estime que la zone sourceuse et la tourbière représentent environ 2 % de la surface totale du bassin.

Compte tenu de la réponse des bassins versants et de la climatologie, le bassin de la Latte est comparable aux bassins versants martiniquais de l'Alma et de la Lézarde. Cela implique que la surface est un paramètre important de la réponse hydrologique du bassin.

Par ailleurs, la zone sourceuse est comparable aux zones humides référencées sur les bassins de la vallée de l'Alptal. Ainsi, dans l'estimation de X1, nous devons tenir compte de ces 2 %

de la surface du bassin susceptibles de répondre à 100 % de la pluie. Il faut aussi estimer le pourcentage de la pluie pouvant provoquer la réponse de 100 % du bassin.

Enfin, Martin *et al.* (2003) ne mentionnent sur la carte qu'un chenal d'écoulement temporaire et de densité très faible. Nous ne pouvons donc pas estimer la valeur de X4 uniquement à partir de la surface. Par ailleurs, le choix du débit initial s'oriente vers une valeur faible.

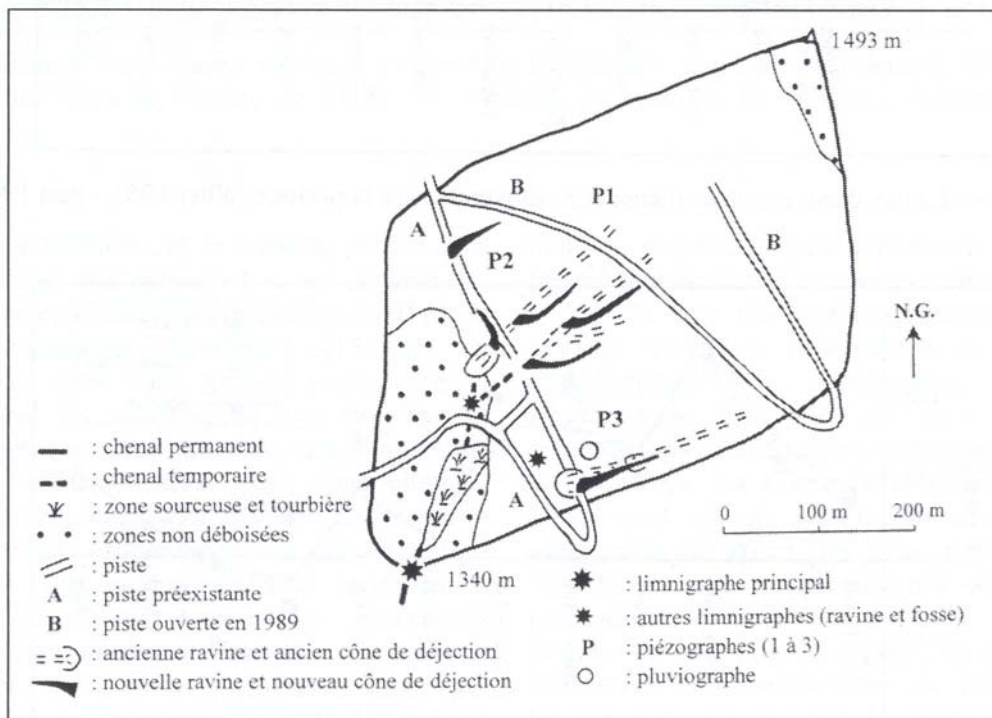
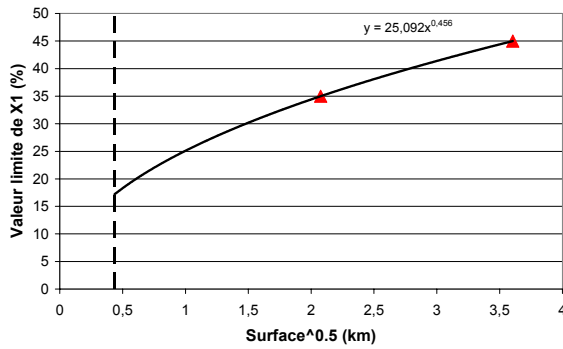


Figure 17.11 : Bassin versant de la Latte (Martin *et al.*, 2003)

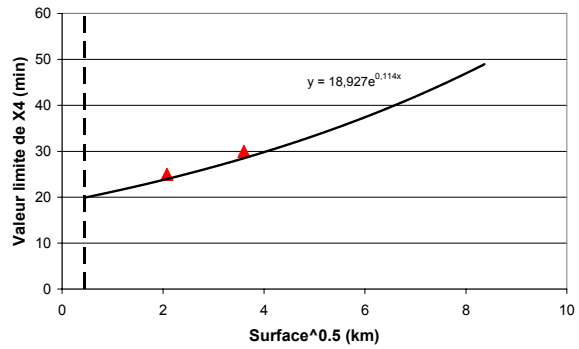
17.3.6.2 Etape n°2 : Paramétrisation du bassin versant

Les ressemblances entre les bassins martiniquais et le bassin de la Latte impliquent qu'une valeur de PED de l'ordre de 100 % peut être envisagée. De plus, la surface est le paramètre morphologique important pour les bassins versants martiniquais (Guiscafre *et al.*, 1975). Pour estimer la valeur de X4, nous utilisons donc la relation donnant le temps de montée en fonction de la racine carrée de la surface du bassin. Cette relation a déjà été présentée au chapitre III. Nous l'indiquons à nouveau à la figure 17.12 (b).

Pour X1, nous avons choisi d'utiliser également une relation donnant la valeur limite de ce paramètre en fonction de la racine carrée de la surface. Nous avons donc exprimé la valeur des paramètres limites estimés sur les bassins de l'Alma et de la Lézarde directement en fonction de la racine carrée de la surface de chaque bassin. A partir de ces 2 points, nous extrapolons une courbe de valeurs de X1 exprimées en fonction de la surface (figure 17.12 (a)). Bien entendu, 2 points pour extrapoler une courbe, c'est peu. Néanmoins, l'objectif est ici d'avoir une idée de l'ordre de grandeur de ce paramètre puisqu'il est impossible de relier uniquement sa valeur à un pourcentage de zones humides ou à un pourcentage de zones dégradées.



(a) Paramètre X1



(b) Paramètre X4

Figure 17.12 : Evolution de X1 et de X4 en fonction de la surface des bassins versants.

De cette manière, des estimations des 2 paramètres sont effectuées :

- pour X1, la valeur estimée est d'environ 17,2 % (figure 17.12 (a)). Compte tenu des 2 % de zones humides, on propose une estimation de la valeur de X1 de 20 % ;
- pour X4, la valeur est estimée à environ 20 minutes (figure 17.12 (b)). Compte tenu du fait que les écoulements ne sont pas pérennes, nous proposons plutôt une valeur minimum supérieure, de l'ordre de 30 minutes afin d'activer à la fois le bassin et le réseau hydrographique.

Pour intégrer les incertitudes liées à l'estimation des paramètres, nous utiliserons en simulation pluie-débit plusieurs valeurs de X1 et de X4. X1 prendra les valeurs 15, 20 et 25 %. X4 prendra les valeurs 20, 30 et 40 minutes.

Le débit initial est faible a priori. Des valeurs de l'ordre de grandeur de celles des bassins de Draix et du Rimbaud peuvent être envisagées. Nous ferons donc l'hypothèse que le débit initial est d'environ 10 l/s.

Enfin, comme nous l'avons proposé au paragraphe 17.3.4, les pertes initiales sont fixées à 20 % du cumul de pluie de chaque événement.

17.3.6.3 Etape n°3 : Prédétermination des débits

A partir des gammes de valeurs de X1 et de X4, 100 échantillons de 50 ans de chroniques de pluie sont générés stochastiquement en utilisant la version régionale du générateur de pluie à pas de temps fin. Les résultats ainsi obtenus sont présentés à la figure 17.13.

Que X1 varie de 15 à 25 % pour X4 égal à 30 minutes ou que X4 varie de 20 à 40 minutes pour X1 égal à 20 %, les résultats sont du même ordre de grandeur en ce qui concerne l'estimation du débit centennal. Le débit centennal, correspondant à une situation de crue exceptionnelle pour ce bassin, est donc estimé à environ 2 m³/s avec une valeur comprise entre 1,45 et 2,36 m³/s lorsque X1 varie (figure 17.13 (b)) et avec une valeur comprise entre 1,72 et 2,47 m³/s lorsque X4 varie (figure 17.13 (a)).

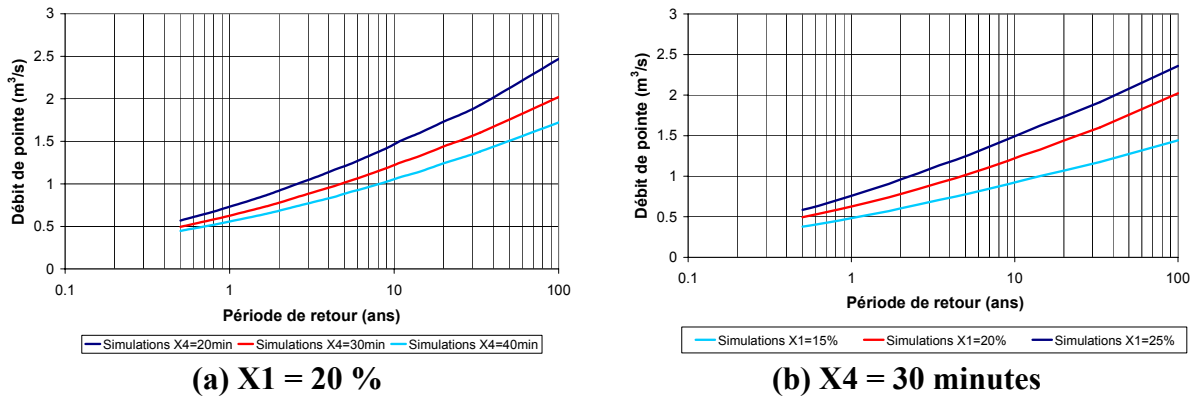


Figure 17.13 : Résultats des simulations pluie-débit.

Pour comparer ces résultats avec les estimations issues des méthodes sommaires (annexes I et VII), deux nouvelles simulations pluie-débit ont été réalisées. Nous avons conservé une valeur de $X4$ de 30 minutes. En revanche, $X1$ prend des valeurs de 100 % et de 35 %. Cette dernière valeur correspond à celle qui a été estimée sur le bassin versant de l'Alma (4,31 km²). On sait par notre approche qu'une estimation d'un débit de crue exceptionnelle correspond à une valeur de $X1$ inférieure à celle du bassin de l'Alma puisque la surface de ce bassin est plus grande que la surface du bassin versant de la Latte. Par conséquent, le débit centennal estimé avec une valeur de $X1$ de 35 % est surestimé par rapport au débit centennal réaliste pour le bassin de la Latte.

Avec une valeur de $X1$ de 100 %, nous obtenons une estimation du débit centennal de l'ordre de grandeur des résultats obtenus pour le débit décennal avec la méthode rationnelle et la méthode SCS (figure 17.14). Avec une valeur de $X1$ de 35 %, nous obtenons une estimation du débit centennal de l'ordre de grandeur du résultat fourni par la méthode Crupedix pour le débit décennal. Enfin, avec une valeur de $X1$ de 20 %, nous obtenons une estimation du débit centennal de l'ordre de grandeur du débit décennal estimé par la méthode SOCOSE. La seule valeur acceptable pour une estimation de débit sur le bassin de la Latte est fournie par la méthode SOCOSE. En revanche, comparativement à notre méthode, les périodes de retour ne correspondent pas.

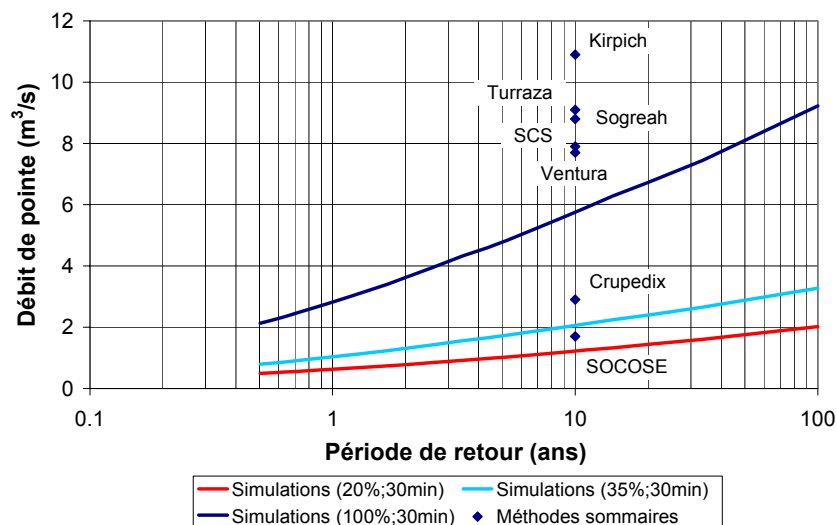


Figure 17.14 : Résultats des simulations pluie-débit pour $X1$ égal à 35 % et 100 %.

17.3.6.4 Conclusion et résultat final

Compte tenu des résultats précédents, nous pouvons proposer une estimation du débit centennal qui tient compte des simulations effectuées suivant les différentes valeurs de X1 et de X4. Le débit centennal est évalué à $2 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une variabilité de 25 % autour de cette valeur (figure 17.15).

Pour finir, nous avons voulu comparer les résultats obtenus selon notre méthode, en utilisant des valeurs de X4 de 20 ou 30 minutes et des valeurs de X1 de 15 ou 20 %, avec la distribution de fréquence des débits de pointe des 15 crues disponibles (figure 17.15). Une nouvelle fois, les débits de pointe des crues courantes sont surestimés. En revanche, la crue du 23 septembre 1992 dont le débit de pointe est estimé à $1,56 \text{ m}^3/\text{s}$, est dans la gamme de valeurs estimées par notre méthode, même si la période de retour d'un tel événement est visiblement supérieure à celle qui est estimée à partir des données.

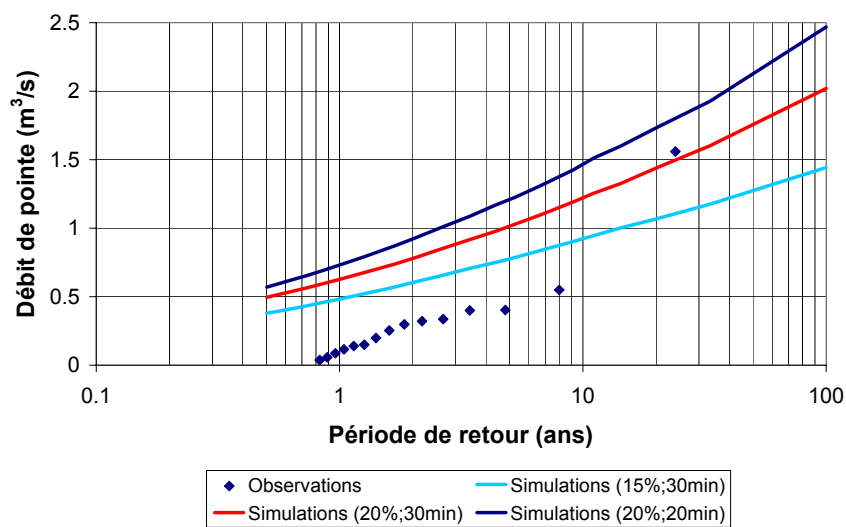
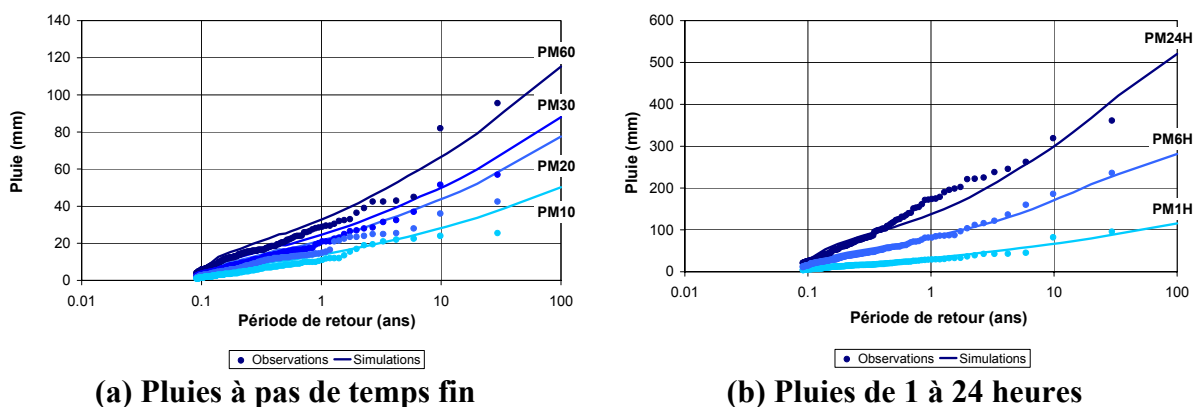


Figure 17.15 : Comparaison des résultats avec les observations.



(a) Pluies à pas de temps fin

(b) Pluies de 1 à 24 heures

Figure 17.16 : Résultats des simulations de pluie.

Par ailleurs, les simulations de pluie horaire et de pluie à pas de temps fin selon la version régionale du générateur stochastique de pluie conduisent également à des estimations correctes des quantiles de pluie (figure 17.16). On note tout de même une tendance à la surestimation des pluies en 20 minutes. On surestime la pluie décennale en 20 minutes de

17 %. En revanche, on sous estime la pluie horaire décennale de 20 %. Néanmoins, dans ce dernier cas, les périodes de retour des deux pluies maximales horaires sont visiblement sous estimées.

Par conséquent, notre approche de prédétermination des débits conduit à une estimation réaliste d'une crue exceptionnelle pour le bassin versant de la Latte. La période de retour estimée pour cette crue exceptionnelle est de 100 ans. Malgré les simplifications et les approximations successives, autant en ce qui concerne la génération stochastique de pluie à pas de temps fin que la transformation pluie-débit, les résultats sont cohérents avec la réponse hydrologique du bassin de la Latte et avec les caractéristiques des pluies de la région où est localisé le bassin.

18 Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons voulu dans un premier temps caractériser la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels de la normale à l'extrême. Nous avons montré qu'il existait des valeurs limites pour le coefficient d'écoulement direct (X_1) et pour le temps de montée de l'hydrogramme unitaire (X_4) du modèle pluie-débit issu de l'analyse directe des crues. Le pourcentage d'écoulement direct (PED) tend également vers une valeur limite.

A partir de ces résultats, une paramétrisation possible pour chaque bassin a pu être proposée. Cette paramétrisation est caractéristique des crues les plus fortes enregistrées. En extrapolation du fonctionnement des bassins versants vers les extrêmes, le choix de cette paramétrisation conduit à une maximisation des distributions de fréquence des débits. Ainsi, pour un bassin versant donné, on tend vers l'estimation d'une crue exceptionnelle mais réaliste.

Le transfert des connaissances acquises sur plusieurs petits bassins versants torrentiels vers les bassins versants non jaugés et l'application d'une méthode de prédétermination des débits reposant sur le principe de la méthodologie SHYPRE ne sont pas immédiats. Tous les problèmes méthodologiques et techniques ne sont pas résolus, notamment la possibilité de générer des chroniques de pluie à pas de temps fin à partir d'une information de pluie journalière. Néanmoins, nous avons voulu présenter l'état d'avancement de nos recherches et les possibilités offertes par les outils désormais en notre possession.

L'interprétation des caractéristiques physiques des bassins versants en valeur des paramètres compte tenu de la connaissance de plusieurs bassins versants jaugés est encore imparfaite et approximative. Généralement, l'interprétation physique des paramètres d'un modèle pluie-débit conceptuel est difficile à faire à cause de la complexité des processus physiques mis en jeu, des interactions entre ces processus et de leur variabilité spatio-temporelle. L'analyse du terrain et la comparaison avec l'existant permettent cependant de proposer une estimation de la réponse des bassins puis des débits de crue. Nous l'avons montré sur un exemple. De nouvelles recherches sont nécessaires pour approfondir l'interprétation des caractéristiques physiques en valeur des paramètres. Malheureusement, nous n'avons pas pu faire autant de terrain que l'aurait nécessité ce travail, notamment parce qu'il nous était impossible de nous rendre régulièrement sur tous les bassins versants étudiés. Malgré cela, nous retiendrons que même lorsqu'il n'y a pas de données hydrométriques et pluviographiques, des données d'un autre type sont disponibles et exploitables sur les petits bassins versants torrentiels.

Une densification du nombre de bassins serait intéressante. Nous pourrions compléter nos données par celles provenant d'autres BVRE instrumentés en Allemagne ou en Autriche notamment. L'idéal serait alors de tester la méthode telle que nous l'envisageons puis de comparer les résultats obtenus avec les crues observées. De cette façon, nous devrions progresser dans la formalisation de cette méthode dont nous avons bien conscience de l'intérêt mais aussi des limites.

Enfin, à défaut de multiplier le nombre de petits bassins versants torrentiels instrumentés, nous espérons que ce travail incitera certains organismes ou certaines communes particulièrement concernées par le risque torrentiel à instrumenter, même temporairement, certains torrents. Des données parcellaires compléteront toujours utilement l'ensemble de celles que nous avons suggérées de collecter sur le terrain.

Conclusion générale

L'objectif général de ce travail était de parvenir à proposer une approche méthodologique pour la connaissance des débits de crue des petits bassins versants torrentiels. Notre point de départ était constitué par les méthodes déjà développées sur d'autres types de bassin versant ainsi que les méthodes sommaires souvent employées en ingénierie. Nous avons montré les limites et les besoins de développement de ces méthodes lorsqu'elles sont appliquées à de petits bassins versants torrentiels (introduction).

Au-delà des résultats présentés au chapitre V et rappelés ultérieurement dans cette conclusion, nous retiendrons que l'originalité de l'approche privilégiée dans le cadre de notre travail découle de la spécificité des petits bassins versants torrentiels. Cette spécificité s'explique par les surfaces des bassins étudiés et par les caractéristiques des écoulements qui y sont observés, en lien avec les caractéristiques physiques plus générales des bassins. En comparant les gammes de surface étudiées en hydrologie et les méthodes utilisées à chaque échelle, on comprend l'intérêt d'une analyse directe des données des petits bassins versants torrentiels afin de mettre en évidence les mécanismes hydrologiques des crues (chapitre I). A l'issue de ce travail, ce sont donc surtout les méthodes d'analyse successives ainsi que leur complémentarité qui doivent être rappelées en premier lieu.

L'analyse des données permet d'acquérir des connaissances précises concernant le déroulement des crues les plus fortes et les principaux mécanismes hydrologiques de la réponse des bassins en crue. Progressivement, ces informations permettent aussi de représenter schématiquement le déroulement des crues grâce à 4 phénomènes élémentaires (chapitre III). Les choix que nous avons fait pour définir ces phénomènes élémentaires sont issus des différentes analyses. Volontairement, nous avons choisi des outils simples et compréhensibles pour traduire les phénomènes élémentaires en modèle théorique.

Les résultats obtenus sont probants. En effet, la compréhension générale du fonctionnement des petits bassins versants torrentiels est meilleure. A partir de caractéristiques physiques élémentaires des bassins versants, des explications des différences observées entre bassins versants voisins et entre bassins versants aux réponses hydrologiques très contrastées peuvent être proposées. Enfin, nous sommes en mesure de proposer un modèle pluie-débit capable de représenter la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels.

Ce modèle présente plusieurs avantages (chapitre IV) :

- les 4 paramètres du modèle traduisant les 4 phénomènes élémentaires de la réponse hydrologique des bassins sont indépendants ;
- outre leur simplicité, les concepts utilisés sont assez universels ;
- ces 4 paramètres ont un sens qui peut être interprété en fonction des caractéristiques physiques et climatiques des bassins versants.

Compte tenu de ces caractéristiques, nous avons naturellement souhaité utiliser le modèle issu de l'analyse des données en prédétermination des débits de crue. Ainsi, d'une approche où des informations sont déduites directement des données pluie-débit, nous évoluons progressivement vers une approche où ces informations sont utilisées pour prédéterminer les débits de crue. A partir des résultats des chapitres III et IV, la méthodologie proposée repose alors davantage sur une prédétermination de la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels que sur une prédétermination d'emblée des débits de crue. Il s'agit en fait d'extrapoler la réponse hydrologique des petits bassins versants torrentiels de la normale à l'extrême puis de la traduire par des valeurs des paramètres du modèle pluie-débit (chapitre V).

Cette fois encore, c'est plus la méthode qu'il faut retenir que les résultats eux-mêmes. En effet, à partir du modèle pluie-débit descriptif de la réponse hydrologique des bassins versants, nous sommes capables d'étudier l'évolution de cette réponse de la normale à l'extrême. De cette manière, nous avons mis en évidence l'existence de valeurs limites pour 2 des 4 paramètres du modèle pluie-débit : le coefficient d'écoulement direct et le temps de montée de l'hydrogramme unitaire. De plus, lorsque le paramètre de vidange du réservoir est fixé, le pourcentage d'écoulement direct tend vers une valeur limite. Etant donné que notre modèle est applicable sur des bassins de plusieurs dizaines de km², notamment pour modéliser les crues les plus fortes, il faudrait vérifier si ces résultats s'étendent à des bassins versants plus grands que ceux que nous avons étudiés ici.

D'un point de vue pratique, en prédétermination des débits, on extrapole généralement vers les extrêmes un modèle calé sur des crues courantes. Compte tenu des résultats précédents, les valeurs limites des paramètres sont caractéristiques de la réponse des bassins lors des crues les plus fortes enregistrées. Par conséquent, nous avons testé l'intérêt d'utiliser ces valeurs limites des paramètres pour prédéterminer les débits de crue des petits bassins versants torrentiels.

Pour cela, nous avons associé notre modèle pluie-débit paramétré de cette façon avec un générateur stochastique de pluies dont les pluies simulées au pas de temps horaire sont désagrégées selon un pas de temps plus fin. En général, les résultats obtenus tendent vers une maximisation de la distribution de fréquence des débits et non vers une reproduction fidèle de la distribution de fréquence des débits, notamment pour les crues courantes (figure 19.1). Cette maximisation des débits complique l'estimation des débits de différentes périodes de retour. En revanche, nous exprimons d'une manière réaliste le potentiel du bassin versant à produire des crues fortes. En effet, cette paramétrisation traduit un fonctionnement exceptionnel du bassin. En prédétermination, ce fonctionnement exceptionnel est associé à des conditions de forçage exceptionnelles. La période de retour de l'événement maximal simulé est donc fonction des pluies et des valeurs des paramètres. Au chapitre V, nous nous sommes bornés à la crue centennale. Le débit de pointe centennal réel est sans doute plus faible dans certains cas. Notre approche va dans le sens de la sécurité sans aller dans celui du surdimensionnement. En outre, une estimation des crues de périodes de retour plus élevées est envisageable de cette façon. Il suffit pour cela de générer stochastiquement des échantillons de pluie dans des gammes de durées plus élevées.

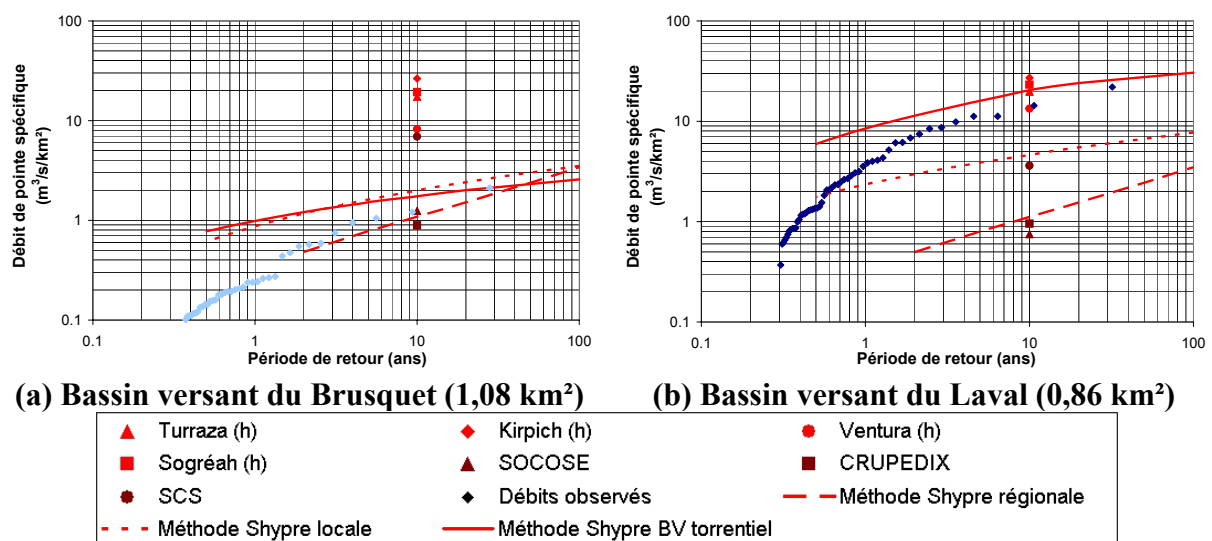


Figure 19.1 : Prédétermination des débits de crue des bassins versants de Draix.

Ensuite, nous sommes en mesure de proposer une méthode de prédétermination qui est transposable à des petits bassins versants torrentiels non jaugés. Les premiers résultats présentés sont encourageants. Pour poursuivre dans cette voie, plusieurs points doivent être précisés :

- dans le cadre d'une utilisation du modèle en association avec le générateur stochastique de pluie de la méthode SHYPRE, il faudrait améliorer le mode de désagrégation des pluies horaires en pluies à pas de temps fin ;
- compte tenu de la surestimation des débits notamment pour les crues de fréquences courantes, il faudrait affiner la qualité des résultats. L'évolution des valeurs prises par les paramètres du modèle pluie-débit de la normale à l'extrême pourrait être précisée et mieux décrite ;
- il serait également intéressant de proposer pour l'ingénierie des outils plus simples permettant de définir des pluies de projet par exemple. Cela permettrait une utilisation du modèle lorsqu'aucun générateur de pluie n'est disponible et une application des résultats en dehors de toute méthodologie prédéfinie.

Par ailleurs, le travail d'analyse proposé à la fin du chapitre V doit à être approfondi. Sur les petits bassins versants torrentiels, nous avons la possibilité de reconnaître les éléments du terrain importants du point de vue de la nature des écoulements et de l'hydrologie des bassins. Les informations qui découlent des quatre niveaux d'analyse d'un bassin versant sont importantes et doivent être exploitées. Toutes les questions relatives au transfert des connaissances des bassins versants jaugés vers les bassins versants non jaugés ne sont pas résolues. Elles concernent notamment les liens entre les caractéristiques physiques et climatiques et les réponses hydrologiques des bassins ainsi que les liens entre les réponses hydrologiques et les gammes de valeurs prises par les paramètres du modèle. Un moyen de préciser ces liens consisterait à augmenter le nombre de bassins versants de référence pour répertorier davantage de paramètres physiques et climatiques. Une évolution de la grille de lecture de la réponse des petits bassins versants torrentiels non jaugés en découlerait.

De nouvelles recherches sont nécessaires par rapport à ces questions. Néanmoins, nous pouvons aborder de cette façon la prédétermination des débits de crue sur les petits bassins versants torrentiels. Nous retiendrons donc que ce sont des bassins qui par leur taille et les écoulements qui y sont observés, présentent l'avantage que même lorsqu'il n'existe pas de données hydrométriques ou pluviométriques, des données d'un autre genre sont disponibles, notamment sur le terrain. Ces données sont directement exploitables dans le cadre de notre approche. En outre, la prédétermination de la réponse hydrologique des bassins et sa représentation d'après notre modèle repose uniquement sur la définition du coefficient d'écoulement direct et du temps de montée de l'hydrogramme unitaire. Plusieurs caractéristiques physiques des bassins versants susceptibles d'influencer les valeurs de ces deux paramètres ont été proposées. De nouvelles études, notamment sur d'autres bassins versants, devraient permettre de préciser des méthodes d'estimation des valeurs prises par ces deux paramètres sur des bassins versants non jaugés.

Bibliographie

AMBROISE B., 1999

La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant – Processus, Facteurs, Modèles –. Editions *H*G*A*, Bucarest, 170 p.

ANQUETIN S., DUCROCQ V., SAULNIER G.-M., RICARD D. et DELRIEU G., 2001

Simulation à haute résolution des épisodes convectifs et impacts hydrologiques sur la région Cévennes – Vivarais. Colloque SHF « Variations climatiques et hydrologie », Paris, déc. 2001.

ANSELMO V, ALZATE L., BARBERO S et MARCHICIO C,

LANG M., RIBOT-BRUNO J. et BOUDARD C., 2000

Amélioration de la connaissance de la pluviométrie alpine : extension et interconnexion d'un réseau de mesures transfrontalier. Projet INTERREG II, Italie-France 1994-1999, Volet 2, pp. 33-59.

ARNAUD M. & EMERY X., 2000

Estimation et interpolation spatiale, méthodes déterministes et méthodes géostatistiques. Editions Hermès Sciences Publications, 220 p.

ARNAUD P. & LAVABRE J., 1995

Simulation du fonctionnement hydrologique d'une retenue d'eau. Comité National Suisse des Grands Barrages, Research in the Field Dams, CIGB-ICOLD, Crans-Montana, Suisse, 7-9 sept. 1995, pp. 641-652.

ARNAUD P., 1997

Modèle de prédétermination de crues basé sur la simulation stochastique des pluies horaires. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 277 p.

ARNAUD P., PICARD S., LAVABRE J. et DOUGUEDROIT A., 1997

Modélisation stochastique des pluies horaires : Application à la région méditerranéenne française. Communication au 10^{ème} colloque internationale de climatologie, Québec, 9-12 sept. 1997, 10 p.

ARNAUD P. & LAVABRE J., 1997

Simulation du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant : application à la conception et à la gestion d'un barrage. Ingénieries EAT, n° 10, juin 1997, pp. 43-54.

ARNAUD P., LAVABRE J. et MASSON J.-M., 1999

Amélioration des performances d'un modèle stochastique de génération de hyétogrammes horaires : application au pourtour méditerranéen français. Revue des Sciences de l'Eau, 12/2, pp. 251-271.

ARNAUD P. & LAVABRE J., 1999

Using a stochastic model for generating hourly hyetographs to study extreme rainfalls. Hydrological Sciences Journal, 44 (3), pp. 433-446.

ARNAUD P. & LAVABRE J., 2002

Coupled rainfall model and discharge model for flood frequency estimation. Water Resources Research, vol. 38, n°6, 11 p.

ARNAUD P., 2004 [1]

Extension en métropole de la méthode SHYPRE : adaptation du modèle de pluie. Rapport Cemagref, 47 p.

ARNAUD P., 2004 [2]

Extension en métropole de la méthode SHYPRE : régionalisation du modèle de pluie, journalisation du modèle en métropole. Rapport Cemagref, 18 p.

BANDYOPADHYAY J., KRAEMER D., KUNDZEWICZ Z. W. et RODDA J. C., 1997

Mountain water resources – The need for their proper assessment. International Academy of the Environment and World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 9 p.

BASHA H. A., 2000

Simple nonlinear rainfall-runoff model, Journal of Hydrologic Engineering, vol. 5, n°1, pp. 25-32.

BATTLE M. & GUAL R., 1990

1940 « l'Aiguat » (les inondations de 1940). Centre Catalan de Recherche et d'Etude, Université de Perpignan, Revue Terra Nostra n°42, 200 p.

BCEOM & SOGREAH, 1992

Guide d'estimation des débits de crue à la Réunion. Rapport d'étude pour le compte du Conseil Régional de la Réunion, 67 p.

BENICHOU P. & LE BRETON O., 1987

Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. La Météorologie 7^{ème} série, n° 19, pp. 23-34.

BEROD D., 1995

Contribution à l'estimation des crues rares à l'aide de méthodes déterministes ; Apport de la description géomorphologique pour la simulation des processus d'écoulement. Thèse n° 1319 de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 167 p.

BEROD D., SINGH V., DEVRED D. et MUSY A., 1995

A geomorphologic non-linear cascade (GNC) model for estimation of floods from small alpine watersheds. Journal of Hydrology, vol. 166, pp. 147-170.

BEROD D., SINGH V. et MUSY A., 1999

A geomorphologic kinematic-wave (GKW) model for estimation of floods from small alpine watershed. Hydrological Processes, vol. 13, pp. 1391-1416.

BERTHIER E., ANDRIEU H., FASQUEL M. et CREUTIN J.-D., 2001

Formation des débits dans les réseaux urbains d'évacuation des eaux pluviales, le rôle du sol. Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n° 231, Réf. 4356, pp. 79-92.

BEVEN K. J., 1979

On the generalized kinematic routing method. Water Resources Research, vol. 15, n° 5, pp. 1238-1242.

- BEVEN K. J., 2001
Rainfall-runoff modelling : the primer. John Wiley & sons, LTD. 360 p.
- BEVEN K. & FREER J., 2001
Equifinality, data assimilation and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, vol. 249, pp. 11-29.
- BEVEN K. & FEYEN J., 2002
The future of distributed modelling. *Hydrological Processes*, vol. 16, pp. 169-172.
- BLAZKOVA S. & BEVEN K., 2004
Flood frequency estimation by continuous simulations of subcatchment rainfalls and discharges with the aim of improving dam safety assessment in a large basin in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, vol. 292, pp. 153-172.
- BOIS P., 1991
Hydrologie générale. Polycopié de cours de l'ENSHMG, 175 p.
- BOIS P., OBLED C., DE SAINTIGNON M.-F. et MAILLOUX H., 1997
Atlas expérimental des risques de pluies intenses : Cévennes – Vivarais. Document du Pôle grenoblois d'études et de recherche pour la prévention des risques naturels.
- BOGNER C., 2002
Etude du rôle hydrologique d'une tourbière de montagne à l'aide de la modélisation pluie-débit. Rapport de stage, Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon, 14 p.
- BORGES A.-L., 1993
Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 205 p., pp. 50-75.
- BRAUD I., FERNANDEZ P. et BOURAOUI F., 1999
Study of the rainfall-runoff process in the Andes regions using a continuous distributed model. *Journal of Hydrology*, vol. 216, pp. 155-171.
- BROCHOT S. & MEUNIER M., 1996
Un modèle d'érosion des torrents en crue (ETC). *Ingénieries EAT*, n° 6, juin 1996, pp. 9-18.
- CAMERON D., BEVEN K., TAWN J., BLAZKOVA S. et NADEN P., 1999
Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, vol. 219, pp. 169-187.
- CEBALLOS A. & SCHNABEL S., 1996
Runoff generation in a small catchment under silvo-pastoral land-use in south-west Spain. Conférence « Ecohydrological Processes in Small Basins », Strasbourg, 24-26 septembre, pp. 99-104.
- CEMAGREF, 1980
Comment interpréter les résultats d'une ACP ? Document interne Cemagref, 61 p.

CEMAGREF, 1985

Contribution à l'amélioration de l'estimation des crues dans les petits bassins versants du sud-est de la France, de taille inférieure à 100 km². CEMAGREF Informations Techniques, cahier 60, n° 3.

CERNESSON F., 1993

Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courantes à rares sur petits bassins versants méditerranéens. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 240 p.

CERNESSON F., LAVABRE J. et MASSON J.-M., 1996

Stochastic model for generating hourly hyetographs. Atmospheric Research, n° 42, pp. 149-161.

CHOW V. T., 1964

Handbook of applied hydrology. Mc Graw-Hill Book Company.

CHOW V. T., MAIDMENT D. R. et MAYS L. W., 1988

Applied Hydrology. McGraw-Hill series in Water Resources and Environmental Engineering, 560 p.

CONSUEGRA D., NIGGLI M. et MUSY A., 1998

Concepts méthodologiques pour le calcul des crues ; Application au bassin versant supérieur du Rhône. Wasser, energie, luft – eau, énergie, air, vol. 9/10, pp. 223-231.

COSANDEY C. & DIDON-LESCOT J.-F., 1990

Etude des crues cévenoles : conditions d'apparition dans un petit bassin forestier sur le versant sud du Mont Lozère, France (Proceedings of the Ljubljana Symposium, April 1990). IAHS Publ. n° 191, pp. 103-115.

COSANDEY C., 1999

Genèse des crues « cévenoles » et fonctionnement hydrologique de bassins élémentaires de moyenne montagne. Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Le Brusquet, Digne, 22-24 oct. 1997). Cemagref Editions, Antony, pp. 29-39.

COSANDEY C & ROBINSON M., 2000

Hydrologie Continentale. Armand Colin, collection U – Géographie, pp. 249-260.

COSANDEY C., LAVABRE J., MARTIN C. et MATHYS N., 2002

Conséquences de la forêt méditerranéenne sur les écoulements de crue – Synthèse des recherches menées en France. Houille Blanche, n°3-02, pp. 38-42.

CRANMER A. J., KOUWEN N. et MOUSAVI S. F., 2001

Proving WATFLOOD : modelling the nonlinearities of hydrologic response to storm intensities. Canadian Journal of Civil Engineering, vol. 28, pp. 837-855.

CRAS A., MARC V., COGNARD-PLANCQ A.-L., ESTEVES M. et MATHYS N., 2003

Hydrological processes on sub-mediterranean marly basins, Initial results. Conference on "Hydrology of mediterranean and semi-arid regions", Montpellier, Poster session.

CTGREF, 1980

Estimation d'une crue décennale sur un petit bassin versant non jaugé : la méthode SOCOSE. CTGREF Informations Techniques, cahier 38, n° 2.

CUDENNEC C. & DUCHESNE J., 1998

Le modèle H2U : état de l'art ; une modélisation déterministe de la transformation de la pluie en débit. Rapport de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 35 p.

CUNDERLIK J. M. & BURN D. H., 2002

Analysis of the linkage between rain and flood regime and its application to regional flood frequency estimation. Journal of Hydrology, vol. 261, pp. 115-131.

DANGOL P. M., MERZ J. et WEINGARTNER R., 2002

Flood generation in the middle mountains of Nepal. Proceedings of the International Conference on Flood Estimation, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 85-92.

DATIN R., 1998

Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques ; Développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie ; Application au bassin versant de l'Ardèche. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 266 p.

DESUROSNE I., RIBOT-BRUNO J., WATREMEZ S. et OBERLIN G., 1996

Guide pratique des données pluviographiques et des résultats d'un réseau préalpin, le TPG (période 1987-1995). Rapport d'étude Cemagref, 106 p.

DEWOLF Y., 2002

Les formations superficielles : Ressources et risques ; Paysage et environnement. Chapitre « Les formations superficielles du domaine méditerranéen : formes-formations-dynamiques » de BALLAIS J.-L.. Ouvrage à paraître.

DRAKO J., KUPCO M., TURBEK J. et STASTNY P., 1990

Results of the regime observation of climatic and hydrological phenomena in the Tatras region. Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988). IAHS Publ. n° 190, pp. 153-164.

DUBAND D., NALBANTIS I., OBLED C., RODRIGUEZ J. Y. et TOURASSE P., 1990

Unit hydrograph revisited: the first differenced transfer function (FDTF) approach. Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988). IAHS Publ. n° 190, pp. 377-389.

DUCHESNE J. & CUDENNEC C., 1998

H2U : une fonction de transfert pluie-débit déterministe et polyvalente ; vers des applications multiples. L'école française de l'eau au service du développement mondial, 25^{ème} journée de l'hydraulique, colloque SHF, Chambéry, septembre 1998.

EDIJATNO & MICHEL C., 1989

Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, n° 2, pp. 113-121.

ESTEVE M., 2003

Le ruissellement : de l'observation à la modélisation. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et en Environnement, 50 p.

FINE J.-A., 2001

Prédétermination régionale des débits de crue : Tests et réflexion sur l'application de la méthode SHYPRE au bassin versant expérimental du Réal Collobrier. Rapport de stage, formation Postgrade hydrologie de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 33 p.

FINE J.-A., 2002

Synthèse des débits de crue sur l'Ile de la Réunion ; Phase 1 : La pluviométrie. Rapport Cemagref, 25 p.

FOLTON N. & NARBONNE A., 2003

Bassin du Réal Collobrier : Généralités sur la pluviométrie et l'hydraulicité de l'année civile 2000, annuaire pluviométrique et débitmétrique. Document Cemagref, 14 p.

FOUCHIER C. & LAVABRE J., 2002

Synthèse des débits de crues sur les régions Provence-Alpes-Côte d'Azur et Languedoc-Roussillon, Phase II. Régionalisation du modèle pluie-débit. Rapport d'étude MATE/Météo France/CETE Méditerranée/Cemagref, 84 p.

FOUCHIER C., 2003

Propositions d'amélioration d'une modélisation pluie-débit. Mémoire de DEA de l'Université MONTPELLIER II - Sciences et Techniques du Languedoc, 106 p.

FOUCHIER C., LAVABRE J., ROYET P. et FELIX H., 2004

Inondations de septembre 2002 dans le sud de la France : Analyse hydrologique et hydraulique au niveau des barrages écrêteurs du Vidourle. Ingénieries EAT, n°37, pp. 23-35.

FOURCADE B., 2001

Modélisation hydrologique et hydrochimique d'un petit bassins versant méditerranéen : Conséquences de la variabilité hydrologique et d'un incendie de forêt (Bassin du Rimbaud, Réal Collobrier, Var). Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 162 p.

FOURMIGUE P., 2000

Modélisation des crues du bassin versant d'Anduze (SAC du Gard) ; les événements de crue : 1^{ère} analyse. Rapport Cemagref, 5 p.

FOURMIGUE P., 2003

Note de présentation du modèle pluie-débit GR3H. Rapport Cemagref pour la DIREN Midi-Pyrénées, 12 p.

FOURMIGUE P., JAFFRAY R. et LAVALBRE J., 2003

Prévision des crues de la Savoureuse à Belfort. Rapport d'étude Cemagref, 66 p.

GALEA G. & RAMEZ P., 1995

Maîtrise du ruissellement et de l'érosion en vignoble de coteau, guide à l'usage des aménageurs. Cemagref Editions, Antony, 109 p.

- GALLART F., LATRON J., LLORENS P. et RABADA D., 1997
Hydrological functioning of mediterranean mountains basins in Vallcebre, Catalonia : some challenges for hydrological modelling. *Hydrological Processes*, vol. 11, pp. 1263-1272.
- GAUME E., 2002
Eléments d'analyse sur les crues éclairs. Thèse de doctorat de l'ENGREF, 305 p.
- GAUME E., PAYRASTE O. et ROSA DA SILVA B., 2003
Analyse hydrologique des crues des 8 et 9 septembre 2002 dans le Gard. Rapport Cereve pour le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, 94 p.
- GAUME E., LIVET M., DESBORDES M. et VILLENEUVE J.-P., 2004
Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology*, vol. 286, pp. 135-154.
- GIVONE C. & MEIGNIEN X., 1990
Influence of topography on spatial distribution of rain. *Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988)*. IAHS Publ. n° 190, pp. 57-65.
- GRESILLON J.-M., 1994
Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants : Approches numériques et expérimentales à différentes échelles. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et en Environnement, 154 p.
- GRESILLON J.-M., TAHA A. et LE MEILLOUR F., 1994
Rôles respectifs de l'infiltration et du ruissellement de surface dans la formation des crues. « Crues et inondations », 23^{ème} journées de l'Hydraulique, Nîmes, 14-16 septembre 1994, SHF, pp. 95-102.
- GRESILLON J.-M., OBLED C., NEYRET-GIGOT J.-M. et LE MEILLOUR F., 1994
Variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant, analyse des causes et essai d'interprétation. « Crues et inondations », 23^{ème} journées de l'Hydraulique, Nîmes, 14-16 septembre 1994, SHF, pp. 237-244.
- GUISCAFFRE J., KLEIN J.-C., MONIOD F., 1975
Les ressources en eau de surface de la Martinique, Monographie hydrologique de l'ORSTOM, 212 p.
- GUISCAFFRE J., 1980
Hauteurs-durées-fréquences à la Martinique. *La Météorologie*, VI^{ème} série n° 20 – 21, pp. 169-190.
- GUNTNER A., UHLENBROOK S., SEIBERT J. et LEIBUNDGUT Ch., 1999
Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, vol. 13, pp. 1603-1620.

GUPTA V. K., WAYMIRE E. et WANG C. T., 1980

A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, vol. 16, n° 5, pp. 855-862.

GURTZ J., ZAPPA M., JASPER K., VERBUNT M., BADOUX A., VITVAR T. et LANG H., 2001

Modelling of runoff and its components and model validation in Swiss Pre-Alpine and Alpine catchments. *International Workshop on runoff generation and implications for river basin modelling*, 9-12 October 2000, *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 13, Freiburg i. Br., Germany, 1, pp. 206-220.

GURTZ J., VERBUNT M., JASPER K., LANG H. et ZAPPA M., 2002

Spatial and temporal variations of hydrological processes in mountainous regions and their modelling. *Water Resources and Environment Research, Proceedings of ICWRER 2002*, 22-25 July, Dresden, Germany. Band 28, vol. 1, pp 47-51.

GURTZ J., ZAPPA M., JASPER K., LANG H., VERBUNT M., BADOUX A. et VITVAR T., 2003

A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments. *Hydrological Processes*, vol. 17, pp. 297-311.

HABERLANDT U., 1998

Stochastic rainfall synthesis using regionalized model parameters. *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 3, n° 2, juillet 1998, pp. 160-168.

HEGG C. & RICKENMANN D., 1998

Short-time relations between runoff and bed load transport in a steep mountain torrent. *Modeling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes (Proceedings of a symposium held at Vienna, July 1998)*. IAHS Publ. n° 249, pp. 317-324.

HEGG C. & FORSTER F., 2002

A suggestion for the estimation of peak flood discharges in small torrential catchments. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation*, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 483-498.

HOEG S., UHLENBROOK S. et LEIBUNDGUT Ch., 2000

Hydrograph separation in a mountainous catchment combining hydrochemical and isotopic tracers. *Hydrological Processes*, vol. 14, pp. 1199-1216.

JAKOB M. & JORDAN P., 2001

Design flood estimates in mountain streams – the need for a geomorphic approach. *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 28, pp. 425-439.

JARRET R. D., 1990

Hydrologic and hydraulic research in mountain rivers. *Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988)*. IAHS Publ. n° 190, pp. 107-117.

JOERIN C., MUSY A. et TALAMBA D., 2002

Study of hydrological processes for better models and flood estimations. Proceedings of the International Conference on Flood Estimation, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 123-132.

JORDAN J. P., 1994

Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. Journal of Hydrology, vol. 153, pp. 357-382.

KIRKBY M., 1993

Network hydrology and geomorphology. Channel Network Hydrology by Beven and Kirkby, Chapter 1, pp. 1-11. John Wiley & sons, LTD. 310 p.

KIRNBAUER R., TICH N., MARKART G., ZILLGENS B., KOHLBECK F., LEROCH K., SEIDLER Ch., HAAS P., UHLENBROOK St., DIDSZUM J., LEIBUNDGUT Ch., MERZ B., CHWATAL W. et FURST J., 2004

Runoff generation in the northern greywack zone of the Alps. Conférence INTERPRAEVENT, Riva del Garda (Italie), 24-27 mai 2004, pp. II-45 à II-56.

KLEMES V., 1990

The modelling of mountain hydrology : the ultimate challenge. Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988). IAHS Publ. n° 190, pp. 29-43.

KOKKONEN T., KOIVUSALO H. et KARVONEN T., 2000

A semi-distributed approach to rainfall-runoff modelling, a case study in a snow affected catchment. Environmental Modelling & Software, vol. 16, pp. 481-493.

KOVAR P., 1990

Application of adapted curve number model on the Sputka basin. Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988). IAHS Publ. n° 190, pp. 391-401.

KUNTNER R. & BURLANDO P., 2002

Parsimonious and spatially distributed modelling of runoff generation in mesoscale prealpine and alpine catchments. Proceedings of the International Conference on Flood Estimation, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 407-418.

LANG H. & BRAUN L., 1990

On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation. Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988). IAHS Publ. n° 190, pp. 347-354.

LANG M., NAULET R. et RECKING A., 2001

Etude de cas : l'analyse des pluies et crues extrêmes observées depuis 200 ans dans un bassin cévenol, l'Ardèche. Colloque SHF « Variations climatiques et hydrologie », Paris, déc. 2001.

- LAGLAINE V., BEROD D., DEVRED D et MUSY A., 1994
Modélisation déterministe de la crue extrême d'un bassin versant de montagne avec application de la description géomorphologique du réseau hydrographique. *Revue des sciences de l'eau*, n°7, pp. 285-308.
- LAVABRE J., 1975
Comportement hydrologique des petits bassins versants des Alpes françaises du sud. Rapport d'étude CTGREF, 25 p.
- LAVABRE J., FOLTON N., 1995
Bassin versant de recherche du Réal Collobrier : informations générales sur la pluviométrie et les écoulements. Document Cemagref, 13 p.
- LAVABRE J., MARTIN C. et DIDON-LESCOT J.-F., 1999
Appréciation de l'impact des coupes forestières sur l'hydrologie et l'érosion des sols : cas de la forêt d'Altefage (commune de Pont de Montvert – 48). Rapport d'étude Cemagref, 30 p.
- LAVABRE J., ANDREASSIAN V. et LAROUSSINIE O., 2000 [1]
Ecosystème forestiers : 1) Eaux et forêts : la forêt un outil de gestion des eaux ? Cemagref Editions, Antony, 116 p. Fiche 6 pp. 73-80.
- LAVABRE J., FOLTON N., ARNAUD P. et PASQUIER C., 2000 [2]
Prédétermination régionale des débits de crue ; exemple d'application à la Corse. Programme Hydrologique International/Documents Techniques en hydrologie n° 51. *Actes du Colloque FRIEND AMHY*. 11-13 octobre 2000, Montpellier, pp. 357-365.
- LAVABRE J., FOLTON N., FOUCHIER C. et FAURE-SOULET A., 2002
Prédétermination régionale des débits de crue. Cas de la zone méditerranéenne française. 4^{ème} Conférence Internationale FRIEND. Mars 2002, Cape Town (Afrique du Sud). AISH Publ. n° 274, pp. 123-130.
- LAVABRE J., FOUCHIER C., ROYET P. et GREGORIS Y., 2003
The event of september 8-9, 2002 on the Vidourle river catchment. *Mediterranean Storms, Proceedings of the 5th EGS Plinius Conference held at Ajaccio, Corsica, France, October 2003*.
- LEQUIEN A., 2003
Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée : cas du bassin versant du Vidourle. Rapport de DEA de l'Université de Montpellier II, 61 p.
- LIENER HEGG S., KEINHOLZ H. et WEINGARTNER R., 2002
Analysis of flood events in a steep mountain torrent. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation*, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 185-192.
- LOUKAS A., 2002
Flood frequency estimation by a derived distribution procedure. *Journal of Hydrology*, vol. 255, pp. 69-89.

MARC V., 1994

Etude de la relation pluie-débit sur bassin versant en climat méditerranéen par le traçage géochimique naturel de l'eau (Réal Collobrier, massif des Maures, Var). Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, 242 p.

MARC V., 2003

Etude des mécanismes de l'écoulement sur un bassin forestier du Mont Lozère pendant la période de recharge post-estivale. Etudes de géographie physique, n°XXX, Travaux du BVRE du Mont Lozère, pp. 27-42.

MARTIN C. & LAVABRE J., 2000

Décomposition des crues après un incendie de forêt : estimation de la part du ruissellement sur les versants. Conséquences d'un incendie de forêt dans le bassin versant du Rimbaud, Cemagref Editions, Antony, Chapitre V, pp. 59-72.

MARTIN C., DIDON-LESCOT J.-F. et COSANDEY C., 2003

Le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants granitiques du Mont Lozère : influence du couvert végétal sur les crues et les étiages. Etudes de géographie physique, n°XXX, Travaux du BVRE du Mont Lozère, pp. 3-25.

MARTIN F., MARTIN C., LAVABRE J. et FOLTON N., 2004

Fonctionnement hydrologique des bassins versants de roches métamorphiques : exemple du bassin versant des Maurets (Massif des Maures, Var, France). Etudes de géographie physique, n°XXXI, Travaux du BVRE du Mont Lozère, pp. 39-69.

MATHYS N., 1997 [1]

Expertise de l'OH2 sur le Ravaner, étude hydrologique. Rapport d'étude Cemagref, 31 p.

MATHYS N., 1997 [2]

Estimation de l'effet du couvert végétal sur les crues, étude de deux bassins versants de montagne des Pyrénées. Rapport d'étude Cemagref/RTM, 68 p.

MATHYS N., CAMBON J.-P. et OLIVIER J.-E., 1999

Formation des fortes crues dans les bassins versants expérimentaux de Draix : La crue exceptionnelle du 8 septembre 1994. Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Le Brusquet, Digne, 22-24 oct. 1997). Cemagref Editions, Antony, pp. 65-76.

MATHYS N., KLOTZ S., ESTEVES M., DESCROIX L. et LAPETITE J.-M., 2004

Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: observations and measurements at the plot scale. Catena (à paraître).

MEUNIER M. et MATHYS N., 1989

Etude comparative sommaire des débits de crue en zones urbanisées et des bassins versants naturels en montagne. Rapport d'étude Cemagref, 15 p.

MEUNIER M., MATHYS N. et CAMBON J.-P., 1995

Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix. Compte-rendu de recherche n° 3 BVRE de Draix. Cemagref Editions, Antony, série Equipements pour l'Eau et l'Environnement n° 21.

MEUNIER M., 1996

Couvert forestier et crues sur les petits bassins versants de montagne. *Unasylva* 185, vol. 47, pp. 29-37.

MEUNIER M., 1999

Les torrents du nord-ouest de la Martinique : hydrologie des crues, érosion, hydraulique et dynamique torrentielles. Cemagref Editions, Antony, série Equipements pour l'Eau et l'Environnement n° 24, 333 p.

MICHEL C., PERRIN C. et ANDREASSIAN V., 2003

The exponential store: a correct formulation for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrological Sciences*, vol. 48, n°1, pp. 109-124.

MINSHALL, N. E., 1960

Predicting storm runoff on small experimental watershed. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the Am. Soc. Civ. Eng.*, 86 (HY8), pp. 17-38.

MIOUZE C., 1989

Analyse des écoulements sur les petits bassins versants ruraux en vue de l'amélioration de l'assainissement urbain et périurbain. Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 193 p.

MOCKUS V., 1972

Estimation of direct runoff from storm rainfall. National Engineering Book, Section 4, Hydrologie, Chapitre 10. National Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture, pp. 10.1-10.24.

MOUSSA R., 1993

Modélisation hydrologique spatialisée et système d'information géographique. *La Houille Blanche*, n° 5, pp. 293-301.

MUSY A. & HIGY C., 2004

Hydrologie : une science de la nature. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne (Suisse), 302 p.

NAEF F., SCHERRER S. et WEILER M., 2002

A process based assessment of the potential to reduce flood runoff by land use change. *Journal of Hydrology*, vol. 267, pp. 74-79.

NDAM NGOUPAYOU J. R., BRAUN J.-J., BOEGLIN J.-L., MEYBECK M., SIGHA NKAMDJOU L., SIGHOMNOU D. et BEDIMO J.-P., 2002

Caractéristiques hydrologiques et géochimiques d'un bassin élémentaire en zone tropicale humide d'Afrique : le bassin versant expérimental de Nsimi-Zoétéélé (sud-Cameroun). 4^{ème} Conférence Internationale FRIEND. Mars 2002, Cape Town (Afrique du Sud). AISH Publ. n° 274, pp. 381-388.

OBLED C., 1999

Le versant et le bassin versant : Quelques aperçus sur la formation des crues et la production de ruissellement. « Crues de la normale à l'extrême », Colloque d'Hydrotechnique, 160^{ème} session du Comité Scientifique et Technique, Lyon, 10-11 mars 1999, SHF, pp. 5-23.

ORLANDINI S & LAMBERTI A., 2000

Effect of Wind on precipitation intercepted by steep mountain slopes. *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 5, n°4, pp. 346-354.

ORMSBEE L. E., 1989

Rainfall disaggregation model for continuous hydrologic modelling. *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 115, n°4, pp. 507-525.

OLIVIER J.-E., 1999

Les fortes crues d'août 1997 à Draix : d'un printemps sec à des records de charges solides. Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Le Brusquet, Digne, 22-24 oct. 1997). Cemagref Editions, Antony, pp. 53-63.

PAPADAKIS C. & KAZAN N., 1986

Time of concentration in small rural watersheds. Rapport technique, Université de Cincinnati, 20 p.

PEÑA A., AYUSO J. L. et GIRALDEZ J. V., 1999

Incorporating topologic properties into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, vol. 24, n° 1-2, pp. 55-58.

PERRIN C., 2000

Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 270 p.

PERRIN J.-L., BOUVIER C., JANEAU J.-L., MENEZ G. et CRUZ F., 2001

Rainfall/runoff processes in a small peri-urban catchment in the Andes mountains ; The Rumihurcu Quebrada, Quito (Ecuador). *Hydrological Processes*, vol. 15, pp. 843-854.

PERRIN C. & MICHEL M., 2002

Robustness of two flood estimation methods with data availability. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation*, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 629-635.

PETEUIL C., 2002

Etude de l'alea torrentiel lié au ruisseau d'Erabat sur la commune d'Ancizan. Rapport de la Délégation Nationale RTM, 34 p.

PETEUIL C. & ADAM F., 2004

Vers une amélioration des outils de prédétermination des débits de crues des cours d'eau torrentiels des Pyrénées centrales, Note de synthèse hydrologique. Délégation Nationale RTM, 11 p.

PRISTACHOVA G., 1990

Quantitative geomorphology, stream networks and instantaneous unit hydrograph. *Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988)*. IAHS Publ. n° 190, pp. 370-375.

- PUTTY M. R. Y. & PRASAD R., 2000 [1]
Understanding runoff processes using a watershed model – a case study in the Western Ghats in South India. *Journal of Hydrology*, vol. 228, pp. 215-227.
- PUTTY M. R. Y. & PRASAD R., 2000 [2]
Runoff processes in headwater catchments – an experimental study in Western Ghats, South India. *Journal of Hydrology*, vol. 235, pp. 63-71.
- RIBSTEIN P., 1992
Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. *La Houille Blanche*, n° 1, pp. 85-91.
- RICHARD D. & MATHYS N., 1999
Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix ; Caractéristiques et principaux résultats acquis au cours de dix ans de suivi. Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Le Brusquet, Digne, 22-24 oct. 1997). Cemagref Editions, Antony, pp. 11-28.
- RICKENMANN D., 1994
Bedload transport and discharge in the Erlenbach stream. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 52, pp. 53-66.
- RICKENMANN D., 1997
Sediment transport in swiss torrents. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 22, pp. 937-951.
- RODRIGUEZ-ITURBE I. et VALDES J. B., 1979
The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, vol. 15, n° 6, pp. 1409-1420.
- ROYET P., FOUCHIER C., LAVABRE J. et FÉLIX H., 2003
Analyse de l'événement des 8 et 9 septembre 2002 sur les barrages du Vidourle. *Hydrologie et hydraulique*. Rapport d'étude Cemagref, 77 p.
- SCHATZL R., 2002
Correlation between basin characteristics and extreme flood values. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation*, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 651-657.
- SCHERRER S, DEMUTH N. et MEUSER A., 2002
A procedure for the identification of dominant runoff processes by field investigations to delineate the relevant contributing areas for flood modelling. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation*, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland, pp. 219-228.
- SCHERRER S. & NAEF F., 2003
A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. *Hydrological Processes*, vol. 17, issue 2, pp. 391-401.
- SEMPERE D., URBANO A., LAVABRE J. et DOLZ J., 1994
Consecuencias hidrológicas de los incendios forestales. *Ingeniería del Agua*, vol. 1, n° 4, pp. 33-48.

SINGH V. P. & WOOLHISER D. A., 1976

A nonlinear kinematic wave model for watershed surface runoff. *Journal of Hydrology*, vol. 31, pp. 221-243.

SINGH V. P., 1988

Hydrologic systems : Rainfall-runoff modeling, Volume 1. Prentice Hall, 480 p.

SIVAPALAN M., JOTHITYANGKOON C. et MENABDE M., 2002

Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale : Discussion of alternative definitions. *Water Resources Research*, vol. 38, n°2, 5 p.

SPREAFICO M., 2002

Extreme floods in mountain areas – an overview (Proceedings of the Reykjavik Symposium, Iceland, July 2000). *IAHS Publ. n° 271*, pp. 77-85.

SPREAFICO M., WEINGARTNER R., BARBEN M. et RYSER A., 2003

Evaluation des crues dans les bassins versants de Suisse : Guide Pratique. Office Fédéral des Eaux et de la Géologie, Berne, Suisse, 114 p.

TURCAN J., 1990

Runoff modelling in mountainous basins. *Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988)*. *IAHS Publ. n° 190*, pp. 341-345.

TUZINSKY L. & GAVENCIAK S., 1990

Water budget of forest ecosystems in the Small Carpathians. *Hydrology of Mountainous areas (Proceedings of the Strbské Pleso Workshop, Czechoslovakia, June 1988)*. *IAHS Publ. n° 190*, pp. 179-187.

VOGT S., FORSTER F. et HEGG C., 2002

Clark WSL – A method for the estimation of flood hydrographs in small torrential catchments. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation, 6-8 Mars 2002, Berne, Switzerland*, pp. 739-747.

WEINGARTNER R., BARBEN M. et SPREAFICO M., 2003

Floods in mountain areas – an overview based on examples from Switzerland. *Journal of Hydrology*, vol. 282, pp. 10-24.

WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYASSE P., COTTEZ S. et BATTISTINI R., 1989

Notice explicative de la carte géologique au 50000^{ème} de la Martinique, BRGM, 246 p.

WOTLING G., BOUVIER C., DANLOUX J et FRITSCH J.-M., 2000

Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *Journal of Hydrology*, vol. 233, pp. 86-101.

ZELLWEGER F. & MUSY A., 2000 [1]

CRUEX, Mise au point du modèle hydrologique, Régionalisation du paramètre de transfert. Rapport d'avancement du projet CRUEX pour l'année 1999. Rapport IATE/HYDRAM, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 30 p.

ZELLWEGER F. & MUSY A., 2000 [2]
CRUEX, Rapport de synthèse. Rapport IATE/HYDRAM, Ecole Polytechnique Fédérale de
Lausanne 13 p.

Liste des figures

Figure 0.1 : Village d'Ancizan à l'apex du cône de déjection du torrent de l'Erabat dans les Hautes Pyrénées (7,6 km ²).	13
Figure 0.2 : Les bassins versants de Draix (Alpes de Haute-Provence).	15
Figure 0.3 : Prédétermination des débits de crue des bassins versants de Draix.	15
Figure 0.4 : Génération stochastique de pluie sur les bassins versants de Draix.	17
Figure 0.5 : Crue du 6 juillet 1987 sur le bassin versant du Laval (0,86 km ²) aux pas de temps horaire et 5 minutes.	17
Figure 1.1 : Les échelles spatiales en hydrologie, de la parcelle au grand bassin versant.	22
Figure 1.2 : Exemple des contributions des différentes couches de sol à l'écoulement dans le cas d'un versant instrumenté sur un bassin alpin autrichien (Kirnbauer <i>et al.</i> , 2004).	24
Figure 1.3 : Influence de l'inclinaison de la pluie par rapport au versant sur le cumul de précipitation mesuré au sol (Ambroise, 1999).	25
Figure 1.4 : Crue du 20 septembre 1983 sur le bassin versant de la Lézarde (Martinique).	29
Figure 2.1 : Indice de compacité de Gravélius et forme des bassins (Musy & Higy, 2004).	33
Figure 2.2 : Crue du 13 juin 1957 sur le bassin versant de l'Arc à Modane.	34
Figure 4.1 : Localisation des BVRE de Draix (Richard & Mathys, 1999).	43
Figure 4.2 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps sur le Laval et le Brusquet.	44
Figure 4.3 : Coefficients d'écoulement des crues du Laval et du Brusquet.	45
Figure 4.4 : Débits spécifiques de pointe des crues du Laval et du Brusquet.	45
Figure 4.5 : Exemple de la crue de l'après-midi du 8 septembre 1994.	45
Figure 4.6 : Carte du bassin versant du Réal Collobrier : réseau de mesures pluie-débit et limites des bassins versants (Folton & Narbonne, 2003).	47
Figure 4.7 : Pluviométrie moyenne annuelle sur les BVRE du Réal Collobrier (Lavabre & Folton, 1995).	48
Figure 4.8 : Hydrogrammes de la crue du 3 octobre 1973 pour les BVRE du Rimbaud et du Vaubarnier.	50
Figure 4.9 : Localisation des BVRE du Mont Lozère (Martin <i>et al.</i> , 2003).	51
Figure 4.10 : Caractéristiques des écoulements, exemple du bassin de la Latte.	53
Figure 4.11 : Localisation de l'île de la Martinique dans les Petites Antilles (Guiscafre <i>et al.</i> , 1980).	54
Figure 4.12 : Relief de l'île de la Martinique (Guiscafre <i>et al.</i> , 1980).	54
Figure 4.13 : Cartes des isohyètes de l'île de la Martinique (Guiscafre <i>et al.</i> , 1980).	54
Figure 4.14 : Carte des postes pluviométriques (Meunier, 1999).	56
Figure 4.15 : Carte des stations hydrométriques (Meunier, 1999).	56
Figure 4.16 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps sur les 3 postes pluviographiques de la Martinique.	57
Figure 4.17 : Coefficients d'écoulement des crues des bassins versants martiniquais.	58
Figure 4.18 : Débits spécifiques de pointe des bassins versants martiniquais.	58
Figure 4.19 : Carte de la vallée de l'Alptal (Source : WSL Birmensdorf).	60
Figure 4.20 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps pour les postes pluviographiques des 3 bassins versants.	62
Figure 4.21 : Illustrations des 4 grands types de crues enregistrées sur les bassins de la vallée de l'Alptal au pas de temps 10 minutes.	62
Figure 4.22 : Crue du 9 juillet 1987 sur le bassin versant de l'Erlenbach.	63
Figure 4.23 : Débits spécifiques de pointe des crues des 3 bassins versants de la vallée de l'Alptal.	64

Figure 4.24 : Coefficients d'écoulement des crues des 3 bassins versants de la vallée de l'Alptal.	64
Figure 4.25 : Modèle numérique de terrain du Rietholzbach (source : ETH Zurich).	66
Figure 4.26 : Vue générale des bassins versants du Rietholzbach et du Dischmabach (Gurtz <i>et al.</i> , 2001).	66
Figure 4.27 : Illustrations des 3 grands types de crues enregistrées sur le bassin du Rietholzbach au pas de temps 10 minutes.	67
Figure 4.28 : Crue du 12 octobre 1988 sur le bassin versant du Dischmabach.	67
Figure 4.29 : Cartes des bassins versants des Pyrénées Orientales.	69
Figure 4.30 : Maxima de pluie suivant différents pas de temps sur les postes pluviographiques des Pyrénées-Orientales.	70
Figure 4.31 : Crue du 18 octobre 1977 sur l'Ample.	71
Figure 4.32 : Crue du 4 au 5 avril 1969 sur la Massane.	71
Figure 4.33 : Bassin versant du Gard à Pont Ravagers.	72
Figure 4.34 : Allures des crues enregistrées sur le bassin du Gard à Pont Ravagers.	73
Figure 4.35 : Bassin versant de la Savoureuse à Giromagny (Fourmigué <i>et al.</i> , 2003).	73
Figure 4.36 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin de la Savoureuse à Giromagny.	73
Figure 5.1 : Coefficients d'écoulement des crues enregistrées sur les bassins versants pour lesquels plus de 30 couples averse-crue sont disponibles.	76
Figure 5.2 : Débits de pointe spécifiques des crues enregistrées sur les bassins versants pour lesquels plus de 30 couples averse-crue sont disponibles.	76
Figure 5.3 : Crue la plus forte enregistrée sur l'Alma le 27 septembre 1991 au pas de temps 10 minutes.	76
Figure 6.1 : Exemple de 5 couples averse-crue enregistrés sur le bassin versant du Laval.	84
Figure 6.2 : Exemple de 4 couples averse-crue enregistrés sur le bassin versant du Brusquet.	86
Figure 6.3 : Allures des 3 crues les plus fortes enregistrées sur le bassin versant de l'Erlenbach.	88
Figure 6.4 : Crue du 14 juillet 1995 sur les bassins de Lumpenenbach et de Vogelbach.	90
Figure 6.5 : Exemple de 3 crues enregistrées sur le bassin de Lumpenenbach.	90
Figure 6.6 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin versant du Vogelbach.	91
Figure 6.7 : Exemple de 3 crues enregistrées sur le bassin versant de la Lézarde à la station de Lézarde 2.	93
Figure 6.8 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin versant de la rivière Blanche à la station de l'Alma.	94
Figure 6.9 : Crue du 28 septembre 1991 sur 4 bassins versants martiniquais.	96
Figure 6.10 : Synthèse des résultats pour le Laval.	98
Figure 6.11 : Liens statistiques entre P_T et Q_T	101
Figure 6.12 : Liens statistiques entre L_{MAX1P} , Q_T et CE sur le bassin versant de l'Alma.	101
Figure 6.13 : Valeurs de CE sur les bassins de la Lézarde et de l'Erlenbach.	102
Figure 7.1 : Crue du 20 septembre 1983 sur le bassin versant de la Lézarde (Martinique).	106
Figure 7.2 : Coefficient d'écoulement constant (phénomène élémentaire X1).	106
Figure 7.3 : Pertes initiales (phénomène élémentaire X2).	106
Figure 7.4 : Hydrogramme unitaire.	107
Figure 7.5 : Crue du 20 septembre 1983 sur le bassin de la Lézarde reconstituée avec un seul phénomène élémentaire.	109
Figure 7.6 : Lecture des 2 phénomènes élémentaires.	110
Figure 7.7 : Reconstitution de la crue du 8 septembre 1994 enregistrée sur le bassin du Laval au moyen de 2 phénomènes élémentaires.	111
Figure 7.8 : Reconstitution de la crue avec 2 phénomènes élémentaires.	112

Figure 7.9 : Reconstitution de la crue avec 3 phénomènes élémentaires.....	112
Figure 7.10 : Reconstitution de la crue du 8 juillet 1987 sur le bassin du Lumpenenbach avec 3 phénomènes élémentaires.....	113
Figure 7.11 : Reconstitution de la crue du 8 septembre 1994 sur le bassin du Laval avec 3 phénomènes élémentaires.....	113
Figure 8.1 : Schéma fonctionnel du modèle pluie-débit.....	116
Figure 8.2 : Valeurs moyennes et écart-types des 3 critères.....	117
Figure 8.3 : Typologie des pluies et réponses hydrologiques du bassin du Brusquet.....	119
Figure 8.4 : Répartition des trois contributions à l'écoulement total pour la crue du 14 juillet 1995 sur les bassins versants de la vallée de l'Alptal.....	120
Figure 8.5 : Comparaison des temps de montée calculés par le modèle et des temps de montée, obtenus en appliquant la relation expérimentale proposée par Guiscafne <i>et al.</i> (1975).....	122
Figure 8.6 : Evolution du coefficient d'écoulement en fonction du temps (Miouze, 1989).....	123
Figure 9.1 : Valeurs moyennes et écart-types des 3 critères pour les bassins versants de l'échantillon n°2.....	125
Figure 9.2 : Exemples de crues sur les BVRE du Mont Lozère.....	126
Figure 9.3 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin versant du Rietholzbach.....	127
Figure 9.4 : Evolution du débit initial des crues en fonction des pluies précipitées les 2 semaines précédant la crue.....	128
Figure 9.5 : Evolution temporelle du coefficient d'écoulement cumulé pour les 2 types de crues enregistrées sur le bassin du Rietholzbach.....	128
Figure 9.6 : Valeur moyenne de X4 et valeur calculée en appliquant la relation expérimentale de Guiscafne <i>et al.</i> (1975) sur le bassin versant de Marie-Agnès.....	129
Figure 9.7 : Evolution de la lame écoulée totale en fonction du cumul de pluie de chaque crue.....	129
Figure 9.8 : Exemple de 2 crues enregistrées sur le bassin de Marie-Agnès.....	129
Figure 9.9 : Effets de l'incendie d'août 1990 sur les écoulements du Rimbaud.....	130
Figure 10.1 : Débits spécifiques de pointe des 13 bassins versants des échantillons n°1 et n°2.....	133
Figure 12.1 : Rappel du schéma fonctionnel du modèle pluie-débit.....	139
Figure 12.2 : Expressions intégrée et discrétisée de la vidange du réservoir.....	141
Figure 12.3 : Sensibilité du modèle à la valeur de X1.....	142
Figure 12.4 : Sensibilité du modèle à la valeur de X2.....	142
Figure 12.5 : Evolution de la vidange du réservoir en fonction de X3.....	143
Figure 12.6 : Allure des crues en fonction des valeurs du paramètre X3.....	143
Figure 12.7 : Crue du 14 juillet 1995 dans la vallée de l'Alptal.....	145
Figure 12.8 : Hydrogramme unitaire HU2.....	146
Figure 12.9 : Comparaison des expressions analytique et discrétisée de l'hydrogramme unitaire suivant 2 valeurs de X4.....	147
Figure 12.10 : Sensibilité du modèle à la valeur de X4.....	147
Figure 12.11 : Crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach.....	149
Figure 12.12 : Evolution en 3D des valeurs du critère de Nash dans les plans constitués par les 4 paramètres du modèle (crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach).....	152
Figure 12.13 : Evolution du critère de Nash en fonction des logarithmes népériens des 4 paramètres du modèle pluie-débit pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach.....	153
Figure 12.14 : Crue du 8 juillet 1987 sur le bassin versant du Lumpenenbach.....	154

Figure 12.15 : Evolution du critère de Nash en fonction des logarithmes népériens des 4 paramètres du modèle pluie-débit pour la crue du 8 septembre 1994 sur le bassin du Laval.....	154
Figure 12.16 : Evolution comparée des valeurs prises par les paramètres (bassin du Laval).	156
Figure 12.17 : Corrélations entre le temps de montée de l’HU et le coefficient d’écoulement direct.....	157
Figure 12.18 : Corrélations entre le temps de montée de l’HU et le rapport calculé entre la pluie maximale en 2 heures et le cumul de pluie de chaque crue.	157
Figure 12.19 : Corrélations entre X3 et X4 sur 3 bassins versants.	158
Figure 12.20 : Corrélations entre X3 et la durée des événements de crue sur les bassins versants de l’Erlenbach et de Marie-Agnès.....	159
Figure 12.21 : Corrélations entre la durée des événements de crue et la nature des épisodes pluvieux sur les bassins versants de l’Erlenbach et de Marie-Agnès.....	159
Figure 12.22 : Corrélations entre la nature des épisodes pluvieux et X4 sur les bassins versants de l’Erlenbach et de Marie-Agnès.....	159
Figure 13.1 : Evolution du critère de Nash en fonction des logarithmes népériens des 4 paramètres du modèle GR3H pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach.	162
Figure 13.2 : Crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach modélisée par GR3H.	162
Figure 13.3 : Evolutions comparées des valeurs prises par les paramètres (crue du 25 octobre 1998 sur le bassin du Lumpenenbach).....	163
Figure 13.4 : Evolutions comparées des valeurs prises par le critère de Nash en fonction du modèle pluie-débit utilisé.....	165
Figure 13.5 : Pourcentages d’amélioration de la modélisation des crues par le modèle issu de l’analyse directe.....	165
Figure 13.6 : Exemple de reconstitution de la crue du 26 novembre 1987 sur le bassin de la Lézarde suivant les quatre modèle pluie-débit.....	166
Figure 14.1 : Valeurs moyennes et écart-types des critères.	169
Figure 14.2 : Reconstitution de 2 crues sur le bassin de la Capot à Saut Babin.	170
Figure 14.3 : Reconstitution de 2 crues sur le bassin de la Lézarde au Pont du Soudon.	171
Figure 14.4 : Reconstitution des crues sur les bassins de la Massane et de la Baillaury.	172
Figure 14.5 : Reconstitution de la crue du 10 octobre 1987 sur le bassin versant de la Canterrane.	173
Figure 14.6 : Reconstitution de 2 crues sur le bassin versant de l’Ample.	174
Figure 14.7 : Reconstitution de 2 crues du bassin versant du Gard à Pont Ravagers.	175
Figure 14.8 : Reconstitution de la crue du 22 au 27 janvier 1995 sur le bassin versant de la Savoureuse à Giromagny.	175
Figure 14.9 : Reconstitution de la crue des 6 et 7 août 1985 sur le bassin versant du Dischmabach.	175
Figure 16.1 : Reconstitution des lames écoulées horaires et des débits de pointe sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach en adoptant les valeurs médianes pour tous les paramètres.	186
Figure 16.2 : Valeurs optimisées de X4 pour les BVRE de Draix.....	191
Figure 16.3 : Evolution de X4 en fonction de l’intensité des pluies pour les BVRE de Draix.	191
Figure 16.4 : Reconstitution des lames écoulées horaires et des débits de pointe sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach avec X4 fixé à sa valeur limite.	194
Figure 16.5 : Evolution de la normale à l’extrême des valeurs prises par les paramètres de la fonction de production, exemple du bassin du Rimbaud.	196

Figure 16.6 : Evolution de X1 de la normale à l'extrême sur les bassins du Lumpenenbach et du Vogelbach.....	199
Figure 16.7 : Reconstitution des lames écoulées horaires et des débits de pointe sur les bassins versants du Laval et du Lumpenenbach avec X1 et X4 fixés à leurs valeurs limites. ...	201
Figure 16.8 : Distributions de fréquence des débits de pointe et des lames écoulées horaires dans le cas d'un modèle à 3 paramètres sur le bassin du Laval (X3 = 0 %).	202
Figure 16.9 : Distributions de fréquence des débits de pointe de crue.....	207
Figure 17.1 : Pluies maximales à 10 minutes et pluies maximales horaires sur 3 postes pluviographiques.	211
Figure 17.2 : Fonction $f(i, K)$ dans le cas de la désagrégation des pluies horaires en pluies de 10 minutes.	211
Figure 17.3 : Reconstitution des hyétogrammes de pluie à pas de temps fin.	211
Figure 17.4 : Simulations de pluies horaires et de pluies à pas de temps fin pour le pluviographe du Lumpenenbach.	212
Figure 17.5 : Exemple de désagrégation d'une pluie simulée de 4 heures.	213
Figure 17.6 : Résultats obtenus en simulation pluie-débit pour le bassin versant du Rimbaud.	216
Figure 17.7 : Débits de pointe simulés pour les bassins versants de l'Alma et de la Lézarde.	216
Figure 17.8 : Distributions de fréquence des débits de pointe des bassins versants de l'Erlenbach et du Lumpenenbach.....	217
Figure 17.9 : Principe de la méthodologie envisagée.....	220
Figure 17.10 : Photographies prises sur le bassin de la Latte le 21 octobre 2003.....	227
Figure 17.11 : Bassin versant de la Latte (Martin <i>et al.</i> , 2003).....	228
Figure 17.12 : Evolution de X1 et de X4 en fonction de la surface des bassins versants.	229
Figure 17.13 : Résultats des simulations pluie-débit.....	230
Figure 17.14 : Résultats des simulations pluie-débit pour X1 égal à 35 % et 100 %.	230
Figure 17.15 : Comparaison des résultats avec les observations.	231
Figure 17.16 : Résultats des simulations de pluie.	231
Figure 19.1 : Prédétermination des débits de crue des bassins versants de Draix.	238

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Echelle spatiale et méthode d'analyse.....	30
Tableau 4.1 : Caractéristiques physiques principales des BVRE du Laval et du Brusquet.	43
Tableau 4.2 : Caractéristiques du réseau de mesure (Arnaud, 1997).....	48
Tableau 4.3 : Caractéristiques des bassins versants du Vaubarnier et du Rimbaud.....	48
Tableau 4.4 : Principales caractéristiques des bassins versants du Mont Lozère.	51
Tableau 4.5 : Tableau récapitulatif des données disponibles sur les BVRE du Mont Lozère.	52
Tableau 4.6 : Postes pluviographiques de la DIREN Martinique (Meunier, 1999).	56
Tableau 4.7 : Stations hydrométriques de la DIREN Martinique (Meunier, 1999).	56
Tableau 4.8 : Tableau récapitulatif des données disponibles.	59
Tableau 4.9 : Caractéristiques principales des bassins versants de l'Alptal.	60
Tableau 4.10 : Présentation des bassins versants et des données utilisées.....	69
Tableau 5.1 : Tableau récapitulatif de l'ensemble des bassins versants.	77
Tableau 6.1 : Principales caractéristiques de 5 crues enregistrées sur le Laval.	84
Tableau 6.2 : Principales caractéristiques de 4 crues enregistrées sur le Brusquet.....	86
Tableau 6.3 : Caractéristiques des 3 crues les plus fortes du bassin de l'Erlenbach.....	88
Tableau 6.4 : Principales caractéristiques de 4 crues du bassin versant du Lumpenenbach....	90
Tableau 6.5 : Principales caractéristiques de 3 crues du bassin versant du Vogelbach.	91
Tableau 6.6 : Principales caractéristiques de 3 crues du bassin versant de la Lézarde.....	93
Tableau 6.7 : Principales caractéristiques de 2 crues enregistrées sur la rivière Blanche à la station de l'Alma.	94
Tableau 6.8 : Tableau récapitulatif des résultats obtenus lors des analyses en composantes principales sur les bassins versants de l'échantillon n°1.....	99
Tableau 7.1 : Reconstitution des crues avec 1 phénomène élémentaire.	109
Tableau 7.2 : Evolution des critères Pointe et Volume en fonction des valeurs de X1 et X2 pour la crue du 8 septembre 1994 sur le Laval.	111
Tableau 7.3 : Reconstitution des crues avec 2 phénomènes élémentaires.	111
Tableau 7.4 : Comparaison des résultats obtenus avec 2 et 3 phénomènes élémentaires pour la crue du 8 juillet 1987 sur le bassin de Lumpenenbach.	112
Tableau 7.5 : Reconstitution temporelle des crues avec 3 phénomènes élémentaires.	114
Tableau 7.6 : Reconstitution des crues avec 4 phénomènes élémentaires.	114
Tableau 8.1 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres.....	117
Tableau 9.1 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres pour les 20 crues maximales des bassins versants de l'échantillon n°2.	125
Tableau 12.1 : Evolution du critère de Nash dans les plans constitués par les 4 paramètres du modèle pour la crue du 25 octobre 1998 sur le bassin versant du Lumpenenbach.	151
Tableau 14.1 : Moyennes, médianes et écart-types des paramètres.....	169
Tableau 14.2 : Caractéristiques des crues modélisées.....	170
Tableau 16.1 : Valeurs médianes des paramètres pour les bassins du Laval et du Lumpenenbach.	186
Tableau 16.2 : Valeurs médianes des paramètres des 10 bassins versants obtenues lors de la première calibration du modèle pluie-débit.	189
Tableau 16.3 : Valeurs limites de X4 pour les 10 bassins versants.	191
Tableau 16.4 : Valeurs limites et médianes des paramètres de la fonction de production....	196
Tableau 16.5 : Valeurs limites et médianes des paramètres de la fonction de production....	204
Tableau 17.1 : Tableaux récapitulatifs des résultats.	225

Annexe I :

Méthodes de prédétermination des débits de crue

Les enjeux humains et matériels justifient à eux seuls qu'on s'intéresse aux événements extrêmes. Ces événements ont par définition des périodes de retour élevées. L'analyse de ces événements passe par la quantification de l'aléa hydrologique et donc par la prédétermination des débits de crue.

De nombreuses méthodes existent. Le choix d'une méthode plutôt qu'une autre dépend bien souvent de la présence ou de l'absence de données hydrologiques. En présence de données on dispose des méthodes statistiques, dont un exemple est celle du gradex (Weingartner *et al.*, 2003). Si les données de débit sont peu nombreuses mais que la connaissance des pluies est bonne, on peut envisager l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit. Le niveau de conceptualisation du modèle variera suivant les cas étudiés. Enfin, s'il n'y a que très peu ou pas de données, on préfère bien souvent l'emploi de formules régionales sommaires.

Pour les petits bassins versants torrentiels, on se situe dans le cas où peu de données sont a priori disponibles. On ne distingue donc plus que deux types d'approche :

- les méthodes sommaires ;
- les méthodes reposant sur l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit.

Chacune d'entre elles a ses avantages et ses inconvénients ainsi que son domaine d'application et ses conditions d'utilisation. Il ne s'agit pas dans ce chapitre d'aborder l'adéquation d'une méthode donnée à un type de bassin versant ou à une gamme de surfaces de bassins versants. Nous avons préféré présenter plusieurs méthodes utilisées en ingénierie pour la prédétermination des débits de crue sur les petits bassins versants torrentiels. Nous présenterons successivement des méthodes issues des deux types d'approche possibles.

En rapport avec les résultats présentés dans l'introduction, chacune des méthodes de prédétermination des débits sera testée sur les deux bassins versants de Draix. De cette manière, nous évaluons l'applicabilité des méthodes et la qualité des résultats obtenus.

1 Méthodes sommaires

Plusieurs formules statistiques ou rationnelles sont couramment utilisées en ingénierie pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques ou, d'un point de vue réglementaire, pour la mise en place des Plans de Préventions des Risques Inondations. Comme elles sont étroitement tributaires des données ayant permis leurs calages, lorsqu'on les confronte, les résultats sont souvent très variables. Des problèmes se posent également concernant la robustesse des méthodes. Néanmoins, certaines de ces méthodes peuvent être appliquées à des bassins versants de montagne. Elles sont même parfois spécifiquement adaptées ou simplifiées pour les bassins versants de petites dimensions.

1.1 Méthodes d'estimation par analogies entre bassins versants voisins

Le principe de ces méthodes repose sur le transfert de l'information disponible sur un bassin versant vers un bassin non jaugé voisin du précédent. Les caractéristiques hydrologiques et hydrauliques des deux bassins versants sont donc supposées être relativement similaires. En outre, ceci implique de considérer que les deux bassins sont touchés par le même type d'événements pluvieux et que leurs modes de réponse sont identiques. Enfin, il est également nécessaire d'être sûr des données disponibles sur le bassin versant jaugé et des méthodes d'estimation des débits qui y sont appliquées. Cependant, en l'absence totale d'information sur un bassin, entouré de un ou plusieurs bassins versants mieux connus, ces méthodes

permettent d'effectuer une première approximation des débits caractéristiques de crue (Mathys, 1997 [1] et [2]).

Une méthode simple et couramment utilisée consiste à utiliser un coefficient de transfert des débits entre deux bassins versants voisins égal au rapport des surfaces élevé à une puissance comprise entre 0,6 et 1 :

$$QIX_2 = QIX_1 \cdot \left(\frac{S_2}{S_1} \right)^r$$

avec : r , le coefficient de transfert entre les bassins 1 et 2 ;
 QIX , le débit de pointe de crue (m^3/s) ;
 S , la surface de chaque bassin (km^2).

1.2 Méthodes statistiques sommaires

1.2.1 Méthode CRUPEDIX

La méthode CRUPEDIX permet l'estimation du débit instantané décennal à partir de la pluie journalière décennale et de la surface. Sa formulation a été obtenue par une approche statistique multivariante réalisée sur 630 bassins versants dont les surfaces varient entre 1,4 km^2 et 52000 km^2 :

$$QIX10 = S^{0,8} \cdot \left(\frac{PJX10}{80} \right)^2 \cdot CR$$

avec : CR , coefficient régional (figure 1.1) ;
 $QIX10$, le débit décennal de pointe (m^3/s) ;
 $PJX10$, la pluie journalière décennale (mm) ;
 S , la surface du bassin (km^2).

L'incertitude de la méthode est grande. Galéa & Ramez (1995) indiquent que l'on peut estimer avec une probabilité de 70 % que la vraie valeur du débit décennal est comprise entre la moitié et le double de la valeur estimée. En outre, étant donné qu'il s'agit d'une méthode statistique, CRUPEDIX est surtout valable pour les bassins versants moyens de l'échantillon de calage (Meunier & Mathys, 1989). Ainsi, en zone de montagne, la faible représentativité des petits bassins versants torrentiels au sein de l'échantillon induit une incertitude encore plus forte. Pour cette raison, la méthode a été modifiée pour pouvoir s'adapter aux petits bassins versants.

A partir des informations disponibles sur 80 bassins de moins de 90 km^2 du quart sud-est de la France, deux nouvelles formulations ont été développées suivant que l'on connaît ou non la valeur du module interannuel QMA (m^3/s) :

(a) QMA connu :

$$QIX10 = S^{0,8} \cdot \left(\frac{PJX10}{32} \right)^{1,5} \cdot \left(\frac{QMA}{S} \right)^{0,4} \cdot CR_1$$

(b) QMA inconnu :

$$QIX10 = S^{0,9} \cdot \left(\frac{PJX10}{1400} \right)^{0,8} \cdot DS^{0,3} \cdot CR_2$$

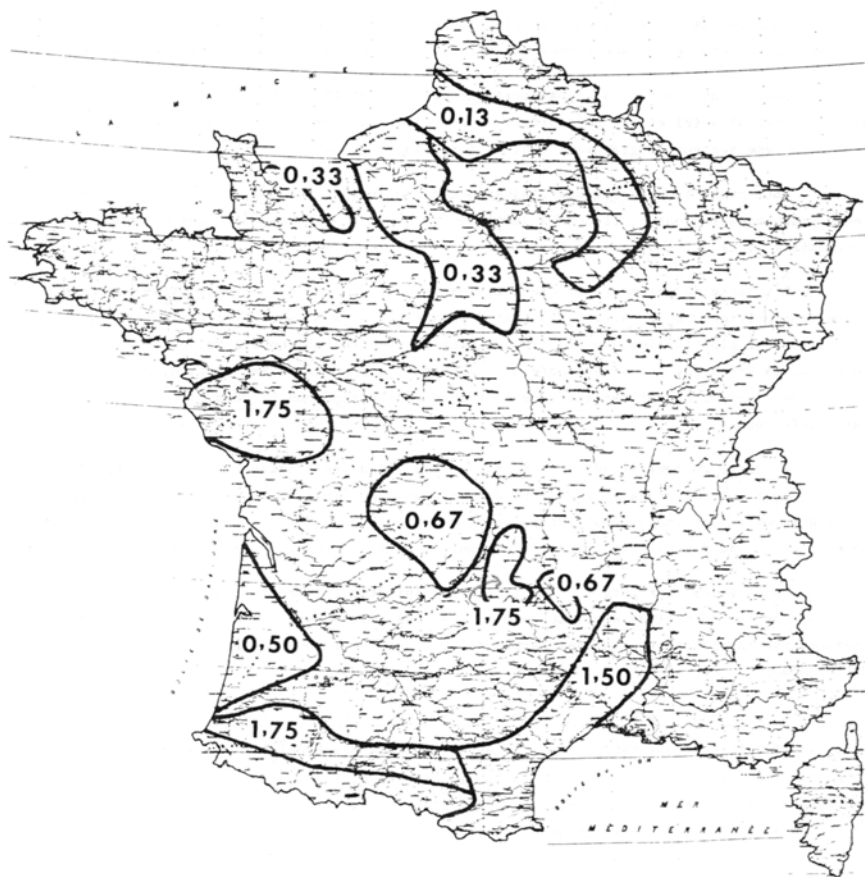
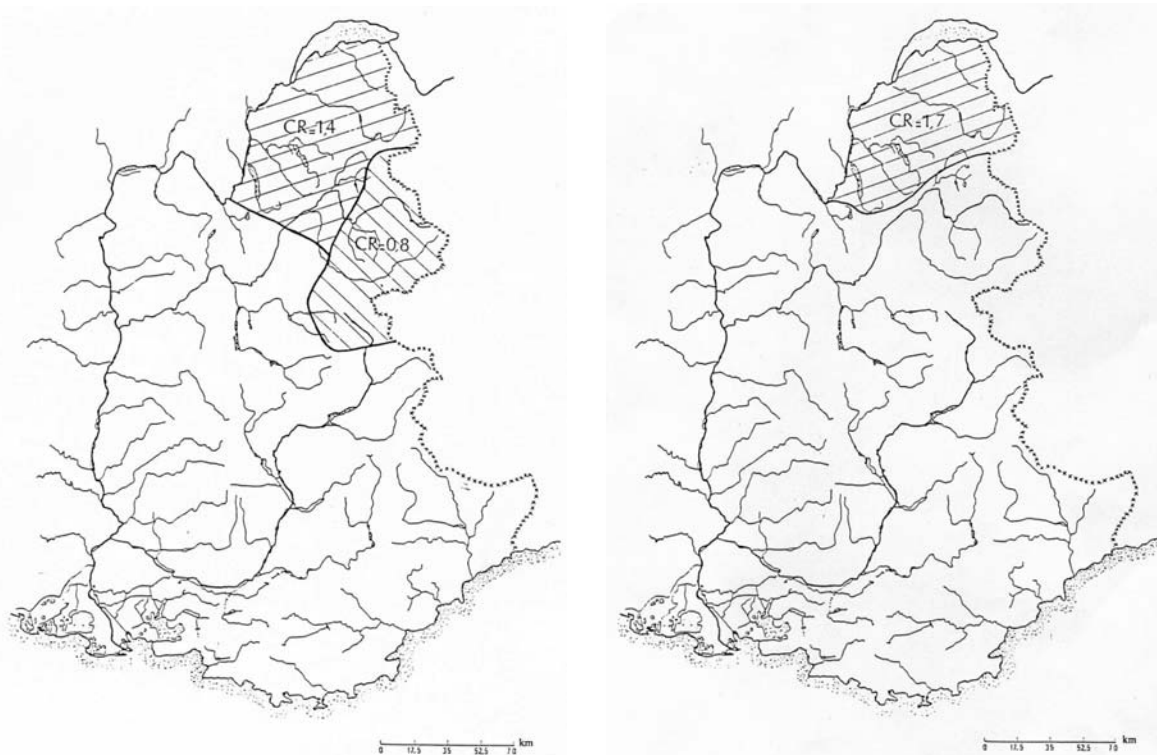


Figure 1.1 : Carte de répartition du coefficient régional.



(a) QMA connu : valeurs de CR_1

(b) QMA inconnu : valeurs de CR_2

Figure 1.2 : Cartes de répartition des coefficients régionaux pour le quart sud-est de la France (Cemagref, 1985).

Les coefficients valent 1 en dehors des régions délimitées.

avec : DS, le dénivelé spécifique = $(H5\% - H95\%) \cdot \sqrt{\frac{I}{L}}$ (m) ;

Hx%, l'altitude dépassée par x% de la superficie du bassin versant (m) ;

I et L, la largeur et la longueur du rectangle équivalent (m)

CR₁ et CR₂, coefficients régionaux obtenus à partir des cartes de la figure 1.2.

La méthode CRUPEDIX présente l'avantage d'estimer facilement la valeur du débit décennal d'un bassin versant quelconque. Dans le cas où des informations sont disponibles sur un bassin jaugeé voisin du bassin étudié, elle permet de faciliter le transfert des résultats. Cependant, même si la formulation a été adaptée, il vaut mieux considérer le résultat comme un ordre de grandeur de la valeur réelle. En outre, elle ne donne aucune information sur les durées caractéristiques des crues (Cemagref, 1985).

1.2.2 Méthode SOCOSE

A l'inverse de la précédente, la méthode SOCOSE permet d'évaluer le débit instantané décennal ainsi que la durée caractéristique de la crue, définie ici comme la durée pendant laquelle le débit est supérieur à la moitié du débit de pointe. Sa formulation a été établie à partir de l'observation de 5000 crues sur 187 bassins versants ruraux de 2 à 200 km² (Galéa & Ramez, 1995). Elle associe un hyétogramme de projet, la fonction de production SCS et un hydrogramme unitaire analytique.

La formulation de la méthode SOCOSE est la suivante :

$$1) \quad \ln(D) = -0,69 + 0,32 \cdot \ln(S) + 2,2 \cdot \sqrt{\frac{PA}{PjX10 \cdot t_A}}$$

$$2) \quad J = 260 + 21 \cdot \ln\left(\frac{S}{L}\right) - 54 \cdot \sqrt{\frac{PA}{PjX10}}$$

$$3) \quad k = \frac{24^b \cdot PjX10}{21 \cdot \left(1 + \frac{\sqrt{S}}{30 \cdot \sqrt[3]{D}}\right)}$$

$$4) \quad \rho = 1 - \frac{0,2 \cdot J}{k \cdot (1,25 \cdot D)^{1-b}}$$

$$QIX10 = \xi \cdot \frac{k \cdot S}{(1,25 \cdot D)^b} \cdot \frac{\rho^2}{15 - 12 \cdot \rho}$$

avec : D, la durée caractéristique de la crue (h) ;

PA, la pluie moyenne interannuelle sur le bassin (mm) ;

t_A, la température moyenne interannuelle ramenée au niveau de la mer (°C) (figure 1.3) ;

L, la longueur du chemin hydraulique le plus long depuis l'exutoire (km) ;

b, le paramètre de la loi de Montana, valable pour une fréquence décennale,

$P(t,T) = a(T) \cdot t^{1-b(T)}$;

J, la rétention potentielle de la fonction de production du SCS (mm) ;

k, un indice pluviométrique ;

ρ, un nombre intermédiaire ;

ξ, un coefficient correcteur proche de 1 (figure 1.4).

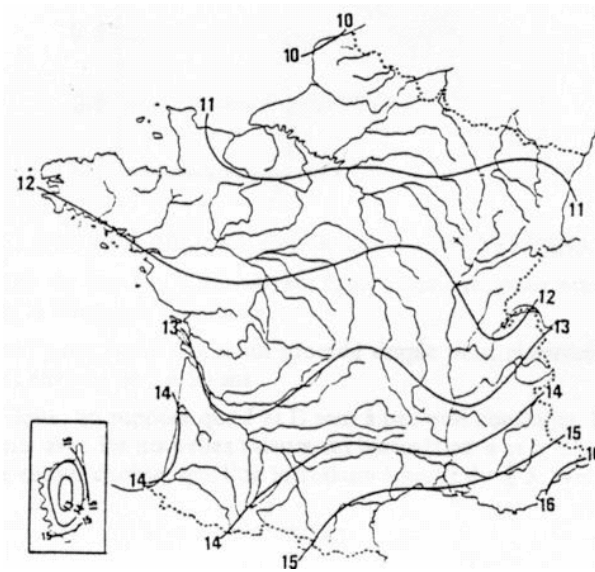


Figure 1.3 : Carte des températures moyennes interannuelles (CTGREF, 1980).

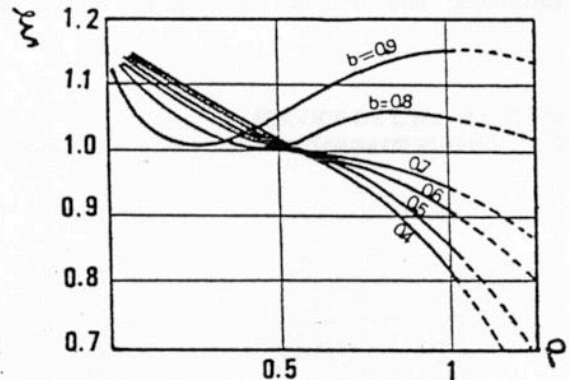


Figure 1.4 : Abaque de définition de ξ en fonction de ρ et de b (CTGREF, 1980).

Cette méthode présente l'avantage d'avoir été obtenue à partir de nombreuses observations. Néanmoins, comme pour la méthode CRUPEDIX, l'incertitude est grande, puisque la probabilité que la vraie valeur du débit décennal soit comprise entre la moitié et le double de la valeur estimée, est de 70 % (CTGREF, 1980).

1.3 Méthodes pseudo-déterministes

1.3.1 Méthode SCS simplifiée

Cette méthode repose sur la fonction de production du SCS. Cette fonction de production est utilisée pour estimer la lame nette écoulée sur la durée D caractéristique de crue du bassin versant étudié. Pour des bassins versants de moins de 15 km^2 et dans un contexte d'écoulement superficiel rapide, la durée caractéristique de crue du bassin est estimée uniquement en fonction de la surface. Ensuite, la pluie maximale décennale sur cette durée est estimée à partir de la relation de Montana. Enfin, la rétention maximale J (mm) est évaluée aussi à partir de la surface.

Pour les bassins de moins de 15 km^2 , la formulation de la méthode SCS est la suivante :

- la rétention maximale J (mm) est évaluée par la formule suivante :

$$\ln(J) = 0,232 \cdot \ln(S) + 3,509$$

- la durée D , exprimée en minutes, est calculée à partir de S (km^2) de la façon suivante :

$$\ln(D) = 0,375 \cdot \ln(S) + 3,729$$

- une fois la pluie décennale de durée D estimée, la pluie maximale décennale de durée D , $P(D,10)$, représentative du bassin versant, est estimée à partir de la relation de Montana. Enfin, le débit moyen décennal sur D , $Q(D,10)$ (m^3/s) est obtenu en utilisant la fonction de production du SCS :

$$Q(D,10) = \frac{S}{3,6 \cdot D} \cdot \frac{(P(D,10) - 0,2 \cdot J)^2}{(P(D,10) + 0,8 \cdot J)}$$

La méthode SCS simplifiée permet de calculer pour la durée considérée le débit moyen décennal. Le débit de pointe décennal est calculé en majorant la valeur du débit moyen

décennal de 30 % (Galéa & Ramez, 1995). Le rôle joué par la surface est essentiel. C'est uniquement sur ce paramètre que repose l'estimation de la rétention maximale, et donc de la rétention initiale prise égale à 20 % de la rétention maximale, ainsi que de la durée caractéristique des crues, dont dépend la pluviométrie par la formule de Montana.

1.3.2 La méthode rationnelle

La méthode rationnelle est très souvent employée en ingénierie lorsqu'aucune mesure n'est disponible. Placée parmi les modèles empiriques pour sa méthode de résolution, sa conception est cependant fondée sur une loi physique extrêmement simplifiée : la lame d'eau écoulee, L_e (mm), est proportionnelle au volume précipité, H (mm), sur l'ensemble du bassin. Le coefficient de proportionnalité C , appelé coefficient d'écoulement, est constant. Le volume de pluie précipite sur le bassin pendant une durée t_c (h), correspondant au temps de concentration du bassin. La méthode rationnelle suppose également que l'hydrogramme de crue a la forme d'un triangle isocèle et que le temps de montée est égal au temps de concentration. A l'aide de la figure 1.5 représentant l'hydrogramme de crue ainsi schématisé, on établit alors :

$$L_e = C.H = \frac{Q_p \cdot t_c \cdot 3,6}{S} \quad (\text{Équation 1-1})$$

$$Q_p = \frac{C.S}{3,6} \cdot \frac{H}{t_c} \quad (\text{Équation 1-2})$$

$$Q_p = \frac{C.I(t_c).S}{3,6} \quad (\text{Équation 1-3})$$

avec : Q_p , le débit de pointe en m^3/s ;
 $I(t_c)$, l'intensité moyenne de pluie pour une durée égale à t_c (mm/h) ;
 S , la surface du bassin versant (km^2).

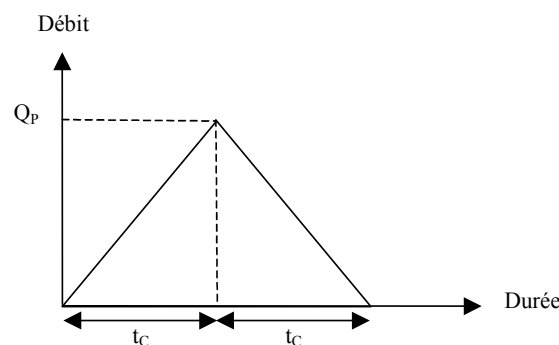


Figure 1.5 : Schéma de l'hydrogramme unitaire.

La valeur du débit de pointe est fortement influencée par l'allure de l'hydrogramme. Par exemple, si le temps de décrue est pris égal au double du temps de concentration, ce qui est possible dans le cas où on souhaiterait obtenir un hydrogramme de projet, alors le débit est diminué d'un tiers de sa valeur, tous les autres paramètres restant inchangés par ailleurs.

De la même manière, plus le rapport H/t_c est grand, plus le débit de pointe est important. Or les intensités fortes sont enregistrées sur des pas de temps courts. De ce fait, plus le temps de concentration est bref, plus le débit de pointe est élevé.

Le temps de concentration est défini comme le temps que met la goutte d'eau la plus hydrauliquement éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. Il se mesure de la fin de la pluie efficace à la fin de l'écoulement superficiel (Galéa & Ramez, 1995). L'estimation de ce temps de concentration pose de nombreux problèmes. Il nécessite l'emploi de formules empiriques¹. Elles sont nombreuses dans la littérature et conduisent à des écarts sur l'estimation du temps de concentration pouvant atteindre 500% (Papadakis & Kazan, 1986). Pour les petits bassins versants ruraux, le temps de concentration peut être considéré comme très proche du temps de montée au pic (Chow, 1964).

La valeur de C est très importante également dans la détermination de celle de Q_p . En effet, elle permet d'évaluer le volume de pluie participant à l'écoulement. Le coefficient d'écoulement varie suivant la nature du sol, la pente, l'occupation du sol, l'intensité de la

¹ Dans toutes les formules qui suivent, t_c est exprimé en heures.

- Formule de Turraza :

$$t_c = 0,1 \frac{(S.L)^{1/3}}{\sqrt{I}}$$

avec : S , la surface du bassin versant (km^2) ;
 L , la longueur du chemin hydraulique le plus long (km) ;
 I , la pente moyenne pondérée le long du thalweg (m/m).

- Formule de Kirpich

$$t_c = 32,45 \cdot 10^{-5} \cdot L^{0,77} \left(\frac{\Delta H}{L} \right)^{-0,385}$$

avec : L , la longueur totale du cours d'eau (m) ;
 ΔH , la dénivelée entre les altitudes maximale et minimale du bassin versant (m).

- Formule de Ventura-Passini

$$t_c = \alpha \frac{(S.L)^{1/3}}{\sqrt{I}}$$

$$\frac{1}{\sqrt{I}} = \frac{\sum \left(\frac{\Delta l}{\sqrt{I_1}} \right)}{L}$$

$$\alpha = \frac{1}{e^{5/3} \cdot a^{2/3}}$$

avec : S , la surface du bassin versant (km^2) ;
 L , la longueur du thalweg le plus long (km) ;
 I , la pente moyenne (m/m) ;
 Δl , la longueur de la partie de thalweg de pente I_1 ;
 α , un paramètre variant entre 0,5 et 2, prenant en compte la fréquence de la pluie ainsi que l'état du sol ;
 e , le coefficient d'écoulement ;
 a , le paramètre de Montana : $P(t,T) = a(T) \times t^{1-b(T)}$.

- Formule de SOGREAH

$$t_c = 0,015 \cdot S^{0,35} \cdot C^{-0,35} \cdot P^{-0,5}$$

avec : S , la surface du bassin versant (ha) ;
 C , le coefficient de ruissellement ;
 P , la pente (m/m).

pluie, l'état de saturation du bassin au début de l'événement et la capacité de stockage du bassin. Singh (1988) indique aussi que C change suivant le pourcentage de surface imperméable, la durée de la pluie, la forme de la surface drainée et l'interception. L'estimation de C n'est donc pas simple. Sa variabilité d'un bassin à l'autre et, pour un bassin donné, d'une crue à l'autre, est très forte.

Des tables répertoriant les valeurs de C en fonction des caractéristiques du terrain sont souvent utilisées (tableau 1.1). Cependant, pour un événement de période de retour de 5 à 10 ans, les bureaux d'étude prennent souvent une valeur de C égale à 0,5 pour un terrain semi-perméable, 0,7 pour un terrain peu perméable et 0,6 pour un terrain mixte. Comme l'infiltration et les pertes sur la pluie brute ont un effet proportionnellement moins important sur les débits de pointe pour les fréquences de non dépassement plus élevées, les bureaux d'études BCEOM & SOGREAH (1992) suggèrent de fixer C à 0,8 pour une pluie centennale.

Tableau 1.1 : Table simplifiée de valeurs de coefficients d'écoulement pour différents types et couvertures de sol (Chow, 1964 ; Musy & Higy, 2004).

Type de sol	Etat de surface du bassin		
	Culture	Pâturage	Forêt
Fort taux d'infiltration ; sols sablonneux ; sols grossiers	0.20	0.15	0.10
Taux d'infiltration moyen ; sols limoneux	0.40	0.35	0.30
Taux d'infiltration faible ; sols argileux ; sols fins sur des roches imperméables	0.50	0.45	0.40

1.4 Test et contrôle des performances des méthodes sommaires

Nous appliquons maintenant les méthodes précédentes comme cela pourrait être fait en ingénierie. L'objectif est de proposer une estimation du débit décennal pour les deux bassins versants de Draix. Les méthodes sont appliquées en aveugle sans tenir compte de connaissances particulières des écoulements des bassins. Seules les données pluviométriques sont utilisées pour estimer l'intensité de la pluie sur la durée correspondant au temps de concentration de chaque bassin.

1.4.1 Méthodologie générale

La méthodologie s'articule autour des étapes suivantes :

- déterminer le temps de concentration des bassins en utilisant les formules de Turraza, de Kirpich, de Ventura-Passini et de SOGREAH. Tous les paramètres nécessaires à l'application de ces formules d'estimation du temps de concentration sont donnés dans le tableau 1.2 ;
- calculer l'intensité de pluie décennale sur la durée correspondant au temps de concentration à partir de la loi de Montana : $I(t,T)=a(T) \times t^{-b(T)}$. Les paramètres $a(T)$ et $b(T)$ de la loi de Montana sont estimés à partir des données de pluies décennales disponibles pour les deux bassins versants étudiés pour des durées de 1 à 72 heures, dans la limite où la loi de Montana ne change pas lorsque la durée augmente ;
- appliquer les formules des méthodes sommaires pour déterminer le débit décennal. Dans le cas de la formule rationnelle, les valeurs choisies pour C sont celles proposées par les bureaux d'étude BCEOM & SOGREAH (1992).

Les valeurs de la pente, de la longueur du chemin hydraulique le plus long et du dénivelé maximal sont déterminées à partir d'un modèle numérique de terrain dont la taille des mailles est de 50 m × 50 m. La précision des estimations de ces paramètres, qui influence la précision des résultats finaux, est largement dépendante de la finesse de la description du terrain et donc du pas d'espace utilisé.

Par exemple, la longueur du réseau hydrographique augmente lorsque la résolution spatiale du modèle numérique de terrain est affinée (Moussa, 1993). Dans notre cas, nous nous sommes servi des données en notre possession. Il paraît clair que pour des bassins versants de petites dimensions une résolution fine est indispensable. Pour cela, il faut disposer des bases de données géographiques correspondantes et être capable de définir un pas d'espace pertinent en accord avec la précision recherchée pour l'étude.

Toujours dans le cadre de l'estimation du débit décennal, nous testons ici l'emploi des méthodes SCS simplifiée, SOCOSE et CRUPEDIX. Pour cette dernière, nous utiliserons la formulation traditionnelle de la méthode et non celle développée dans le cas des petits bassins versants du sud-est de la France. Le coefficient régional est fixé à 1 pour les deux bassins. Les paramètres spécifiques nécessaires à l'application de ces trois formules sont rappelés dans le tableau 1.3.

Tableau 1.2 : Paramètres nécessaires à l'application des formules sommaires.

Bassin versant	Surface (km ²)	Pente (m/m)	Longueur ² (km)	Dénivelé maximal (m)	Coefficient d'écoulement (%)	a(T)	b(T)
Laval	0,86	0,30	1,24	430	70	32,46	0,68
Brusquet	1,08	0,27	1,34	460	50	39,97	0,75

Tableau 1.3 : Paramètres nécessaires à l'application des méthodes SCS simplifiée, SOCOSE et CRUPEDIX.

Bassin versant	Pluie journalière décennale (mm)	Pluie moyenne interannuelle (mm)	Température moyenne interannuelle (°C)
Laval	77	900	13,5
Brusquet	76	900	13,5

Tableau 1.4 : Estimation du temps de concentration.

Bassin versant	Turraza (h)	Kirpich (h)	Ventura-Passini (h)	SOGREAH (h)
Laval	0,19	0,12	0,36	0,15
Brusquet	0,22	0,13	0,60	0,24

² Cette longueur correspond à la longueur du chemin hydraulique le plus long du bassin versant.

1.4.2 Résultats obtenus sur les bassins versants de Draix

1.4.2.1 Estimation du temps de concentration

Les différentes estimations du temps de concentration obtenues en utilisant les quatre formules empiriques disponibles sont indiquées dans le tableau 1.4. La figure 1.6 permet quant à elle d'évaluer la grande variabilité des résultats obtenus pour un bassin versant donné suivant la formule utilisée. Cette variabilité des résultats ne facilite pas le choix de la valeur du temps de concentration ou de la formule à appliquer.

On notera cependant que la formule de Ventura-Passini donne les estimations les plus fortes du temps de concentration. Celle de Kirpich correspond aux estimations les plus faibles. Il s'agit ici d'un constat. Aucun conseil ne peut être donné concernant l'utilisation d'une formule plutôt qu'une autre. Nous ne sommes même pas certains que le temps de concentration réel soit compris entre les deux valeurs issues des formules de Kirpich et de Ventura-Passini.

De plus, les estimations conduisent à des temps de concentration très courts. Ces valeurs faibles sont liées à la surface qui est un des paramètres essentiels des formules. Sur des bassins de petites dimensions, les temps de concentration sont courts par définition des formules. Sur le terrain, des valeurs de moins de 15 minutes sur le bassin du Brusquet paraissent tout de même très courtes. Les données géographiques utilisées dans les formules ne sont donc pas suffisantes pour évaluer correctement les temps de concentration.

1.4.2.2 Estimation du débit décennal par la formule rationnelle

En appliquant la loi de Montana, aux temps de concentration très faibles vont correspondre des intensités de pluie très fortes. On notera cependant que les temps de concentration calculés sur chaque bassin sont inférieurs à la durée minimale des pluies sur lesquelles ont été calés les paramètres de la loi de Montana. L'application de la formule rationnelle aboutit ensuite à des estimations très élevées des débits décennaux. C'est d'ailleurs ce que met en évidence le tableau 1.5. Très logiquement, nous retrouvons que l'utilisation de la formule de Kirpich conduit aux estimations des débits décennaux les plus élevés ; l'utilisation de la formule de Ventura-Passini donne les estimations les plus faibles des débits décennaux.

Sur le bassin du Brusquet, les débits décennaux sont très largement surestimés. On enregistre jusqu'à près de 20 fois plus que la valeur déduite des observations avec la formule de Kirpich. Pour le bassin du Laval, les valeurs obtenues du débit décennal sont du même ordre de grandeur que le débit décennal estimé directement à partir des données. Ainsi, sur le bassin du Laval, un temps de concentration d'environ 10 minutes et un coefficient d'écoulement de 70 % conduisent à des estimations acceptables du débit décennal. Sur le bassin du Brusquet, nous sommes confrontés soit à une estimation trop faible du temps de concentration, soit à une valeur trop forte du coefficient d'écoulement, soit aux deux simultanément.

Enfin, la variabilité des résultats est là encore très forte d'une formule à l'autre. Par conséquent, sans aucune indication particulière concernant le fonctionnement des bassins versants, le choix du débit décennal de référence risque d'être très difficile.

Tableau 1.5 : Estimation du débit décennal maximal par la méthode rationnelle.

Bassin versant	Turraza (m ³ /s)	Kirpich (m ³ /s)	Ventura-Passini (m ³ /s)	SOGREAH (m ³ /s)	Débit décennal observé (m ³ /s)
Laval	17,0	23,3	11,5	19,9	12,3
Brusquet	18,8	28,5	8,9	20,9	1,4

Tableau 1.6 : Estimation du débit décennal maximal.

Bassin versant	CRUPEDIX (m ³ /s)	SCS (m ³ /s)	SOCOSE (m ³ /s)	Débit décennal observé (m ³ /s)
Laval	0,8	3,1	0,6	12,3
Brusquet	1	7,5	1,3	1,4

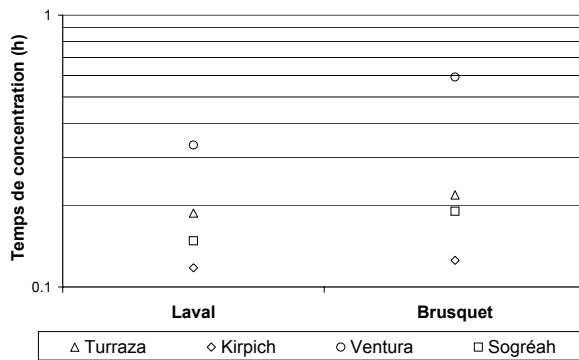


Figure 1.6 : Evaluation du temps de concentration en fonction de la méthode utilisée.

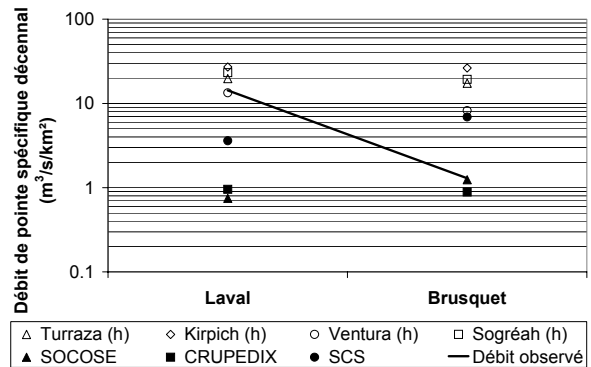


Figure 1.7 : Estimation du débit spécifique décennal en fonction de la méthode utilisée.

1.4.2.3 Estimation du débit décennal en utilisant les formules CRUPEDIX, SOCOSE et SCS simplifiée

Les débits décennaux calculés sont là encore très variables suivant la formulation retenue (tableau 1.6). Les valeurs obtenues ne sont pas toujours de l'ordre de grandeur des valeurs observées. Les erreurs sont très fortes sur le bassin du Laval avec la formule CRUPEDIX. On notera d'ailleurs que le paramètre principal de cette formule reste la surface des bassins. Par conséquent, il est impossible de distinguer les deux bassins voisins de Draix au moyen de la formule CRUPEDIX. Plus généralement, ces trois formulations ne permettent pas de différencier les deux bassins versants voisins de Draix aux caractéristiques hydrologiques contrastées.

1.4.3 Synthèse des résultats

Pour clore ce contrôle des performances des méthodes sommaires sur les deux exemples considérés, nous nous reporterons à la figure 1.7. La grande variabilité des résultats obtenus pour un bassin donné suivant la formule employée est à nouveau mise en évidence. De plus, mis à part les formulations de Turráza ou de SOGREAH et la méthode SOCOSE qui aboutissent à des résultats corrects, respectivement sur les bassins du Laval et du Brusquet, les estimations sont généralement loin d'être de bonne qualité.

En pratique, la précision des résultats de la méthode rationnelle dépend surtout des valeurs du coefficient d'écoulement et du temps de concentration. De plus, les temps de concentration obtenus en appliquant les différentes formules sont souvent très courts. L'association de temps de concentration faibles et de coefficients d'écoulement forts conduit à des estimations élevées des débits décennaux.

Ainsi, pour améliorer la qualité des résultats fournis par la méthode rationnelle, il est indispensable d'améliorer d'abord la qualité des estimations du temps de concentration et du coefficient d'écoulement. A l'heure actuelle, ces paramètres sont estimés uniquement en fonction des caractéristiques physiques des bassins. Pourtant, comme le soulignent Miouze (1989) et Berthier *et al.* (2001) au sujet du coefficient d'écoulement, les variations de ce paramètre sont liées à l'inhomogénéité des précipitations et à l'état de saturation des sols au début de la pluie. L'intégration de caractéristiques simples des pluies pourrait permettre d'améliorer les formulations de ces deux paramètres. Dans le cas du temps de concentration, il peut s'agir de caractéristiques telles que la pluie journalière décennale, la pluie horaire décennale ou le cumul de pluie annuel. Dans le cas du coefficient d'écoulement, on peut penser à la définition d'un état hydrique du bassin en fonction de la saison à plus fort risque.

1.5 Conclusion

Cette étude a permis de présenter des méthodes employées en ingénierie dans le cadre de l'estimation des débits et de contrôler leurs performances sur deux petits bassins versants. Ces méthodes sommaires ont le mérite d'exister. En l'absence totale d'informations hydrologiques, elles permettent une estimation des débits. C'est leur principal avantage. Malheureusement, la variabilité des résultats est souvent très forte d'une formule à l'autre. De plus, les estimations réalisées sont parfois très éloignées des valeurs réelles. Le choix du débit caractéristique de crue est donc difficile. Dans ces conditions, Hegg & Forster (2002) suggèrent d'utiliser conjointement plusieurs formules et de faire la moyenne des résultats qui paraissent corrects d'un point de vue hydrologique. Dans le guide méthodologique suisse d'estimation des crues, Spreafico *et al.* (2003) recommandent d'effectuer une analyse de terrain préalablement à tout calcul. Cette analyse a pour objectif de pallier le manque de données hydrométriques par une bonne connaissance du terrain. L'analyse du terrain aide au choix des valeurs des paramètres des formules.

Dans le cas où quelques données sont disponibles, une comparaison entre les valeurs calculées et observées des débits peut être effectuée. Des écarts importants sont là aussi enregistrés. Des problèmes de métrologie des débits lors des crues extrêmes sont possibles (estimation du débit de pointe, débordement, transport solide...). Le manque de données et/ou la présence de horsains conduit aussi à mal estimer la période de retour d'une crue observée (Vogt *et al.*, 2002).

Quoi qu'il en soit, les incertitudes de ces méthodes sont fortes et nombreuses. Des possibilités d'amélioration ont été envisagées au paragraphe 1.4.3. Pour l'instant, ces possibilités resteront au stade de suggestions. En effet, outre l'incertitude des résultats, ces méthodes ne fournissent que des résultats partiels. Enfin, les formules testées ne permettent pas de distinguer les débits décennaux de bassins voisins aux caractéristiques hydrologiques très contrastées.

2 Méthodes associant un générateur stochastique de pluie et un modèle pluie-débit

Dans le cas où peu de données pluie-débit sont disponibles et où on cherche davantage que le débit de pointe décennal, l'intérêt d'associer un modèle pluie-débit et un générateur de pluie est évident. Ce type d'approche est fréquemment utilisé dans le cadre de l'estimation des débits et des lames écoulées pour des fréquences rares. Il s'agit en fait de générer stochastiquement des chroniques de pluie simulées. A partir d'une chronique de pluies observées de 10 ans par exemple, on peut générer des chroniques de pluies simulées de 100 ou 1000 ans. Ces chroniques de pluies simulées sont ensuite transformées en chroniques de débits simulés au moyen d'un modèle pluie-débit. Le classement des pluies et des débits simulés permet de tracer leurs distributions de fréquences empiriques pour toutes durées et d'en déduire les quantiles pour l'ensemble de la gamme de fréquences. Les quantiles de pluie et de débit ainsi obtenus ne sont cependant pas les quantiles réels.

Ce type d'approche offre de nombreuses perspectives. Néanmoins, il nécessite de disposer d'un générateur de pluie et d'une modélisation pluie-débit, tous deux adaptés au contexte hydrologique étudié. En outre, le fonctionnement et la paramétrisation de ces modèles ne sont pas des problèmes anodins. La qualité de l'estimation des quantiles de débits pour un bassin versant donné repose sur les choix effectués lors de la définition de la méthode.

Nous ne présenterons pas ici toutes les méthodes existantes reposant sur l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit. Nous orienterons plutôt ce paragraphe autour de la présentation et du test de la méthodologie SHYPRE, acronyme de Simulation d'HYdrogramme pour la PREdétermination des crues, développée par le Cemagref d'Aix-en-Provence (Arnaud & Lavabre, 1999 ; Arnaud & Lavabre, 2002 ; Arnaud, 2004 [1] et [2]).

2.1 Modèle de génération stochastique de pluie SHYPRE

2.1.1 Principe du générateur stochastique de pluie

Le principe de la génération stochastique de pluie repose sur (figure 2.1) :

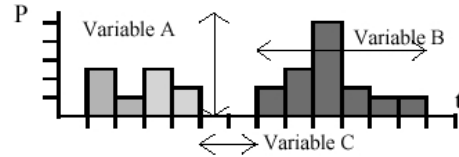
- une analyse descriptive du phénomène : cette analyse conduit au choix des variables qui caractérisent les épisodes pluvieux. Chaque variable est représentée par une loi statistique ajustée sur les valeurs calculées à partir des événements pluvieux observés ;
- une restructuration de la chronique des pluies par les variables descriptives tirées de façon aléatoire dans leurs lois de distribution respectives : d'une manière générale, si une variable aléatoire X a pour loi de distribution $F(X)$, la génération de variables suivant la loi $F(X)$ se fait en tirant de façon aléatoire la valeur de $F(X)$ entre 0 et 1, puis en cherchant la valeur correspondante de X . On procède ensuite à la reconstruction des hyétogrammes à partir des variables générées.

Le modèle de génération de pluie SHYPRE du Cemagref d'Aix-en-Provence appartient à la famille des modèles stochastiques dits à approche directe, fondés sur une description géométrique du signal temporel de pluie (Cernesson, 1993 ; Cernesson *et al.*, 1996 ; Arnaud, 1997 ; Arnaud *et al.*, 1997 ; Arnaud *et al.*, 1999 ; Fine, 2002 ; Arnaud, 2004 [1] et [2]). Le signal temporel de pluie est assimilé à un processus aléatoire et intermittent constitué d'une succession d'états secs et d'états pluvieux, dont l'évolution est décrite par des lois de nature stochastique. Les variables descriptives de la pluie sont supposées indépendantes.

Dans sa version originelle, le générateur stochastique de pluie SHYPRE fonctionne au pas de temps horaire. La validation des chroniques de pluies simulées est effectuée en comparant les distributions de fréquence des pluies observées et simulées de durées 1, 2, 3, 4, 6, 12, 24, 48 et 72 heures.

1ère ETAPE : ETUDE DESCRIPTIVE

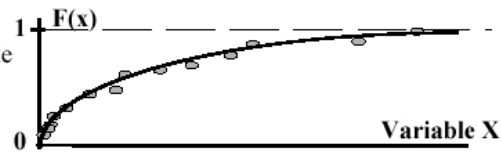
DEFINIR des variables décrivant la pluie indépendantes les unes des autres.



Sur les observations, EXTRAIRE les valeurs des variables descriptives.

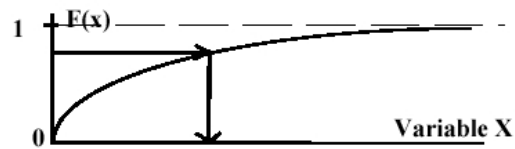
Variable A	A1	A2	A3	...
Variable B	B1	B2	B3	...
Variable C	C1	C2	C3	...
...

AJUSTER la distribution de probabilité de chaque variable descriptive par une loi théorique adaptée.

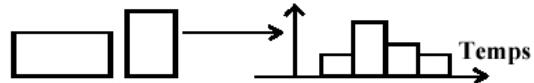


2ème ETAPE : RESTITUTION DE LA PLUIE

GENERER les variables par un tirage aléatoire dans leur loi de distribution.



RECONSTRUIRE les hyétogrammes à partir des variables générées.



VALIDER sur des variables tests non utilisées dans la modélisation

Figure 2.1 : Principe de la génération stochastique de pluie (Fine, 2002).

2.1.2 Caractéristiques générales du modèle de pluie

Le générateur stochastique de pluies horaires repose sur l'analyse de la structure temporelle interne des événements pluvieux observés au pas de temps horaire. Cette analyse conduit à la définition de 9 variables descriptives. Les événements pluvieux sont sélectionnés à partir de l'information des pluies journalières et sont définis comme une succession de pluies journalières supérieures à 4 mm comprenant au moins un cumul journalier supérieur à 20 mm. La première variable du modèle est le nombre moyen d'événement pluvieux par saison, variable NE. On distingue deux saisons : l'été de juin à novembre et l'hiver de décembre à mai.

Les événements pluvieux sont ensuite analysés au pas temps horaire. Ils sont considérés comme étant une succession d'averses (figure 2.2). Une averse est une succession de pluies horaires ne présentant qu'un maximum. Une période pluvieuse sera composée d'une ou plusieurs averses successives séparées par un minimum relatif. On définit alors 3 variables supplémentaires : la variable NG qui est le nombre de périodes pluvieuses par événement pluvieux, la variable NA qui est le nombre d'averses par période pluvieuse et la variable DIA qui est la durée sèche qui sépare deux périodes pluvieuses.

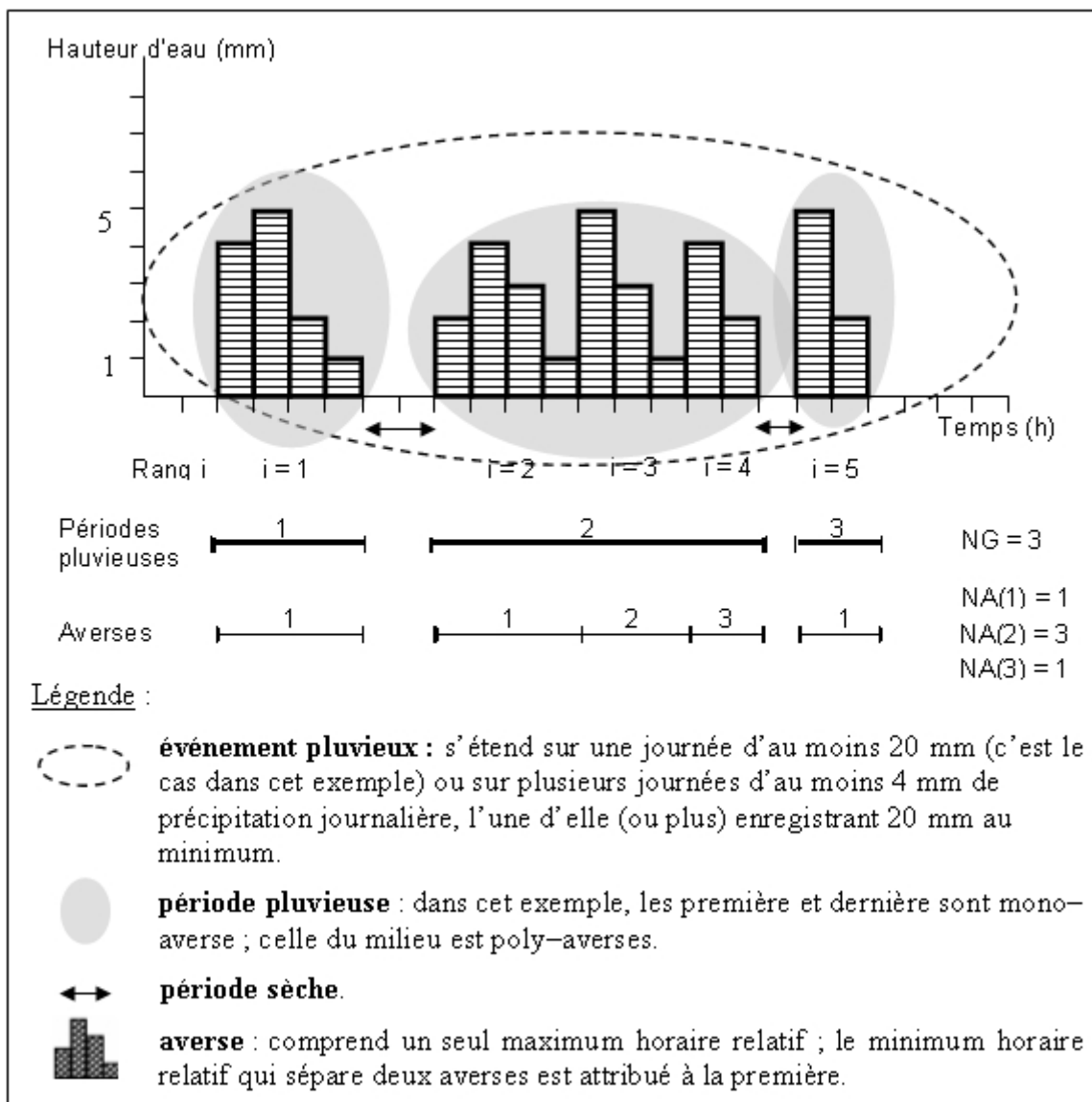


Figure 2.2 : Exemple d'événement pluvieux au pas de temps horaire (Arnaud, 1997).

Pour décrire une averse, 4 variables supplémentaires sont définies :

- la durée de l'averse (en heure) : variable DA ;
- l'intensité moyenne de l'averse (en mm/h) : variable HMA ;
- le rapport entre la pluie horaire maximale de l'averse et HMA : variable RX ;
- la position de la pluie horaire maximale dans l'averse : variable RPX.

Notons également que l'analyse des averses a conduit à distinguer deux types d'averses. Un événement pluvieux est défini par une succession « d'averses ordinaires » parmi lesquelles on distingue une ou plusieurs averses dites « principales », c'est-à-dire apportant les plus grandes quantités d'eau. Le nombre d'averses principales dans un événement pluvieux est égal au nombre de jours successifs où la pluie journalière dépasse 20 mm. On définit pour ces deux types d'averses leurs durées (DAO pour les averses ordinaires et DAP pour les averses principales) et leurs intensités moyennes (HMAO pour les ordinaires et HMAP pour les principales).

La neuvième variable du modèle est donc le nombre d'averses principales dans un événement pluvieux. Cette variable est en fait définie comme étant le nombre de jours consécutifs où il est tombé plus de 20 mm : variable DUR20C.

La figure 2.3 illustre l'analyse descriptive faite sur les événements pluvieux. Sur cet exemple, l'événement pluvieux est représenté par une succession d'averses dont on représente schématiquement le volume. Cet événement est composé de 6 périodes pluvieuses. Le nombre d'averses pour ces périodes pluvieuses est de 1, 2, 1, 2, 2 et 3. Si l'on regarde les pluies journalières, sur les 4 jours que dure l'événement, 2 jours successifs présentent plus de 20 mm d'eau précipités. On distinguera donc 2 averses principales sur les 11 averses présentes. Ces deux averses principales sont les deux averses présentant les plus forts volumes, quel que soit leur position, même si ce n'est pas pendant un jour à plus de 20 mm.

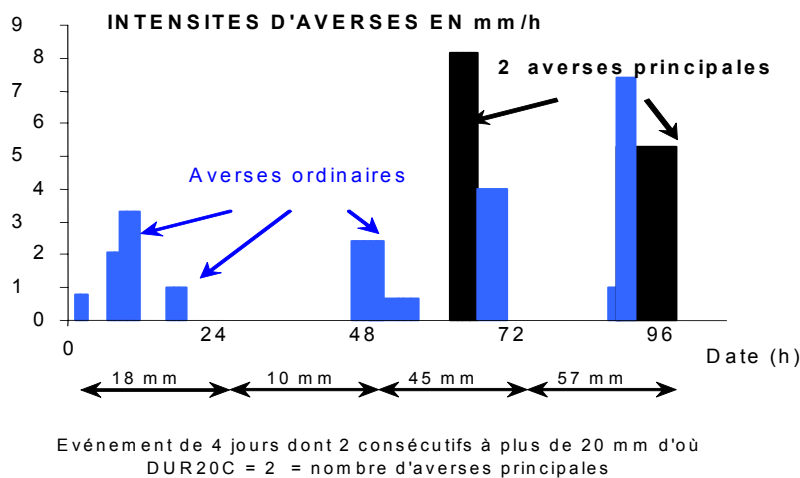


Figure 2.3 : Analyse descriptive d'un événement pluvieux (d'après Arnaud, 2004 [1]).

Les neuf variables définies ci-dessus sont utilisées pour décrire les événements de pluie observés. L'étude d'une cinquantaine de postes pluviographiques, situés dans les départements du pourtour méditerranéen français, a permis de déterminer les lois de probabilités théoriques qui reproduisent au mieux les distributions de fréquences empiriques des différentes variables. La loi de Poisson est utilisée pour les variables NE, DAO et DAP ; la loi géométrique est utilisée pour les variables NG, NA, et DIA ; la loi normale, tronquée entre 0 et 1, est utilisée pour la variable RPX ; la loi exponentielle simple est utilisée pour les variables RX, HMAO et HMAP (Cernesson, 1993, Cernesson et al, 1996, Arnaud, 1997).

Le calage de ces lois de probabilité est effectué sur les échantillons des variables extraites des hyétogrammes observés. Des hyétogrammes horaires sont ensuite construits averse après averse à partir des variables descriptives générées par un tirage aléatoire dans leur loi de probabilité par une méthode de Monte Carlo et suivant un ordre précis. La génération des variables se fait indépendamment au fur et à mesure des besoins. Le modèle simule alors une multitude de scénarios de pluies horaires.

Les différentes étapes de l'approche par simulation sont reprises à la figure 2.4. Une fois réalisé le calage des lois de probabilité des variables servant à décrire la structure temporelle des pluies horaires (étape 1), on procède à la simulation de hyétogrammes sur de longues périodes de simulation (étape 2). Vient alors l'étape de validation de la modélisation qui consiste à comparer les distributions de fréquences des pluies maximales simulées avec celles des pluies maximales observées (étape 3).

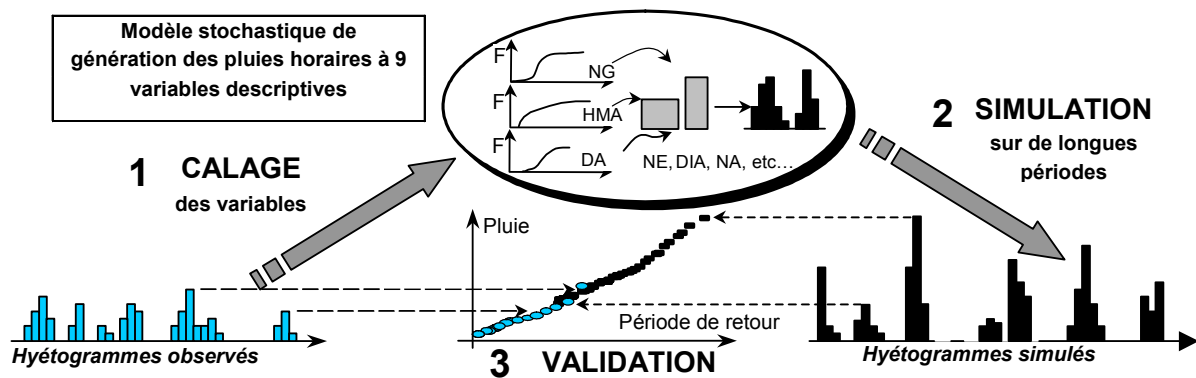


Figure 2.4 : Principe de la génération stochastique de hyétogrammes de pluies horaires (Arnaud, 2004 [1]).

2.1.3 Evolutions récentes du générateur stochastique de pluie

En milieu tropical, une analyse des chroniques de pluies observées a montré que, lors d'un même épisode pluvieux, plusieurs jours présentant des cumuls de pluie supérieurs à 20 mm pouvaient être enregistrés. Pour un événement comportant n journées où la hauteur de pluie est supérieure à 20 mm, les n averses de plus fortes hauteurs ont donc été considérées comme étant des averses principales (Fine, 2002). Lors de la simulation, le nombre d'averses principales de chaque événement est fixé en fonction du nombre moyen d'averses principales par événement de la station et de la fréquence de non-dépassement de l'intensité de l'averse principale la plus forte. On s'assure également que ni le nombre total d'averses de l'événement, ni le nombre moyen d'averses principales du poste ne sont dépassés.

Une deuxième modification notable a été d'analyser les averses sur la base de leur volume, plutôt qu'à partir du couple de variables [intensité ; durée]. On s'affranchit de cette manière des liens existant entre les paramètres intensité et durée. Cette modification conduit également à une amélioration des performances du modèle, en particulier dans la restitution des pluies maximales en six heures (Arnaud, 2004 [1]).

L'examen des événements extrêmes a montré que ces événements n'étaient généralement pas le résultat de la présence d'une averse exceptionnelle dans l'événement, mais qu'ils étaient plutôt dus à la succession de plusieurs fortes averses dans un même événement. Cette observation conduit à la notion de persistance des averses, et en particulier des averses les plus fortes, c'est-à-dire des averses principales. En effet, les deux ou trois plus fortes averses observées sur une chronique d'une vingtaine d'années se retrouvent souvent toutes dans un même événement pluvieux. Cet événement pluvieux correspond généralement au plus fort événement pluvieux observé de la chronique. Cette persistance est marquée pour les postes méditerranéens et tropicaux.

L'étude des différentes averses qui composent un événement pluvieux, a montré qu'il n'y avait pas systématiquement indépendance des averses au cours de l'événement. Ainsi, lorsque le nombre d'averses principales augmente, on a non seulement plus de chance d'avoir une averse principale forte, mais aussi plus de chance que toutes les averses principales de l'événement soient fortes. Après avoir été identifié, ce phénomène de persistance des averses principales a été paramétré par une relation faisant intervenir la moyenne de la variable correspondant au nombre moyen d'averses principales par événement. La valeur moyenne de cette variable, observée pour chaque poste et chaque saison, permet alors de quantifier le degré de persistance.

Le phénomène d'agglomération des plus fortes averses d'un événement est modélisé en regroupant les trois plus fortes averses principales de l'événement. De plus, une dépendance entre les averses ordinaires et principales est observée. Cette dépendance est alors aussi prise en compte dans la modélisation.

Une tendance dans la probabilité d'apparition du rapport calculé entre la pluie maximale horaire d'une averse et le volume de l'averse a également été observée par Arnaud (2004 [1]). Ce rapport variable n'est pas indépendant de la variable décrivant le volume des averses. On observe une association préférentielle de faibles valeurs du rapport à de fortes valeurs du volume. Ce phénomène plus ou moins marqué suivant les saisons et les climats considérés a aussi été pris en compte dans la modélisation. Cela conduit à une meilleure restitution des quantiles de pluies maximales en une heure.

Finalement, les différentes modifications effectuées dans le modèle de génération stochastique de pluie ont été réalisées afin de mieux tenir compte des phénomènes observés, remettant en cause l'indépendance des averses générant un épisode pluvieux et l'indépendance de deux variables du modèle. Ce point est particulièrement important puisqu'il est généralement ignoré dans la plupart des modèles stochastiques de pluie. Or, il correspond à des observations et sa prise en compte entraîne des résultats différents, surtout vers les fréquences de pluies rares (Arnaud, 2004 [1]).

Arnaud (2004 [1]) note que ce modèle, plus respectueux des observations, présente de bonnes performances dans la restitution des quantiles de pluies de différentes durées, avec une structure unique pour des climats tempéré, méditerranéen et tropical. De plus, la paramétrisation du modèle est plus adaptée dans l'optique de régionaliser la pluie.

2.1.4 Journalisation du modèle de pluie SHYPRE

L'objectif de la journalisation est de paramétrer le modèle à partir de l'information pluviométrique au pas de temps journalier. 15 paramètres, par saison, dont la variabilité géographique ne s'explique pas facilement, leur variabilité n'étant pas nécessairement la conséquence d'une particularité climatique, ont été fixés. Ces paramètres sont souvent peu variables, ou dans une gamme où le modèle est peu sensible (Arnaud, 2004 [2]).

Les paramètres des variables NE (nombre d'événements pluvieux par saison) et DUR20 (nombre de jours présentant des cumuls de pluie supérieurs à 20 mm) sont intrinsèquement définis par l'information journalière. Les paramètres des variables NG (nombre de périodes pluvieuses) et VOLUME (volume des averses principales et ordinaires) sont déterminés à partir de l'information des pluies journalières. Ces paramètres sont alors journalisés par l'intermédiaire d'équations simples les reliant à des caractéristiques journalières des postes pluviométriques.

Les 5 paramètres par saison, qui restent variables d'un poste à l'autre sont finalement déterminés à partir de 3 variables journalières. Au regard de la bonne disponibilité des données de pluies journalières dans l'espace, l'utilisation de cette information est particulièrement intéressante. Chacune des variables journalières correspond à des caractéristiques bien distinctes, permettant de caractériser la pluviométrie locale :

- NE traduit l'occurrence des événements de chaque saison ;
- PJMAX traduit l'intensité de la pluviométrie de chaque saison ;
- DTOT traduit la durée des événements pluvieux.

2.1.5 Régionalisation du modèle de pluie SHYPRE

Les variabilités spatiales de NE, de PJMAX et de DTOT ont été étudiées. Différents types de relations ont été essayés à partir de variables issues du Modèle Numérique de Terrain au pas de 50 m, sur le principe de l'analyse des composantes principales du paysage (Benichou & Le Breton, 1987). Pour la Corse par exemple, des caractéristiques d'altitude (altitude moyenne modulée sur des grilles de 500 × 500 m, altitudes maximales et minimales sur une zone de 5 × 5 km autour du pluviomètre, distances aux côtes orientales et occidentales...) ont un pouvoir d'explication maximal de 60 % pour la PJMAX de la saison hiver et minimal de 45 % pour NE de la saison hiver. La relative faiblesse de ces pouvoirs d'explication a nécessité la cartographie des résidus des différentes relations, qui sont utilisés par la suite pour la reconstitution spatiale du modèle (Lavabre *et al.*, 2000 [2]).

La cartographie de ces 3 variables journalières permet de paramétrer le modèle de pluie horaire en tout point de la zone étudiée. A cette étape, le modèle de génération des chroniques de pluie horaire peut être mis en œuvre en tout point de l'espace. L'utilisation d'un Système d'Information Géographique permet de cartographier les variables NE, PJMAX et DTOT, ainsi que leurs résidus. Pour le moment, le pas d'espace retenu est constitué de pixels de 1 km × 1 km. Ces informations cartographiques permettent de retenir une paramétrisation du modèle de génération de pluie pour chaque pixel et d'estimer ainsi les quantiles de pluie de durées allant de 1 à 72 heures, pour des périodes de retour de 2 à 100 ans, par exemple.

2.2 Méthodologie SHYPRE

2.2.1 Version locale

Dans sa version locale, le générateur de pluie et le modèle pluie-débit sont calés à partir des données collectées aux stations de mesure du bassin versant.

Dans le développement actuel de SHYPRE, deux modèles pluie-débit peuvent être utilisés :

- le modèle conceptuel GR3H défini par trois paramètres (Edijatno & Michel, 1989 ; Arnaud & Lavabre, 1995 et 1997) : A, B et C, représentant respectivement la capacité du réservoir sol, la capacité du réservoir gravitaire et le temps d'accès au réservoir eau gravitaire (annexe IV) ;
- la fonction de production SCS associée à un hydrogramme unitaire. Ce modèle est défini par trois paramètres : un pour la fonction de production (J) et deux pour l'hydrogramme unitaire, le temps de montée (t_m) et un coefficient de forme (a) (Fine, 2001 ; annexe IV) :

$$\text{Fonction de production : } Q = \frac{(P - 0,2.J)^2}{P + 0,8.J}$$

$$\text{Hydrogramme unitaire : } Q(t) = \frac{2a \cdot \sin\left(\frac{a+1}{2a} \pi\right)}{3,6 \cdot \pi \cdot t_m} \frac{\left(\frac{t}{t_m}\right)^a}{1 + \left(\frac{t}{t_m}\right)^{2a}}$$

avec : Q, la lame d'eau ruisselée (mm) ;
P, la pluie brute (mm) ;
J, la rétention potentielle maximum (mm).

En événementiel, les paramètres du modèle sont optimisés crue par crue. Le jeu de paramètres retenu pour les simulations est alors constitué des valeurs médianes de chaque paramètre (Fouchier, 2003). Ce choix des paramètres conduit à transformer toutes les pluies de la même

manière. En simulation, on reporte donc toute la variabilité des résultats sur les pluies simulées.

2.2.2 La méthode SHYPRE régionalisée

L'intérêt d'une approche régionale réside dans son application à des bassins versants non jaugés. Dans sa version régionale, SHYPRE repose sur l'association du générateur de pluie régionalisé et du modèle pluie-débit constitué de la fonction de production du SCS et d'un hydrogramme unitaire unique. Le modèle pluie-débit est appliqué à l'ensemble des pixels de 1 km².

Pour chaque pixel de 1 km², la fonction de production est directement déduite d'une carte géologique simplifiée en quatre classes ayant une signification hydrologique, avec un classement des terrains suivant leur capacité de stockage et d'une carte d'occupation de l'espace déduite de Corine Land Cover. Une cartographie du paramètre de production est ensuite établie à partir de ces informations (Lavabre *et al.*, 2000 [2] ; Fouchier & Lavabre, 2002).

Enfin, les simulations pluie-débit sont effectuées pour plusieurs classes de paramètres de la fonction de production, en fixant la rétention initiale J0 à 20% de J. La fonction de transfert retenue est unique pour l'ensemble des pixels (a = 2 et t_m = 2 heures). Cette base de données est utilisée pour transformer les pluies simulées par le générateur de pluie régionalisé. Pour un pixel donné, les débits de différentes durées, de 1 à 72 heures, et de différentes périodes de retour, de 2 à 100 ans, sont ainsi obtenus.

Cette méthode aboutit à une information pixélisée des débits. La détermination des débits de référence de crue pour un bassin versant quelconque passe par une agglomération de ces données parcellaires à l'exutoire du bassin. La démarche adoptée consiste à transférer à l'exutoire les distributions des débits spécifiques des différentes mailles du bassin et à les sommer de la manière suivante :

$$Q(d, T) = \left(\frac{\sum_{i=1}^n q(d, T)_i}{n} \right) \cdot S \left(1 - \alpha(d) \left(1 - \frac{1}{\sqrt{S}} \right) \right)$$

avec : S, l'aire du bassin versant (km²) ;

d, la durée considérée (s) ;

q(d, T)_i, le débit spécifique moyen du pixel i, sur la durée d, pour la période de retour T (m³/s/km²) ;

α(d), le coefficient d'abattement fonction de la durée d ;

n, le nombre de pixels du bassin versant ;

Q(d, T), le débit moyen sur la durée d, pour la période de retour T, à l'exutoire du bassin versant d'aire S, discrétisé en n pixels (m³/s).

Il ne s'agit pas d'une fonction de transfert au sens classique du terme mais d'un transfert des quantiles de débits spécifiques. Pour cette raison, cette fonction particulière est baptisée Fonction de Transfert Statistique (FTS). Elle ne dépend actuellement que de la superficie du bassin versant (Lavabre *et al.*, 2002).

La méthode SHYPRE régionale a été conçue pour reproduire au mieux les distributions de fréquences des débits pour des bassins versants dont la surface varie entre 50 et 1000 km². A cette échelle, on compte un nombre conséquent de pixels par bassins versants. A l'échelle du petit bassin versant torrentiel (1 à 10 km²), un pixel d'un km² représente une surface importante par rapport à la taille du bassin versant. Des développements méthodologiques seraient alors nécessaires pour adapter l'échelle spatiale de la méthode SHYPRE régionale aux cas des petits bassins versants torrentiels.

2.3 Test et contrôle des performances de la méthode SHYPRE

De la même manière que ce qui a été présenté au sujet des méthodes sommaires, la méthode SHYPRE a été testée, à la fois dans sa version locale et dans sa version régionale. En ce qui concerne les développements successifs du générateur stochastique de pluie, nous avons utilisé la version la plus récente du modèle (Arnaud, 2004 [1] et [2]).

Le générateur stochastique de pluie sera associé à la fonction de production SCS et à l'hydrogramme unitaire présentés au paragraphe 2.2.1. La méthodologie sera appliquée aux chroniques de données pluviométriques et débitométriques issues des deux bassins versants de Draix selon un pas de temps horaire. Il s'agit d'évaluer les incertitudes de la méthode et de contrôler son applicabilité dans le contexte des petits bassins versants torrentiels.

2.3.1 Performances du modèle de pluie

Dans le cadre de cette étude, les pluies ont été simulées à la fois avec le modèle régional et le modèle local. Dans le premier cas, seules sont donc utilisées les valeurs régionalisées des paramètres NE, PJMAX et DTOT, obtenus à partir des données pluviométriques cartographiées sur l'ensemble des régions Languedoc-Roussillon et Provence-Alpes-Côte d'Azur. A l'inverse, les paramètres du modèle local sont estimés à partir des mesures pluviographiques effectuées sur chacun des sites.

La figure 2.5 présente les résultats obtenus avec les deux modèles sur les pluies en 1 heure, 6 heures et 24 heures pour chaque poste pluviographique des deux bassins versants étudiés. Le générateur stochastique de pluie donne de bons résultats. Les estimations des quantiles de pluie sont de meilleure qualité avec la version locale du modèle de pluie. Cependant, les écarts avec les distributions de fréquences des valeurs observées sont du même ordre de grandeur pour les deux modèles.

La figure 2.5 met aussi en évidence les comportements asymptotiques similaires des deux modèles. On note une surestimation des quantiles de pluie rares pour les 2 modèles. Cette surestimation est sensible surtout pour la pluie en 24 heures.

2.3.2 Paramétrages locaux et régionaux des bassins versants étudiés

Les résultats présentés ici concernent la paramétrisation du modèle pluie-débit SCS associé à un hydrogramme unitaire. Nous nous contenterons de mettre en évidence les différences entre les deux paramétrisations du modèle pluie-débit. Il ne s'agit pas d'interpréter les valeurs des paramètres d'un point de vue hydrologie de bassin mais plutôt de montrer les différences existant entre les deux approches.

Pour mémoire, dans le cas du modèle régional, J est estimé à partir d'une cartographie simplifiée de la géologie et de la végétation. J0/J, a et t_m sont fixés respectivement à 0,2, 2 et 2. Si les pertes initiales sont généralement considérées comme étant égales à 0,2×J lors de

l'application de la méthode SCS, les valeurs de a et de t_m correspondent quant à elles à une réponse moyenne type des bassins versants. La paramétrisation du modèle local repose sur les résultats de la calibration du modèle pluie-débit sur les crues enregistrées. En simulation pluie-débit, on utilise pour chaque bassin les valeurs médianes des paramètres.

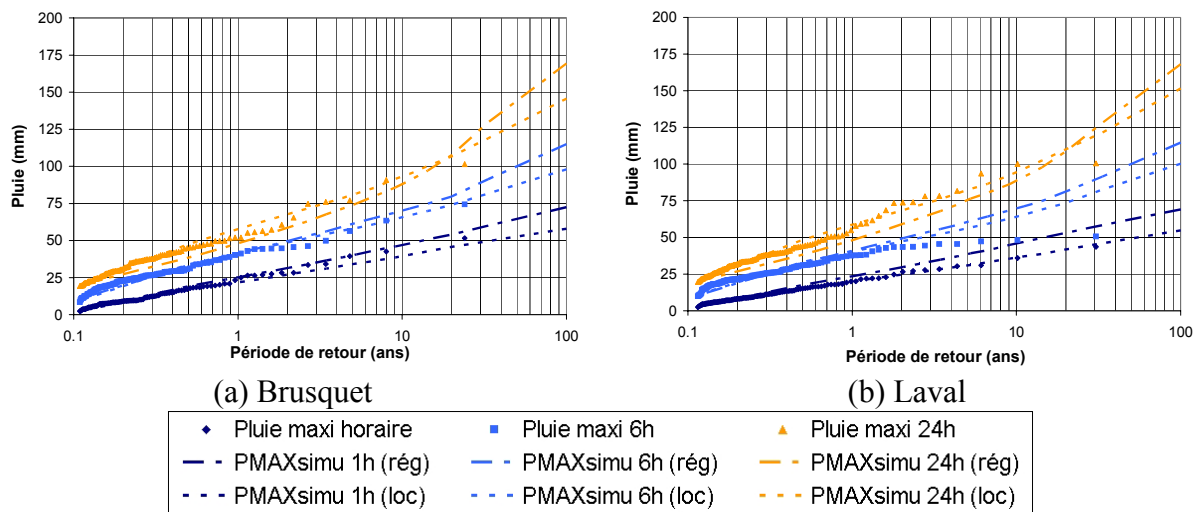


Figure 2.5 : Comparaison statistique des simulations de pluies en 1 heure, 6 heures et 24 heures effectuées à l'aide du générateur stochastique de pluie dans sa version locale (loc) et dans sa version régionale (rég).

Tableau 2.1 : Paramètres médians des modèles pluie-débit local et régional.

Sites	Bassins	Superficie (km ²)	Hiver (décembre à mai)								Été (juin à novembre)							
			Modèle local				Modèle régional				Modèle local				Modèle régional			
			J	J0/J	a	t_m	J	J0/J	a	t_m	J	J0/J	a	t_m	J	J0/J	a	t_m
Draix	Laval	0.86	33.5	0	2.67	1.58	103	0.2	2	2	48.7	0	3.26	1.46	200	0.2	2	2
	Brusquet	1.08	131.6	0	1.77	2.8	112	0.2	2	2	174.3	0	2.58	1.79	200	0.2	2	2

Il ressort du tableau 2.1 que les paramétrisations des deux modèles sont complètement différentes. Les valeurs des paramètres du modèle régional coïncident rarement avec celles des paramètres du modèle local.

Par ailleurs, là où le modèle local semble capable de nuancer le comportement hydrologique des deux bassins versants voisins de Draix, le modèle régional leur affecte des paramètres identiques. Il traite ces deux bassins versants comme un ensemble homogène aux propriétés similaires. Les différences entre le Laval et le Brusquet sont littéralement gommées. En revanche, concernant par exemple la fonction de production, le modèle local permet de retrouver que les lames écoulées sont plus élevées sur le bassin du Laval que sur celui du Brusquet.

Dans le modèle régional, les pertes initiales sont fixées à 20 % de J. Cela ne convient pas pour les deux saisons sur les bassins versants de Draix.

Enfin, en fixant a et t_m , le modèle régional homogénéise le mode de transfert de tous les bassins versants. Ce procédé ne permet pas de détailler aussi finement que dans le modèle local le transfert de la pluie nette à l'exutoire pour des bassins versants ayant une réponse lente et peu intense ou au contraire rapide et très intense. Ce procédé ne permet pas de

détailler les fonctions de transfert très différentes des deux bassins versants voisins de Draix. A titre indicatif, on compare à la figure 2.6 les hydrogrammes unitaires des deux approches suivant les deux saisons pour le Laval et le Brusquet. D'après le modèle local, la réponse des deux bassins est plus rapide et plus pointue en été que celle permise par la paramétrisation du modèle régional. En outre, la fonction de transfert du bassin du Laval est plus rapide et plus pointue que celle du Brusquet. En hiver, la réponse des deux bassins n'a pas changé d'après le modèle régional. D'après le modèle local, la fonction de transfert du bassin du Laval est toujours plus rapide et plus pointue que celle permise par le modèle régional. Pour le bassin du Brusquet, la réponse est plus lente et le volume écoulé plus étalé dans le temps.

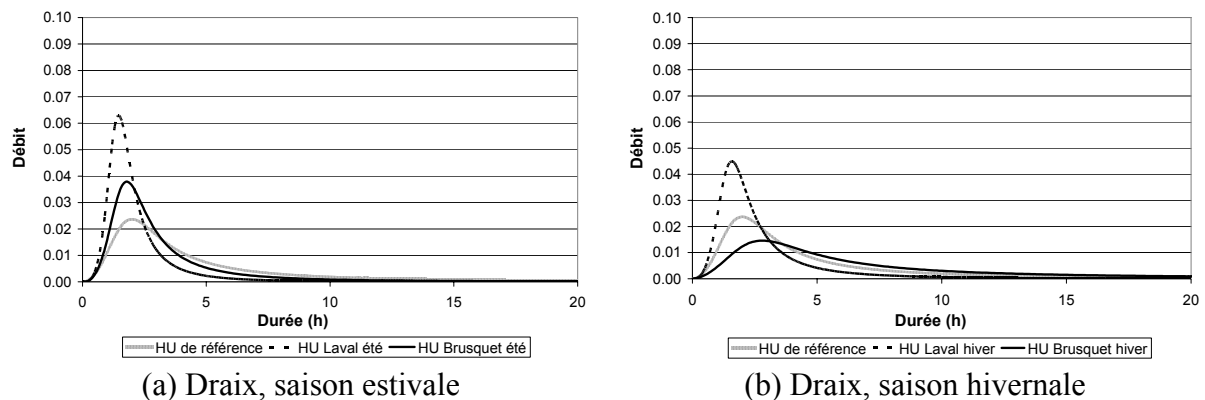


Figure 2.6 : Allures des hydrogrammes unitaires obtenus aux BVRE de Draix pour les saisons été et hiver.

Ainsi, les deux modes d'utilisation du modèle pluie-débit conduisent à des paramétrisations des bassins tout à fait différentes. La version régionale de la paramétrisation du modèle pluie-débit lamine les différences pourtant marquées existant entre ces deux bassins versants voisins. De plus, le contraste entre la paramétrisation de la fonction de transfert par la version locale du modèle pluie-débit et par la version régionale du modèle est très important. La version régionale du modèle ne permet pas de distinguer les réponses très différentes enregistrées en été ou en hiver.

Une fois connues les valeurs des paramètres pour les deux versions du modèle pluie-débit, nous pouvons analyser les résultats obtenus en appliquant la méthode SHYPRE locale et la méthode SHYPRE régionale. Cette analyse permet à la fois d'évaluer l'applicabilité de SHYPRE et la qualité des résultats obtenus sur les six bassins versants étudiés mais aussi de tester l'impact sur les résultats de simulation des valeurs prises par les paramètres du modèle pluie-débit.

2.3.3 Performances des modèles pluie-débit

D'une manière générale, le modèle pluie-débit régional conduit à moins bien estimer les valeurs des débits caractéristiques de crues que le modèle local (tableau 2.2). La paramétrisation régionale du modèle pluie-débit entraîne également des estimations identiques des débits sur les deux bassins versants. Le débit spécifique décennal simulé avec le modèle régional est de $1,1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ sur les deux bassins. Dans la réalité, on constate plutôt un rapport 1 à 10. Cela met en évidence les conséquences sur les résultats du gommage des particularités de chaque bassin versant par le modèle régional.

En ce qui concerne le modèle local, les valeurs simulées du débit décennal spécifique sont légèrement surestimées sur le Brusquet et nettement sous-estimées sur le Laval. Pour le bassin du Laval, l'estimation de la distribution de fréquence des débits est de mauvaise qualité (figure 2.7).

Tableau 2.2 : Synthèse des débits spécifiques décennaux de pointe observés et simulés.

Sites	Bassins	Superficie (km ²)	Débits spécifiques décennaux (m ³ /s/km ²)		
			Valeurs observées	Modèle local	Modèle régional
Draix	Laval	0.86	14.3	4.5	1.1
	Brusquet	1.08	1.3	2.0	1.1

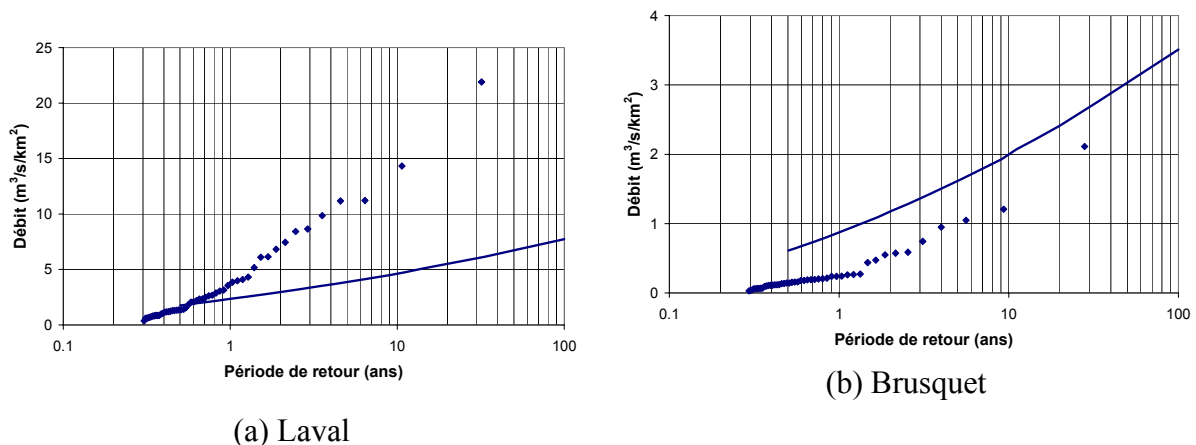


Figure 2.7 : Distributions de fréquence des débits de pointe de crue obtenues avec la version locale de la méthode SHYPRE.

◆ Observations — Simulations

2.3.4 Analyse des résultats obtenus en simulation des débits

En simulation des pluies, les résultats sont de bonne qualité. Les versions locale et régionale du générateur stochastique de pluie donnent des résultats représentatifs de la pluviométrie observée malgré la surestimation des quantiles de pluie en 24 heures mise en évidence à la figure 2.5. En revanche, à la fin de l'étape de transformation des pluies simulées en débits simulés, les résultats sont de moins bonne qualité. Les deux versions de la méthode SHYPRE sont concernées. Avec le modèle pluie-débit local, les résultats sont tout de même de meilleure qualité qu'avec le modèle pluie-débit régional. Ces constats nous ont incité à analyser tout particulièrement la phase de transformation pluie-débit de la méthode SHYPRE. Nous n'analyserons dans ce paragraphe que la modélisation pluie-débit locale.

Trois sources potentielles d'erreurs peuvent être avancées pour expliquer les résultats obtenus en simulation des débits sur les deux petits bassins versants testés. Nous les rappelons ici brièvement :

- le choix du modèle pluie-débit du SCS ;
- le mode de paramétrisation du modèle pluie-débit ;
- le pas de temps horaire de la méthode.

2.4 Modèle régional et approche locale

Les versions locale et régionale du générateur stochastique de pluies horaires du Cemagref d'Aix-en-Provence donnent des estimations de bonne qualité des quantiles de pluie pour les deux postes pluviographiques étudiés. Ces premiers résultats sont prometteurs. Néanmoins, il ne faut pas perdre de vue que dans le cas des petits bassins versants torrentiels une adaptation de cet outil à un pas de temps inférieur à l'heure est nécessaire.

Le principe de la méthodologie SHYPRE, reposant sur l'association d'un générateur stochastique de pluie et d'un modèle pluie-débit, est applicable sur ces deux petits bassins versants de montagne. Cependant, plusieurs modifications sont nécessaires au niveau de la méthode elle-même pour qu'on puisse envisager de prédéterminer de cette manière les débits de crue des petits bassins versants torrentiels. Les principales modifications concernent le choix du modèle pluie-débit, le mode de paramétrisation du modèle et le pas de temps utilisé. Un pas de temps inférieur à une heure est indispensable sur des petits bassins versants présentant une dynamique de crue particulièrement rapide.

La méthode régionale a été conçue pour reproduire au mieux les distributions de fréquences des débits pour des bassins versants dont la surface varie entre 50 et 1000 km². Les bassins étudiés ici ont des surfaces nettement plus petites, de l'ordre de 1 km². La taille des bassins versants correspond donc à la résolution spatiale utilisée pour la cartographie des paramètres du générateur de hyétogrammes horaires et du modèle pluie-débit. Si nous souhaitons aborder la problématique des petits bassins versants torrentiels de la même manière, les bases de données utilisées n'ont pas une échelle spatiale de définition pertinente.

Par ailleurs, la méthode de régionalisation de la transformation de la pluie en débit dépend uniquement de J. Elle est donc commode à mettre en œuvre mais ne permet pas de distinguer les réponses très contrastées des bassins versants. De plus, tous les efforts fournis pour régionaliser J n'ont abouti qu'à des résultats médiocres (Fouchier & Lavabre, 2002). De ce fait, l'estimation des débits sur les petits bassins versants comporte de nombreuses incertitudes. Des développements sont donc nécessaires pour proposer une méthode régionale adaptée au contexte des petits bassins versants torrentiels. Néanmoins, avant d'aborder le développement d'une méthode régionale, il faut d'abord être en mesure de proposer une méthode locale.

Annexe II :
Hydrologie de montagne

1 Rôle hydrologique de la forêt

La forêt joue plusieurs rôles hydrologiques dans le cadre de la génération des crues :

- le premier concerne la réduction des volumes de pluies par interception. Surtout sensible pour les pluies courantes, l'interception évolue en fonction de la nature du couvert végétal ;
- le deuxième concerne les pertes par évapotranspiration. L'évapotranspiration est liée à l'évaporation directe de l'eau du sol et à la transpiration des plantes. Ces pertes sont importantes dans le cadre des bilans hydrologiques ou de la gestion de la ressource au pas de temps mensuel. Des méthodes pour en tenir compte existent (Beven, 2001 ; Musy & Higy, 2004) ;
- le troisième concerne la vitesse de ruissellement. Les vitesses sont plus rapides sur un sol nu. Sur un bassin versant boisé, la progression des crues est en général retardée ;
- la présence de forêt permet également de limiter les écoulements de surface et ainsi de diminuer, dans la plupart des cas, l'érosion des sols ;
- la capacité de rétention d'un bassin est augmentée en présence de forêt. En effet, la structure des sols est modifiée par la présence des racines, le long desquels apparaissent des chemins préférentiels pour l'écoulement.

Cependant, il est important de signaler que, à l'échelle d'un événement pluvieux généralisé sur l'ensemble d'un bassin versant, le rôle hydrologique de la forêt varie en fonction de la nature des espèces forestières, principalement s'il s'agit de feuillus ou de conifères. Les propriétés d'interception et d'évapotranspiration de ces deux espèces ne sont pas les mêmes.

Le rôle hydrologique de la forêt dépend aussi de la saison. En effet, il varie en fonction des précipitations et de l'état d'humidité du sol au début de la pluie. Ainsi, une pluie faible précipitant sur un sol saturé peut provoquer une crue importante ; à l'inverse, il est possible de ne pas enregistrer de crue conséquente à la suite de fortes précipitations sur un sol sec (Meunier, 1996).

L'influence de la forêt sur les crues se limite souvent aux pluies de fréquences courantes. Pour les événements plus rares, son rôle de protection et son efficacité tendent à disparaître d'un point de vue hydrologique. L'influence de la forêt sur les débits de pointe ou sur les volumes écoulés diminue alors fortement (Lavabre *et al.*, 2000 [1] ; Martin & Lavabre, 2000). Actuellement, Dangol *et al.* (2002) soulignent qu'il n'est encore pas possible de fixer une échelle de période de retour pour savoir à partir de quel type d'événements extrêmes l'amortissement des crues par la forêt n'est plus significatif.

Cependant, la complexité du rôle hydrologique des forêts est très grande. La diminution de l'influence de la forêt de la crue normale à la crue extrême n'est pas avérée dans tous les cas. Cosandey *et al.* (2002) recommandent plutôt de faire la distinction entre les bassins versants dont les sols sont dénudés et les bassins versants dont les sols sont végétalisés. Une coupe forestière à blanc peut ainsi être sans conséquence sur l'hydrologie d'un bassin versant durant les crues les plus fortes, puisque les sols ne sont pas modifiés et que l'interception ne joue qu'un rôle modeste lors d'événements de ce type (Martin *et al.*, 2003).

2 Rappels théoriques sur la réponse hydrologique des bassins versants

2.1 Les processus hydrologiques

Comme le rappellent Grésillon *et al.* (1994 [1]), on distingue classiquement deux types de processus à l'origine du ruissellement de surface :

- le ruissellement de surface dû au dépassement de la capacité d'infiltration des sols par l'intensité de la pluie (schéma de Horton). La réponse du versant est fonction de la variabilité spatiale de l'infiltration ;
- le ruissellement sur surfaces saturées dû à la saturation progressive des couches superficielles de sol, de l'aval vers l'amont. L'organisation des zones contributives à l'écoulement dépend de la capacité des sols à s'engorger.

Le schéma de Horton a fait ses preuves sur des sols majoritairement dénudés ou pour des intensités extrêmes de pluie (Obled, 1999). Les modèles qui en découlent supposent souvent que deux colonnes de sol qui ont les mêmes caractéristiques ont le même fonctionnement, même si ces deux parcelles sont situées en haut de versant ou proche de la rivière. Or, des études ont montré l'existence d'une proportion d'eau du sol dans les débits des rivières. Cette eau est souvent ancienne (Jordan, 1994). L'idée qui a donc émergé, est celle de l'intumescence de nappe. L'intumescence de nappe correspond à la remontée de la nappe par saturation progressive du sol puis à un suintement le long des surfaces libres. Ce mode de fonctionnement repose sur l'hypothèse d'homogénéité du terrain.

Or dans la nature, l'homogénéité du terrain est rarement vérifiée. La première couche de sol est souvent plus grossière. De ce fait, on observe fréquemment la création d'une nappe perchée dans la première couche de sol sur le principe de l'intumescence. Les macropores jouent un rôle important dans ce mode de réponse du versant (Putty & Prasad, 2000 [1]). En effet, ils permettent une alimentation rapide du sol. Ensuite, une nappe temporaire apparaît en pied de versant. On observe une circulation dans les couches grossières sous la forme d'écoulement hypodermique. Si la nappe temporaire affleure, alors on observe un refus d'infiltration et un ruissellement de surface (figure 2.1).

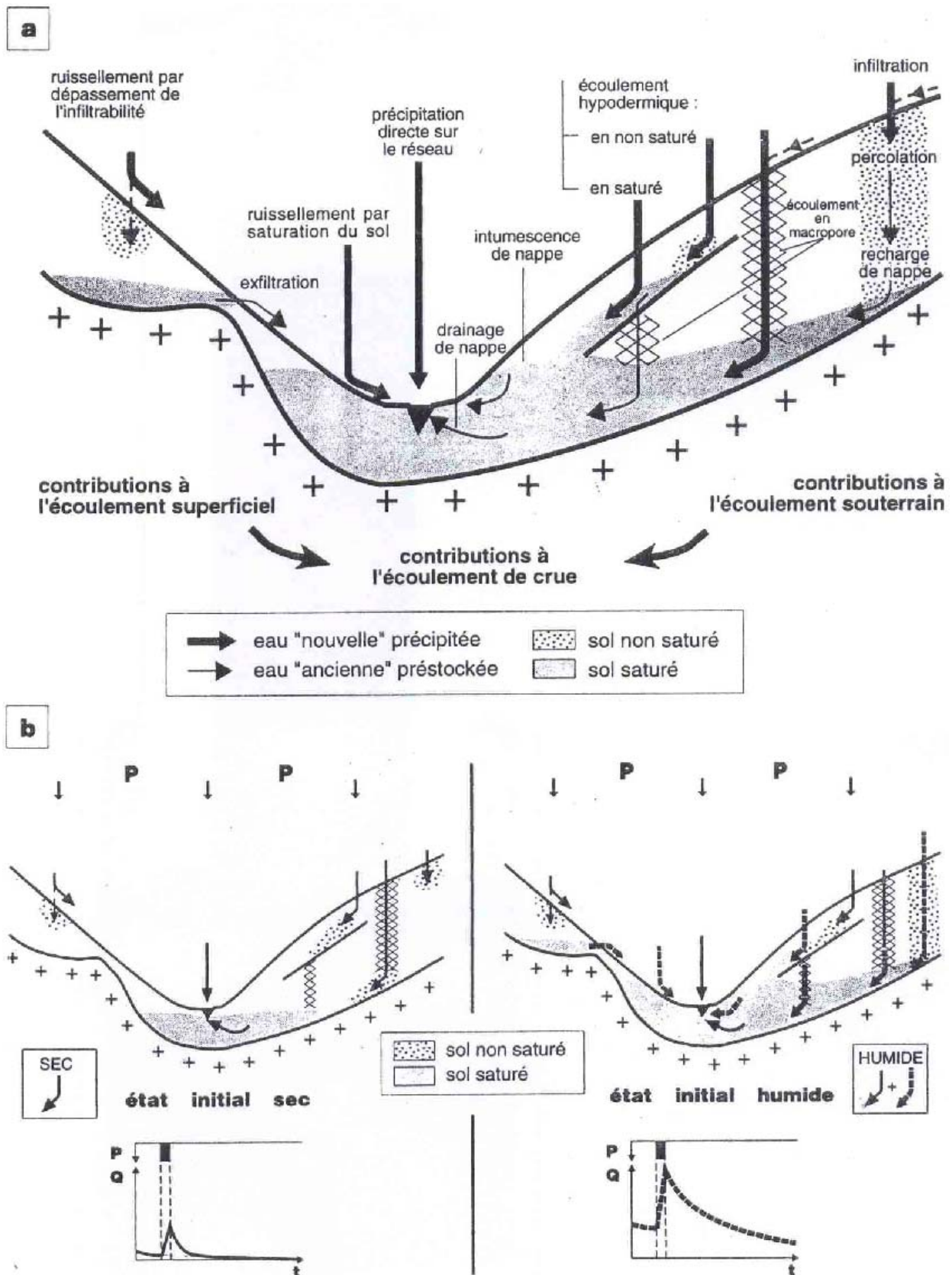


Figure 2.1 : Genèse des crues (Ambroise, 1999).

- (a) principaux processus d'écoulements superficiels et souterrains, ancienneté relative de l'eau concernée
- (b) effet des conditions initiales sur l'activation des processus

2.2 Non linéarité de la réponse hydrologique des bassins

La transformation de la pluie en débit sur un bassin versant tient compte de la production de pluie nette à partir de la pluie brute et du transfert de cette pluie nette dans le bassin versant. Les deux phases de production et de transfert comportent de la non linéarité (Basha, 2000). Ainsi, la production de pluie nette n'est pas proportionnelle à la pluie brute. De même, la réponse d'un bassin n'est pas proportionnelle à la pluie nette (Grésillon *et al.*, 1994 [2]). En général, plus l'orage est intense, plus le coefficient d'écoulement est élevé et plus le pic de crue est enregistré tôt (Kirkby, 1993).

En ce qui concerne la production de pluie nette, la non linéarité peut être liée aux conditions initiales de saturation avant le début des pluies et aux hétérogénéités spatiales des caractéristiques physiques des bassins (Ambroise, 1999). D'après Obled (1999), dans le cas d'un fonctionnement par zones contributives, la non linéarité de la production est fonction de la capture des zones saturées. En effet, l'eau des zones saturées, localisées en haut des versants, peut se réinfiltrer plus en aval. La non linéarité de la production est donc fonction de la connexion des zones saturées entre elles. La dynamique de cette connexion est elle-même fonction de la concavité ou de la convexité du versant.

De nombreux auteurs font également état d'une dynamique non linéaire du transfert dans les bassins versants (Rodriguez-Iturbe & Valdes, 1979 ; Sivapalan *et al.*, 2002). Cette non linéarité du transfert s'explique surtout par la structure des hyétogrammes de pluie. En effet, la réponse hydrologique des bassins versants est fonction de l'intensité de la pluie (Cranmer *et al.*, 2001). La réponse hydrologique des bassins est aussi fonction de la répartition des pluies : le temps de montée d'un bassin est plus court lorsque les fortes intensités de pluie sont enregistrées en début d'événement que lorsqu'elles sont enregistrées en fin d'événement (Minshall, 1960). Les effets de la non linéarité sont particulièrement sensibles sur les petits bassins versants (Minshall, 1960). Grésillon *et al.* (1994 [2]) notent que, si sur les grands bassins versants l'hydraulique des écoulements dans le réseau hydrographique domine, sur les petits bassins versants, la non linéarité est surtout due aux apports des versants. Ces apports sont en partie contrôlés par les conditions initiales de saturation et par les conditions de forçage (Ceballos *et al.*, 1996).

Annexe III :

Présentation des bassins versants

Liste des photos

Photo 1 : Vue d'ensemble du bassin versant du Laval.....	302
Photo 2 : Canal auto-jaugeur du bassin versant du Laval.	302
Photo 3 : Aperçu du bassin versant du Brusquet.....	303
Photo 4 : Station de jaugeage du bassin versant du Rimbaud.....	304
Photo 5 : Crue de septembre 1992 sur le bassin versant du Rimbaud (Photo Cemagref Aix-en-Provence).....	304
Photo 6 : Station de jaugeage du bassin versant du Vaubarnier.....	305
Photo 7 : Ecoulement hypodermique à la station de jaugeage de Cloutasses le 10 mars 1998 (Photo J. Lavabre).	306
Photo 8 : Bassin versant de la Latte.	306
Photo 9 : Torrent du Lumpenenbach à l'amont de la station de mesure (Vallée de l'Alptal).	307
Photo 10 : Plage de dépôt du torrent de l'Erlenbach (Vallée de l'Alptal).	307
Photo 11 : Pluviographe de Morne Bellevue le 30 mars 2004.....	308
Photo 12 : Vue vers l'amont de la Capot à Saut Babin à l'amont de la chute d'eau.....	308
Photo 13 : Vue vers l'amont de la Lézarde à la station de Lézarde 2.	309
Photo 14 : Vue de l'amont du bassin versant de la rivière Blanche à la station de l'Alma. ..	309

Liste des cartes

Carte 1 : Bassin versant de la Capot à Marie-Agnès (Source : IGN, Série Bleue, 1:25000).	310
Carte 2 : Bassin versant de la Capot entre Marie-Agnès et Saut Babin (Source : IGN, Série Bleue, 1:25000).	311

BVRE de DRAIX



Photo 1 : Vue d'ensemble du bassin versant du Laval.



Photo 2 : Canal auto-jaugeur du bassin versant du Laval.



Photo 3 : Aperçu du bassin versant du Brusquet.

BVRE du Réal Collobrier



Photo 4 : Station de jaugeage du bassin versant du Rimbaud.



Photo 5 : Crue de septembre 1992 sur le bassin versant du Rimbaud (Photo Cemagref Aix-en-Provence).



Photo 6 : Station de jaugeage du bassin versant du Vaubarnier.

BVRE du Mont Lozère



Photo 7 : Ecoulement hypodermique à la station de jaugeage de Cloutasses le 10 mars 1998 (Photo J. Lavabre).



Photo 8 : Bassin versant de la Latte.

BVRE de la Vallée de l'Alptal



Photo 9 : Torrent du Lumpenenbach à l'amont de la station de mesure (Vallée de l'Alptal).



Photo 10 : Plage de dépôt du torrent de l'Erlenbach (Vallée de l'Alptal).

Bassins versants Martiniquais



Photo 11 : Pluviographe de Morne Bellevue le 30 mars 2004.

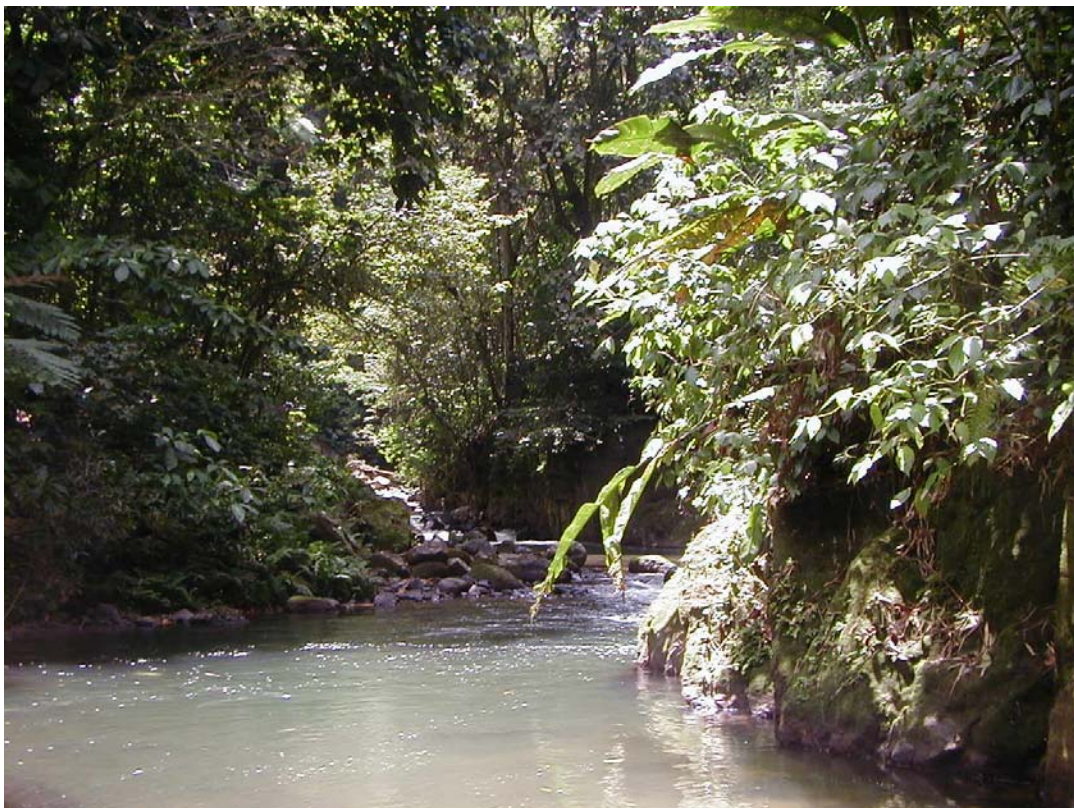


Photo 12 : Vue vers l'amont de la Capot à Saut Babin à l'amont de la chute d'eau.



Photo 13 : Vue vers l'amont de la Lézarde à la station de Lézarde 2.



Photo 14 : Vue de l'amont du bassin versant de la rivière Blanche à la station de l'Alma.



● Station de jaugeage

Carte 1 : Bassin versant de la Capot à Marie-Agnès (Source : IGN, Série Bleue, 1:25000).

Le paléo-lac se situe au niveau de la conserverie.

Annexe IV :

Modélisation pluie-débit sur les petits bassins versants de montagne

Un modèle pluie-débit se compose de deux entités, l'une gérant la fonction de production et l'autre la fonction de transfert. La fonction de production symbolise le passage de la pluie brute à la pluie nette³. La fonction de transfert, quant à elle, représente le routage de la pluie nette vers l'exutoire du bassin versant.

1 Fonction de production

Dans le cadre de la transformation pluie-débit, la fonction de production permet de modéliser les pertes à l'écoulement liées à l'infiltration, à l'interception ou à l'évapotranspiration. Schématiquement, les fonctions de production existantes évoluent entre deux types de fonction de production extrêmes :

- soit le bassin est considéré comme réagissant de manière linéaire à la pluie dès qu'un seuil de pluie est dépassé, auquel cas on retranche à la pluie brute des pertes initiales pour obtenir la pluie nette :

$$\text{Pluie nette} = \text{Pluie brute} - K(t)$$

- soit la pluie nette est supposée égale à une fraction de la pluie brute :

$$\text{Pluie nette} = K(t) \times \text{Pluie brute}$$

Dans le premier cas, les intensités de pluie sont privilégiées mais il est possible d'obtenir de forts cumuls de pluie nette pour des événements longs. Lorsque la pluie nette est égale à une fraction de la pluie brute, on privilégie le cumul de pluie nette tout en conservant la structure temporelle de la pluie brute. Les fortes intensités sont diminuées.

1.1 Approche empirique du Soil Conservation Service

La méthode du Soil Conservation Service (SCS) permet de définir la valeur d'un paramètre J (mm), représentant le stockage potentiel en eau du bassin versant. Cette méthode est fondée sur l'hypothèse selon laquelle l'écoulement apparaît après qu'une quantité de pluie ait été interceptée par les végétaux ou les dépressions du sol. En outre, le rapport entre le débit réel et le débit potentiel (égal à la pluie moins des pertes initiales) est supposé être le même que le rapport entre la rétention réelle et la rétention potentielle (Mockus, 1972 ; Beven, 2001) :

$$\frac{F}{J} = \frac{Q}{P - J_0}$$

avec : F , la rétention réelle une fois que l'écoulement a commencé, $F = P - J_0 - Q$ (mm) ;

J , la rétention potentielle maximale une fois que l'écoulement a commencé (mm) ;

Q , la lame d'eau écoulée (mm) ;

P , la pluie, $P \geq Q$ (mm) ;

J_0 , les pertes initiales liées à l'interception, l'infiltration et le stockage dans le sol avant que l'écoulement ne commence (mm).

Une relation empirique permet de relier J_0 à J ($J_0 = 0,2 \times J$) et, par conséquent, Q à P et à J (Mockus, 1972). Le paramètre J dépend uniquement de la nature du sol et du couvert végétal. Une classification a été établie statistiquement à partir d'un grand nombre de couples pluie-débit observés sur le terrain. De ce fait, cette méthode présente l'intérêt d'être applicable sur des bassins versants non jaugés. Il convient néanmoins de rappeler que dans sa version initiale ce modèle empirique a été développé pour des parcelles agricoles. Enfin, d'après Kovar

³ La pluie brute correspond à la pluie effectivement tombée et mesurable au pluviographe. La pluie nette correspond à la fraction de la pluie brute participant totalement à l'écoulement.

(1990), il semble également possible d'exprimer la conductivité hydraulique à saturation ou la sorptivité⁴ à partir de J dans des modèles hydrologiques à base davantage physique.

1.2 Modèles à base « physique »

1.2.1 Modèle de Philip

Le modèle de Philip permet de relier la capacité d'infiltration à la physique du sol, notamment à la conductivité hydraulique à saturation (Zellweger & Musy, 2000 [1] et [2]) :

$$f(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + A$$

avec : $f(t)$, la capacité d'infiltration (mm/h) ;

S , la sorptivité (mm/h^{1/2}) ;

t , le temps écoulé depuis le début de l'averse (h) ;

A , une composante gravitaire assimilable à la conductivité hydraulique à saturation (mm/h).

On obtient ensuite la pluie nette en soustrayant $f(t)$ à la pluie brute. Cette méthode est pratique à utiliser mais pose des problèmes pour les pluies de courtes durées, pour lesquelles la saturation du sol n'est pas atteinte.

1.2.2 Formulation de Green et Ampt

La formulation de Green et Ampt, dont la mise en place date du début du XX^{ème} siècle, repose sur des hypothèses simplificatrices qui impliquent une schématisation du processus d'infiltration (figure 1.1).

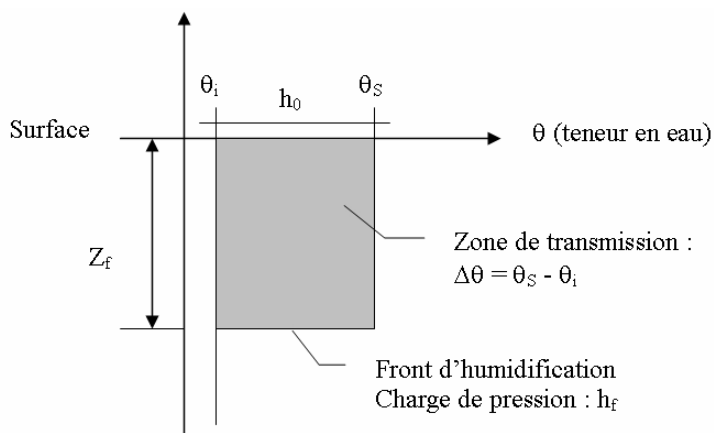


Figure 1.1 : Schématisation du processus d'infiltration selon Green et Ampt.

La formulation de Green et Ampt repose sur l'hypothèse que, pour des longues durées, la teneur en eau de la zone de transmission est uniforme (égale à la teneur en eau à saturation moins la teneur en eau initiale) et que, de ce fait, l'infiltration s'effectue à une vitesse égale à la conductivité hydraulique à saturation :

$$f(t) = K_s \cdot \left(1 + \frac{h_0 - h_f}{Z_f(t)} \right)$$

avec : $f(t)$, la capacité d'infiltration (mm/h) ;

K_s , la conductivité hydraulique à saturation (mm/h) ;

h_0 , la charge de pression en surface (mm) ;

⁴ La sorptivité indique la capacité d'un sol à absorber l'eau sous l'effet de la force gravitaire, uniquement par diffusivité.

h_f , la charge de pression au front d'humidification, déterminée expérimentalement (mm) ;
 $Z_f(t)$, la profondeur atteinte par le front d'humidification à l'instant t (mm).

Cette méthode est surtout valable pour les sols profonds et nécessite une adaptation particulière pour les terrains de montagne, prenant en compte, lorsque le réservoir sol est plein, qu'une lame d'eau apparaît en surface et génère un début d'écoulement (Braud *et al.*, 1999).

1.3 Modèle de Horton

La formulation de l'infiltration par le modèle de Horton est la suivante :

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \times e^{-\gamma \cdot t}$$

avec : i_0 , l'infiltration initiale fonction du type de sol (mm/h) ;
 i_f , l'infiltration finale (mm/h) ;
 γ , une constante empirique fonction du sol (s^{-1}).

Le laboratoire HYDRAM de l'EPFL a adapté un modèle plus simple sur le principe du modèle de Horton (Musy & Higy, 2004) :

$$i(t) = i_f + a \times e^{-b \cdot t}$$

avec : a et b , deux constantes à ajuster.

Avec une loi d'infiltration de ce type, on reproduit des pertes initiales puis un coefficient d'écoulement évoluant en fonction du temps. Cependant, cette formulation traduit un mode de fonctionnement des bassins versants uniquement régi par l'intensité des pluies. Celle-ci est en effet bien prise en compte, même si les averses de fin d'événement sont privilégiées par rapport aux autres.

2 Fonction de transfert

Le choix de la fonction de transfert conditionne la qualité de la répartition des volumes dans le temps ainsi que la qualité de l'estimation des débits de pointe et des temps de réponse des bassins versants. Plus généralement, elle influence toute l'allure de l'hydrogramme obtenu en sortie du modèle (Beven, 1979).

2.1 Méthode de l'hydrogramme unitaire

Le transfert au moyen d'un hydrogramme unitaire est fréquemment utilisé dans les modèles pluie-débit. Cette méthode consiste à rechercher la probabilité qu'une goutte d'eau tombée sur le bassin se retrouve à l'exutoire à l'instant t . Dans la méthode PMP/PMF (Probable Maximum Precipitation/Probable Maximum Flood), cette méthode permet de déterminer le débit à partir de la pluie (Bérod, 1995). Cependant, l'hydrogramme unitaire pose certains problèmes au niveau de la prise en compte de la non-linéarité notamment.

Un moyen de l'améliorer a été proposé par Cranmer *et al.* (2001). Ils suggèrent de faire évoluer l'hydrogramme unitaire en fonction de la pluviométrie. Ils ne proposent alors plus un seul hydrogramme mais au contraire « un faisceau d'hydrogrammes unitaires ». Ce faisceau est obtenu pour des pluies d'intensités croissantes mais de durées constantes, calculées en appliquant un coefficient d'échelle aux données disponibles. En fonction de la pluie, l'hydrogramme servant de fonction de transfert évolue et, de ce fait, permet aussi d'améliorer les résultats des modélisations.

Enfin, Duband *et al.* (1990) appliquent la méthode de la dérivée première de la fonction de transfert aux bassins versants de montagne. Cette approche, basée sur la théorie de l'hydrogramme unitaire, revient à caler une fonction de transfert sur les différences premières ($Q_i - Q_{i-1}$), pour retrouver les pluies efficaces. On détermine ensuite la fonction de production, soit par un modèle empirique, soit par un modèle à réservoir. Cette méthode a l'avantage de permettre d'identifier simultanément la fonction de transfert d'un bassin et les pluies nettes sur un jeu d'épisodes pluie-débit. En revanche, il faut un grand nombre d'épisodes pour obtenir de bons résultats. Le nombre doit être d'autant plus important que les données sont entachées d'erreur (Grésillon, 1994).

2.2 Equation de l'onde cinématique

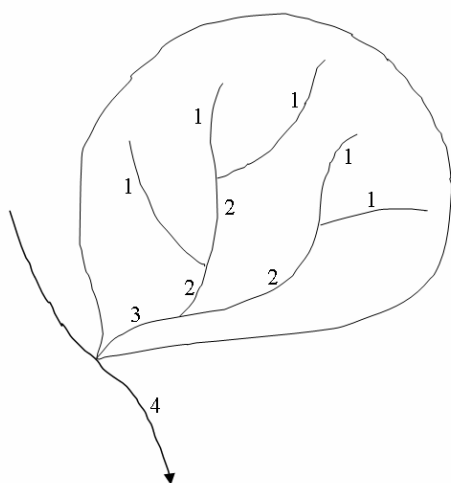
Une méthode de transfert de la pluie nette vers l'exutoire, assez souvent utilisée pour les petits bassins versants, et en particulier ceux de montagne, consiste à appliquer l'équation de l'onde cinématique (Singh & Woolhiser, 1976). Cette fonction de transfert nécessite cependant de bien connaître la structure du bassin versant. Singh & Woolhiser proposaient de le représenter sous la forme d'un demi-cône convergent. Bérod *et al.* (1999) couplent l'équation d'onde à sa description géomorphologique⁵. Ainsi, la structure du bassin est simplifiée mais la représentation schématisique du réseau hydrographique (caractérisée par les longueurs des cours d'eau, leurs largeurs, leurs pentes, leurs sections et leurs rugosités), ainsi que les zones

⁵ Description géomorphologique d'un bassin versant :

Un moyen de tenir compte de la structure du réseau hydrographique consiste à faire la classification des tronçons d'un cours d'eau de l'amont vers l'aval, selon la méthode de Strahler par exemple. Cette schématisation du réseau permet de définir les types de chemins que l'écoulement de surface peut emprunter pour transiter dans le bassin versant et sert de point de départ à la description géomorphologique des bassins versants (Rodriguez-Iturbe & Valdes, 1979).

Selon la schématisation de Strahler, les cours d'eau sans affluent reçoivent l'ordre 1 ; le confluent entre deux cours d'eau d'ordre i prend l'ordre $i+1$, alors que le confluent de deux cours d'eau d'ordres différents conserve l'ordre le plus élevé des deux. L'ordre d'un cours d'eau est attribué à sa surface drainante et l'ordre du bassin, W , est assimilé au plus grand ordre des cours d'eau.

Une autre classification, la méthode de Horton, est également envisageable mais présente le désavantage de ne pas rendre compte de l'importance réelle des cours d'eau les uns par rapport aux autres. Dans la méthode de Horton, le cours d'eau principal reçoit l'ordre le plus élevé, noté par exemple n ; chaque affluent direct reçoit un ordre $n-1$; et la méthode se poursuit de la même manière par la suite jusqu'aux cours d'eau sans affluent qui prennent l'ordre 1. La valeur de n est alors déterminée.



Exemple de classification de Strahler d'un bassin versant d'ordre $W=3$.

Quatre règles régissent la définition des chemins géomorphologiques :

1. la pluie nette ne précipite que sur les surfaces et non dans les cours d'eau, étant donné que leurs surfaces sont négligeables ;
2. la pluie nette tombée sur une surface d'ordre i est drainée par un cours d'eau d'ordre i ;
3. la seule transition possible d'un ordre i est un ordre j , $i < j \leq W+1$;
4. toutes les gouttes de pluie nette transitent par l'exutoire du bassin versant.

Ces règles définissent un ensemble de chemins possibles dont le cardinal est 2^{W-1} . Chaque chemin comporte m éléments, le premier représentant une surface d'écoulement et les suivants des cours d'eau (Bérod, 1995).

de réception de la pluie, symbolisées par des plans, permettent de conserver l'ensemble de l'information géomorphologique et d'obtenir d'assez bons résultats.

Les équations du modèle sont une simplification des équations de Saint-Venant qui décrivent l'écoulement d'un fluide à surface libre, associée à une loi de frottement empirique. Le système d'équation des ondes cinématiques est le suivant :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(vh)}{\partial x} = q$$

$$v(x, t) = K\sqrt{S_0}h^{2/3}(x, t)$$

avec : $h(x,t)$, la hauteur d'eau inconnue (m) ;
 $v(x,t)$, la vitesse de l'eau inconnue (m/s) ;
 $q(t)$, le terme source (m/s) ;
 K , le coefficient de Manning-Strickler ($m^{1/3}/s$) ;
 S_0 , la pente du terrain (-).

Si cette fonction de transfert permet d'obtenir des résultats proches des valeurs observées, une attention particulière doit être apportée à la définition de la rugosité. En effet, le coefficient de Manning-Strickler joue un rôle important dans la gestion du temps de montée au pic et de la valeur du débit de pointe (Beven, 1979 ; Braud *et al.*, 1999). Cependant, le coefficient de Manning-Strickler facilite également la prise en compte des caractéristiques du terrain.

2.3 Cascades de réservoirs à vidange non linéaire

Bérod *et al.* (1995) proposent de tirer partie de la description géomorphologique du bassin en associant cette méthode à la notion de cascades de réservoirs à vidange non linéaire. Le nombre de cascades est fonction du nombre de chemins et le nombre de réservoirs par cascade, du nombre d'éléments de chaque chemin. Cette formulation de la transformation pluie-débit est fondée sur le comportement des réservoirs, lors du remplissage et de la vidange. Les équations suivantes sont résolues de manière récursive, en considérant que l'entrée d'un réservoir correspond à la vidange du réservoir immédiatement au-dessus (figure 2.1) :

$$I(t) - O(t) = \frac{dV(t)}{dt}$$

$$O(t) = k(V(t))^x$$

avec : $I(t)$, le flux d'entrée (mm/h), soit la pluie nette pour le premier réservoir ;
 $O(t)$, le flux de sortie (mm/h), soit le débit à l'exutoire de la cascade pour le dernier réservoir ;
 $V(t)$, le volume de stockage du réservoir (mm) ;
 k , le paramètre de vidange du réservoir ;
 x , un exposant exprimant le degré de non-linéarité de la loi de vidange.

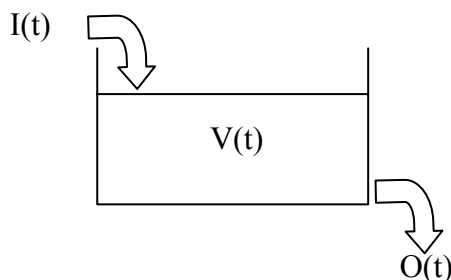


Figure 2.1 : Représentation schématique d'un réservoir.

Malgré une bonne représentation du bassin versant, cette méthode a tendance à sous-estimer les débits de pointe des événements forts. Elle présente également une grande gamme de variation des paramètres du modèle d'un bassin à l'autre. Cette variabilité des paramètres pose des problèmes pour appliquer la méthode à des bassins peu ou pas jaugés.

2.4 Hydrogramme unitaire géomorphologique

Il est possible de coupler la description géomorphologique du bassin versant et un hydrogramme unitaire instantané. La structure géomorphologique du bassin versant joue alors un rôle important.

2.4.1 Description markovienne du transfert de l'eau

Le cheminement de la pluie dans le bassin versant est vu comme une succession de passages d'un état à un autre. Un état représente un élément de chemin géomorphologique, auquel sont attribuées des probabilités de transition. L'hydrogramme unitaire géomorphologique est exprimé en fonction des probabilités qu'une goutte de pluie efficace soit trouvée dans un état i à l'instant t . Ces probabilités sont obtenues à partir des probabilités de changement d'état et de la définition du temps de passage de chaque goutte dans les états successifs. Enfin, ces changements d'état et ces temps de passage sont définis en fonction des paramètres de la classification de Horton et de la vitesse moyenne de l'écoulement à l'exutoire du bassin versant (Rodriguez-Iturbe & Valdes, 1979).

Les expressions des paramètres de la classification de Horton sont les suivantes :

$$R_B = \frac{N_\omega}{N_{\omega+1}}$$

$$R_L = \frac{\bar{L}_\omega}{\bar{L}_{\omega-1}}$$

$$R_A = \frac{\bar{A}_\omega}{\bar{A}_{\omega-1}}$$

avec : N_ω , le nombre de cours d'eau d'ordre ω ;
 \bar{L}_ω , la longueur moyenne des cours d'eau d'ordre ω ;
 \bar{A}_ω , la surface moyenne des bassins d'ordre ω ;
 R_B , le rapport de bifurcation ;
 R_L , le rapport de longueur ;
 R_A , le rapport de surface.

Peña *et al.* (1999) proposent de faire évoluer cette méthode en tenant encore mieux compte de l'évolution du réseau hydrographique, et, de ce fait, des caractéristiques du bassin versant. Alors que dans la description géomorphologique classique l'ordre augmente à chaque confluence de cours d'eau de même ordre, il évolue chez Peña *et al.* à chaque confluence, même si les cours d'eau sont d'ordre différent. Les paramètres de la classification de Horton évoluent alors tout au long du réseau hydrographique de manière plus fréquente.

2.4.2 Description probabiliste du transfert de l'eau

Contrairement à Rodriguez-Iturbe & Valdes, Gupta *et al.* (1980) font l'hypothèse d'indépendance des gouttes d'eau et considèrent que les temps de parcours de chaque goutte dans les cours d'eau successifs sont indépendants. La densité de probabilité de ces temps est obtenue en multipliant la probabilité qu'une goutte emprunte un chemin par la probabilité du temps de parcours de ce chemin. Les résultats sont ensuite sommés sur l'ensemble des

chemins possibles et exprimés en fonction des paramètres de la classification de Horton. Enfin, l'hydrogramme unitaire découle de la densité de probabilité des temps de parcours.

2.4.3 Hydrogramme unitaire universel (H2U)

En utilisant l'ordre n du bassin versant, selon la classification de Strahler, et en considérant le réseau hydrographique comme un objet fractal, Duchesne & Cudennec (1998) proposent de définir un hydrogramme unitaire à partir de la vitesse moyenne de l'écoulement dans le réseau et de la fonction de densité de probabilité des chemins hydrauliques du bassin. Dans leur approche, la longueur L d'un chemin hydraulique est définie comme la distance à parcourir par une goutte d'eau, d'un point du réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin :

$$u(L) = \left(\frac{n}{2.L}\right)^{\frac{n}{2}} \frac{1}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} L^{\frac{n-1}{2}} . e^{-\frac{n.L}{2.L}}$$

$$u(t) = \frac{n.\bar{V}}{2.L.\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \left(\frac{n.\bar{V}.t}{2.L}\right)^{\frac{n-1}{2}} . e^{-\frac{n.\bar{V}.t}{2.L}}$$

avec : \bar{L} , le chemin hydraulique moyen du réseau hydrographique ;

\bar{V} , la vitesse moyenne de l'écoulement dans le réseau ;

Γ , la fonction gamma.

Selon les auteurs, l'application de cette méthode est universelle. Il suffit de s'assurer de l'homogénéité de la géologie et du relief du bassin étudié, afin de pouvoir considérer le réseau hydrographique du bassin comme un objet fractal. Enfin, sachant que $\Gamma\left(\frac{n}{2}\right) = \left(\frac{n}{2} - 1\right)!$,

Cudennec & Duchesne (1998) remarquent que l'hydrogramme unitaire universel a une expression mathématique similaire à celui de Nash, basé sur la vidange d'une cascade de n réservoirs linéaires en série, chacun étant caractérisé par une constante de temps K :

$$u(t) = \frac{1}{K.(n-1)!} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} e^{-t/K}$$

Cependant, à la différence de l'hydrogramme unitaire de Nash, où les paramètres sont optimisés sur les couples averse-crue, les données nécessaires ici sont observées directement sur le bassin versant.

2.4.4 Intérêt de la description géomorphologique

L'utilisation de ce mode de description du bassin versant peut aboutir de plusieurs manières à la définition d'un hydrogramme unitaire fonction des paramètres géomorphologiques (longueurs des chemins, surfaces des zones de réception, nombres et ordres des chemins) et de la vitesse moyenne de transfert à l'exutoire. Grâce à cette méthode d'analyse du réseau hydrographique, des critères de comparaison entre les modes de réponse hydrologique des bassins versants peuvent être mis en place. Les bases descriptives sont en effet identiques dans tous les cas. En outre, cette méthode est applicable à des bassins versants peu ou pas jaugés et permet d'y obtenir des résultats plus précis que l'utilisation d'un hydrogramme unitaire classique (Pristachova, 1990).

Néanmoins, elle conduit à déterminer et à fixer le fonctionnement d'un bassin versant, uniquement en fonction de la structure du réseau hydrographique. D'une part, les paramètres

nécessaires à l'élaboration de l'hydrogramme unitaire d'un bassin versant donné sont définis directement et sans calage. D'autre part, cela revient à dire que le bassin versant étudié réagit toujours de la même manière aux événements pluvieux, quelles que soient la durée de la pluie, son intensité ou sa répartition dans le temps.

3 Exemples de modèles pluie-débit

3.1 Le modèle conceptuel SOCONT

Développé par l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, le modèle SOCONT a été conçu pour s'adapter aux conditions de montagne. Il se compose d'un réservoir non linéaire pour la fonction de production et d'une approche inspirée des ondes cinématiques pour la fonction de transfert (Consuegra *et al.*, 1998 ; Zellweger & Musy, 2000 [1] et [2] ; Spreafico *et al.*, 2003).

La pluie totale P est répartie en une pluie nette P_{net} et en une pluie infiltrée P_{inf} , dépendant de l'état de remplissage S du réservoir représentant le sol. Le réservoir sol a une capacité totale de stockage A . Il est alimenté par P_{inf} et se vidange par évapotranspiration réelle ETR (fonction de l'évapotranspiration potentielle ETP et du stock S) à laquelle s'ajoute un débit de base Q_b :

$$P_{\text{inf}} = P \cdot \left(1 - \left(\frac{S}{A} \right)^2 \right)$$

$$\text{ETR} = \text{ETP} \cdot \left(\frac{S}{A} \right)^{1/2}$$

$$Q_b = K \cdot S$$

avec : K , un paramètre exprimant la récession en tarissement (h^{-1}).

La fonction de transfert résulte de la combinaison d'une loi de frottement de type Manning-Strickler et de l'équation de continuité. Le débit rapide Q_r , qui doit être ajouté au débit de base pour obtenir le débit total Q_t , est exprimé par :

$$P_{\text{net}} = P \cdot \left(\frac{S}{A} \right)^2$$

$$Q_r = \frac{W \cdot p^{1/2}}{n} \cdot P_{\text{net}}^{5/3}$$

$$Q_t = Q_b + Q_r$$

avec : W , la largeur du plan schématisant le bassin versant (m) ;

p , la pente de ce plan (-) ;

n , le coefficient de rugosité de Manning ($s/m^{1/3}$).

En zone montagneuse, la détermination de la largeur et de la rugosité du terrain étant problématique, Consuegra *et al.* proposent de remplacer W/n par un paramètre à calibrer β ($m^{4/3}/s$).

Ce modèle s'apparente au modèle GR3H. Il s'affranchit de l'emploi de l'hydrogramme unitaire comme fonction de transfert. En revanche, la schématisation du bassin versant sous forme d'un plan reste très sommaire.

3.2 Le Modèle Spatialisé : MODSPA

Développé par Moussa (1993), MODSPA est un modèle spatialisé. Tous les processus hydrologiques y sont modélisés le plus simplement possible et selon une approche modulaire, indépendamment les uns des autres, tout en respectant les interconnexions entre processus. A partir de la topographie et d'un modèle numérique de terrain, un système d'information géographique permet la description du réseau de drainage. La connaissance précise de la géométrie des tronçons aboutit à la définition d'une fonction de transfert, basée sur la théorie de l'hydrogramme unitaire géomorphologique.

De plus, chaque versant ou sous bassin versant est traité par un module de bilan hydrologique du sol qui divise l'épaisseur verticale en trois couches : surface, sol et sous-sol. Ce module prend en compte l'influence de la végétation sur l'ETR. Il traite également les échanges entre les différentes couches ainsi que les écoulements de surface, de subsurface et de nappe. Le paramétrage du module est effectué uniquement à partir de grandeurs physiques mesurables sur le terrain et concernant par exemple les caractéristiques du sol, la végétation ou la morphologie du bassin versant.

Enfin, le transfert de l'eau en rivière s'effectue en suivant l'arborescence du réseau hydrographique. Connaissant l'hydrogramme à l'entrée de chaque tronçon de rivière, l'hydrogramme de sortie est calculé en intégrant les apports latéraux issus de chacune des cellules hydrologiques, obtenus lors de l'étude du bilan vertical. Le transfert est ensuite régi par les équations de Barré de Saint-Venant, réduit dans le cas des écoulements de crue à l'équation de l'onde diffusante :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -c \frac{\partial Q}{\partial x} + \sigma \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + c.q(x, t)$$

avec : Q, le débit (m³/s) ;
c, la célérité de l'onde (m/s) ;
 σ , la diffusion de l'onde (m²/s) ;
q(x,t), les apports latéraux (m²/s).

Ce modèle présente l'avantage d'intégrer de nombreuses informations issues de mesures réalisées sur le terrain et de tenir compte de la variabilité spatiale non seulement des paramètres physiques du bassin versant mais aussi des données hydrométéorologiques. A contrario, la description du bassin versant est très fine et la quantité de données nécessaires très importante.

3.3 Topmodel

Topmodel est un modèle pluie-débit semi-distribué fondé sur une analyse topographique du bassin versant. Le bassin versant est supposé fonctionner par développement de surfaces saturées contributives à l'écoulement avec apparition de ruissellement sur ces surfaces. La capacité d'une zone à se saturer est définie par l'indice topographique (λ). Il s'exprime en fonction de la pente locale de la nappe (β), considérée comme égale à la pente locale du terrain, et de la surface (a), drainée à l'amont du point où le calcul est effectué (Datin, 1998) :

$$\lambda = \ln \left(\frac{a}{\text{tg } \beta} \right)$$

La distribution de cet indice sur le bassin versant indique la propension d'un point à se saturer ou non. Ainsi, un point situé en bas d'un versant, avec une grande aire drainée et une faible pente, a un indice élevé et se sature aisément. A l'inverse, un point situé sur une crête, avec

une aire drainée faible et une pente assez forte, a un indice topographique peu élevé et est beaucoup plus difficile à saturer.

Par définition de l'indice topographique, la représentation des zones saturées pose problème en montagne. Les zones saturées se développent généralement en fond de vallée ou lorsque les pentes sont moins fortes (Liener Hegg *et al.*, 2002). Or, des études mentionnent l'apparition de zones saturées en haut des versants. Elles ne sont pas représentées par le modèle. De plus, l'extension des zones calculées est parfois plus importante que celle des zones observées (Guntner *et al.*, 1999). Enfin, l'indice topographique est défini à partir du modèle numérique de terrain. Il est donc constant. La variabilité spatio-temporelle du niveau des nappes n'est pas prise en compte (Jordan, 1994).

L'indice topographique permet néanmoins d'évaluer les zones où est susceptible de se développer une nappe de versant temporaire. L'écoulement est ensuite composé des apports par infiltration à la rivière et par ruissellement de surface sur les zones saturées. D'après Guntner *et al.* (1999), ce type de fonctionnement est un peu simple pour les petits bassins versants de montagne.

En montagne, ce type de fonctionnement par surfaces saturées contributives pose donc problème. En revanche, ce procédé paraît aisé à mettre en œuvre dans la mesure où les informations nécessaires sont disponibles sur les modèles numériques de terrain.

3.4 Le modèle ETC : Erosion des Torrents en Crue

Ce modèle est développé par le Cemagref de Grenoble. Il permet de reconstituer les crues pour les torrents de montagne et de relier les écoulements liquides au transport solide. L'objectif est d'évaluer l'impact des crues sur les lits et les versants des torrents. Il associe plusieurs types de modélisation de la transformation de la pluie en débit et différentes formules de transport solide (Borges, 1993 ; Brochot & Meunier, 1996).

En ce qui concerne la modélisation de la pluie en débit, il est possible pour la fonction de production de choisir entre une fonction linéaire à seuil, la méthode SCS ou le réservoir sol du modèle GR2. Pour le transfert, plusieurs méthodes sont là encore disponibles : la méthode des isochrones⁶, un hydrogramme unitaire triangulaire et la fonction de transfert du modèle GR2.

Le modèle ETC permet d'évaluer les volumes de matériaux transportés pendant chaque crue par un torrent, ainsi que les zones éventuelles de dépôt ou de reprise au sein du lit. En revanche, il ne permet pas de traiter plusieurs événements de crues simultanément et ne dispose pas de procédures de calage des paramètres des modèles hydrologiques. Ceci implique de les déterminer par des tests successifs. En outre, de nombreux paramètres sont nécessaires pour effectuer les différents calculs, concernant à la fois les modèles hydrologiques mais également les caractéristiques hydrauliques du bassin versant et de son réseau hydrographique. Ces caractéristiques rendent ETC difficile à utiliser en opérationnel. Néanmoins, nous retiendrons le principe de décomposition du bassin en un ensemble de versants et de biefs, de caractéristiques homogènes (figure 3.1). L'assemblage de toutes ces entités permet de tenir compte de la structure du bassin versant et de ses hétérogénéités de manière simple et efficace.

⁶ Une isochrone est le lieu géométrique des points tels que le temps de parcours d'une goutte d'eau depuis chacun de ces points jusqu'à l'embouchure est le même. L'isochrone la plus éloignée de l'embouchure représente le temps de réponse du bassin (Musy & Higy, 2001).

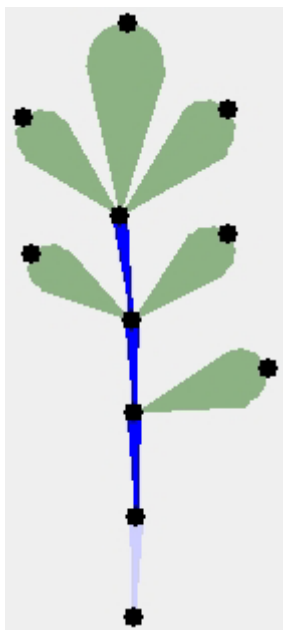


Figure 3.1 : Représentation du bassin versant du Laval à Draix par ETC.

Dans le cadre de la modélisation pluie-débit, les versants, représentés par des pétales, sont définis en fonction de leurs caractéristiques physiques et hydrologiques (surface, coefficient d'abattement de la pluie, capacité d'infiltration...) et les biefs par leurs caractéristiques hydrauliques (longueur, pente, fruit des berges, coefficient de Strickler, granulométrie...).

4 Le modèle GR3H

4.1 Présentation

Le modèle GR3H repose sur l'association de deux réservoirs et d'un hydrogramme unitaire (Edijatno & Michel, 1989 ; Fourmigué, 2003 ; figure 4.1). Le réservoir de production gère la transformation de la pluie brute en pluie nette. En événementiel, il fonctionne sans vidange. Le réservoir de la fonction de transfert gère la répartition de la lame écoulée dans le temps. L'hydrogramme unitaire défini par son temps de montée fixe le positionnement temporel du pic de crue.

Pour schématiser, on peut dire que :

- le réservoir de production s'apparente à un réservoir sol ;
- l'hydrogramme unitaire représente le transfert dans le réseau hydrographique ;
- le réservoir de transfert symbolise l'alimentation en eau du réseau hydrographique et le soutien du débit en décrue.

Néanmoins, si cette schématisation semble correspondre plus ou moins à la réalité du cycle de l'eau dans un bassin versant, il ne faut pas perdre de vue que ce modèle reste conceptuel et que l'optimisation des paramètres, sans lien direct avec la réalité, fait perdre tout sens physique à l'ensemble (Cosandey & Robinson, 2000).

4.2 Fonction de production

Le réservoir de production ne fait que se remplir au cours de la crue. Aucune vidange n'est prévue. En journalier, elle est assurée par l'évapotranspiration potentielle mais aux pas de temps horaires ou inférieurs à l'heure, le coefficient d'écoulement ne fait qu'augmenter au cours de la crue. De plus, le coefficient d'écoulement tend asymptotiquement vers 1. Cela pose parfois des problèmes dans le cas notamment des crues à plusieurs pics où les petits bassins versants peuvent se ressuyer progressivement entre les pics de crue successifs.

Ce modèle est donc parfois très peu réactif au début de l'événement, pour finalement l'être trop en fin de crue, en augmentant le volume et la valeur du débit de pointe des derniers pics de crue. Vu le comportement du coefficient d'écoulement, le rendement de la transformation pluie-débit a tendance à augmenter sans cesse.

Pour remédier à cela et modéliser au mieux un événement à plusieurs pics, en optimisation libre de l'ensemble des paramètres, la capacité A du réservoir de production est fixée à une valeur très importante. Le coefficient d'écoulement reste alors quasiment constant au cours de la crue et de l'ordre du taux de remplissage initial de A.

L'expression analytique du coefficient d'écoulement permet d'explicitier ce comportement du modèle en fonction de la valeur de A :

$$\frac{S(t)}{A} = 1 + \tanh\left(\frac{P(t)}{A}\right) \times \frac{1 - \left(\frac{S0}{A}\right)^2}{1 + \frac{S0}{A} \times \tanh\left(\frac{P(t)}{A}\right)}$$

$$CE(t) = \frac{P(t) - (S(t) - S0)}{P(t)}$$

$$CE(t) = 1 - \frac{A}{P(t)} \times \tanh\left(\frac{P(t)}{A}\right) \times \frac{1 - \left(\frac{S0}{A}\right)^2}{1 + \frac{S0}{A} \times \tanh\left(\frac{P(t)}{A}\right)}$$

avec : A, la capacité du réservoir de production (mm) ;
 S0, le niveau de remplissage initial du réservoir de production (mm) ;
 S(t), le niveau de remplissage du réservoir de production à l'instant t (mm) ;
 P(t), le cumul de pluie précipité à l'instant t (mm) ;
 CE(t), le coefficient d'écoulement instantané à l'instant t.

Ainsi, outre le fait que le coefficient d'écoulement tend asymptotiquement vers 1, on retrouve que pour une valeur de A importante, quelle que soit la valeur de S0/A, le coefficient d'écoulement reste constant et que, plus le réservoir de production est petit, plus le modèle est réactif et produit de l'écoulement rapidement (figure 4.2).

4.3 Fonction de transfert

La fonction de transfert de GR3H repose sur l'association d'un réservoir gravitaire et de deux hydrogrammes unitaires. Le réservoir correspond davantage à l'alimentation du réseau hydrographique. On pourrait le rapprocher d'une modélisation d'un écoulement hypodermique, dans les limites de représentation des processus physiques fixées par la modélisation conceptuelle. Il permet de répartir dans le temps 90 % de la lame écoulée, sans modifier le positionnement du pic de crue. Le positionnement du pic de crue est déterminé par la valeur de C.

De ce fait, si la capacité du réservoir est grande, la décrue a tendance à être lente et le réservoir conserve beaucoup de volume pour la modéliser. Au contraire, si sa capacité est faible, on a tendance à avoir une décrue relativement courte. Dans tous les cas, le positionnement temporel de la pointe de débit n'est pas modifié. En revanche, la répartition du volume de crue de part et d'autre de cette pointe change.

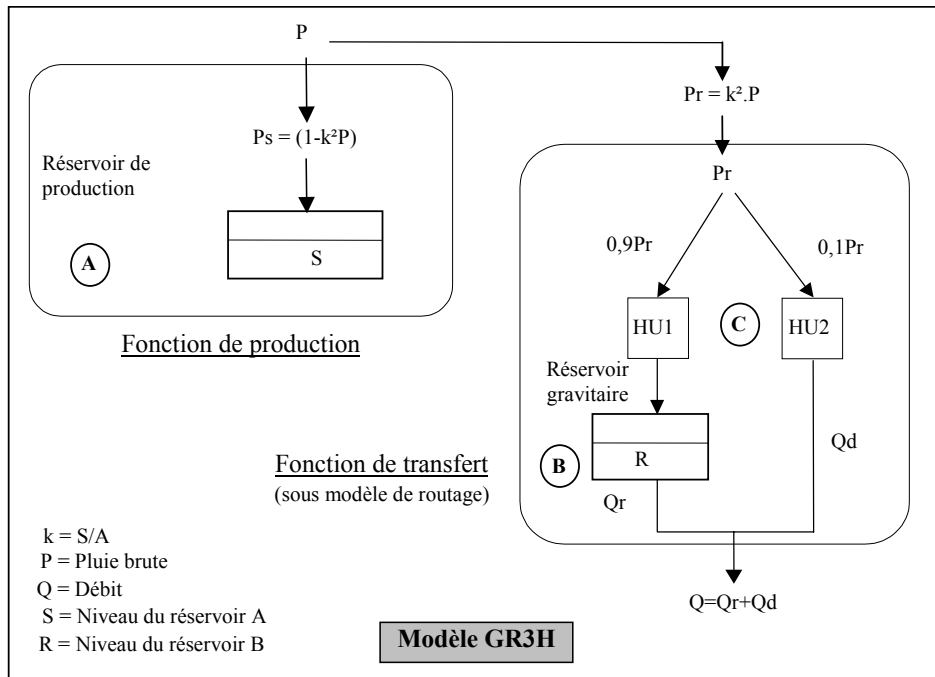


Figure 4.1 : Structure du modèle GR3H (Arnaud & Lavabre, 1997).

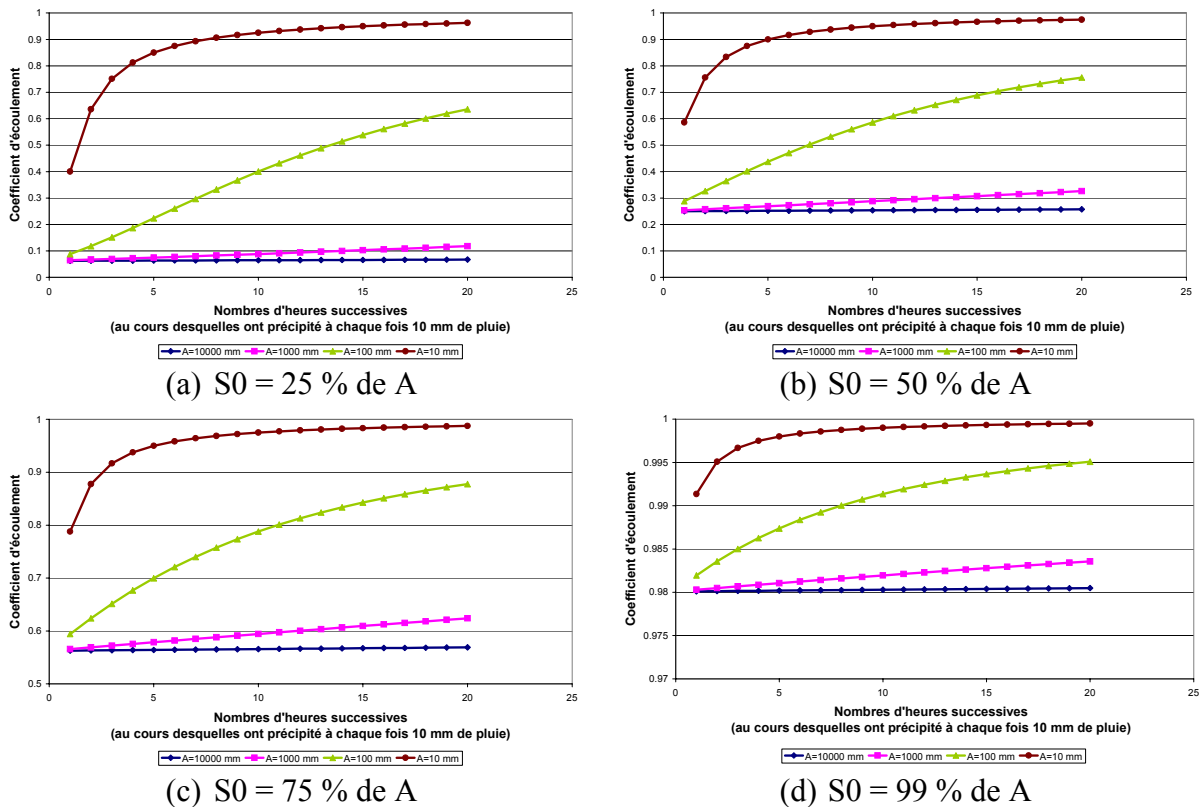


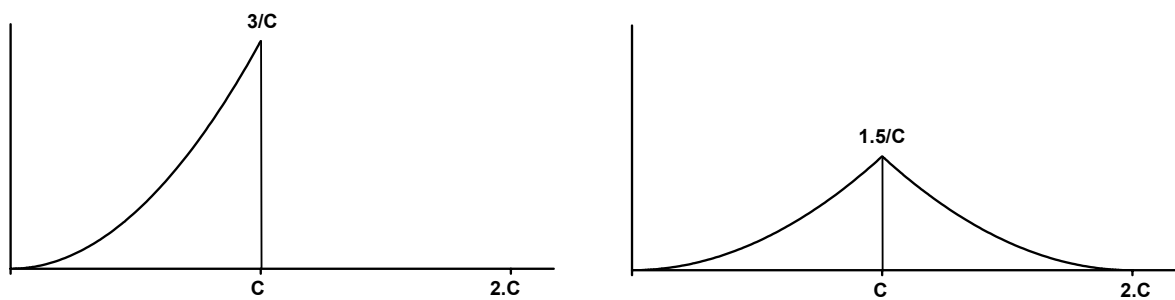
Figure 4.2 : Evolution du coefficient d'écoulement du modèle GR3H en fonction des valeurs de A et de S_0/A .

Enfin, le taux de remplissage initial R_0 de ce réservoir est fixé par la valeur du débit initial de l'événement observé. De nombreux couples (R_0, B) sont envisageables et pour un même débit de base, plus B est grand, plus R_0/B est petit. Cela signifie alors que le réservoir est vide et qu'une grande partie du volume de crue sert à le remplir. Ainsi, dans le cas des pics de crue enregistrés dès la première averse, comme c'est le cas parfois sur le bassin versant du Laval, bassin pour lequel les débits initiaux des événements sont souvent très faibles ou nuls, une grande partie de la pluie nette est mobilisée pour remplir le réservoir gravitaire. Cela a pour effet de laminer la crue réellement observée.

En ce qui concerne les hydrogrammes unitaires, ils sont définis par un seul et même paramètre, à savoir leur temps de montée (figure 4.3). Dans le sous-modèle de routage, la pluie issue de la fonction de production est ensuite fractionnée en deux parties :

- 90 % de la lame écoulée sont transférés vers l'exutoire via le réservoir eau-gravitaire qui étale ce volume dans le temps ;
- les 10 % restant sont transférés directement à l'exutoire et correspondent davantage à l'idée d'un ruissellement superficiel direct.

Dans certains cas, il peut arriver que les deux hydrogrammes gèrent intégralement le transfert. En effet, lorsque le réservoir gravitaire est plein, il ne lamine plus les crues et devient transparent.



(a) HU1 :

$$\text{pour } 0 \leq t \leq C, \quad q(t) = \frac{3 \cdot t^2}{C^3}$$

$$\text{pour } t > C, \quad q(t) = 0$$

(b) HU2 :

$$\text{pour } 0 \leq t \leq C, \quad q(t) = \frac{3 \cdot t^2}{2 \cdot C^3}$$

$$\text{pour } C < t \leq 2 \cdot C, \quad q(t) = \frac{3(2 \cdot C - t)^2}{2 \cdot C^3}$$

$$\text{pour } t > 2 \cdot C, \quad q(t) = 0$$

Figure 4.3 : Hydrogrammes unitaires du modèle GR3H.

5 Le modèle SCS associé à un hydrogramme unitaire

Ce modèle pluie-débit est défini par trois paramètres : un pour la fonction de production (J) et deux pour l'hydrogramme unitaire, le temps de montée (t_m) et un coefficient de forme (a). La fonction de production est celle du Soil Conservation Service (Mockus, 1972) :

$$\text{Fonction de production : } Q = \frac{(P - 0,2.J)^2}{P + 0,8.J}$$

$$\text{Hydrogramme unitaire : } Q(t) = \frac{2a \cdot \sin\left(\frac{a+1}{2a} \pi\right) \left(\frac{t}{t_m}\right)^a}{3,6 \cdot \pi \cdot t_m \left[1 + \left(\frac{t}{t_m}\right)^{2a}\right]}$$

avec : Q , la lame d'eau ruisselée (mm) ;
 P , la pluie brute (mm) ;
 J , la rétention potentielle maximum (mm).

Ce modèle est nettement plus simple que le modèle GR3H à interpréter, notamment au niveau de la répartition entre la pluie brute et la pluie nette. Néanmoins, dans l'ensemble, les résultats des calages réalisés avec SCS et un hydrogramme unitaire sont de moins bonne qualité que ceux obtenus avec GR3H. La tendance de fonctionnement des bassins versants est un peu mieux mise en évidence avec ce modèle qu'avec GR3H.

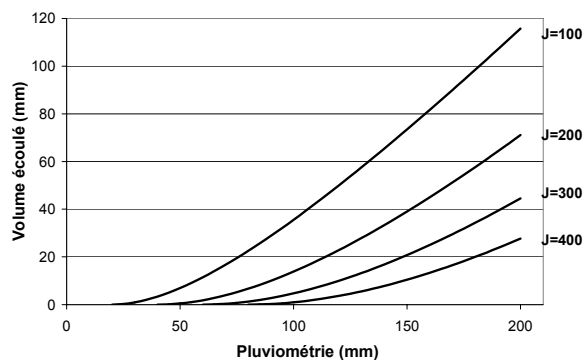


Figure 5.1 : Evolution de la lame d'eau écoulée en fonction du paramètre J de la fonction de production SCS (rétention initiale égale à 20% de J). A pluviométrie égale, le volume écoulé diminue lorsque J augmente.

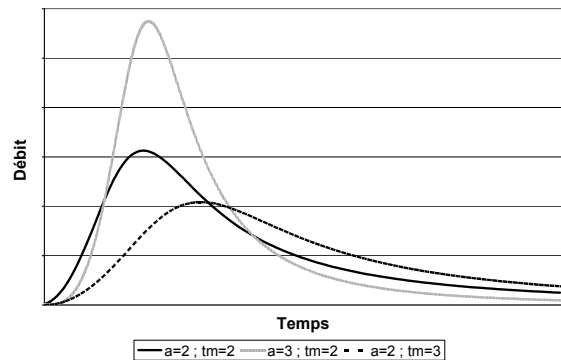


Figure 5.2 : Evolution de l'hydrogramme unitaire en fonction des paramètres a et t_m .
 – a faible et t_m grand: réponse peu intense et lente;
 – a fort et t_m faible: réponse intense et rapide.

En effet, le paramètre de production J est calé pour reproduire le plus correctement possible le coefficient d'écoulement, J_0 permettant simplement de tenir compte de la rétention initiale du bassin versant (figure 5.1). Les paramètres a et t_m de l'hydrogramme unitaire servent respectivement à reproduire et à positionner au mieux le débit de pointe (figure 5.2). Ce modèle est donc nettement plus clair que GR3H mais, à l'inverse, trop basique pour reproduire certaines crues complexes. Enfin, il a été développé sur des bassins versants agricoles assez éloignés des caractéristiques physiques des petits bassins versants torrentiels.

Annexe V :

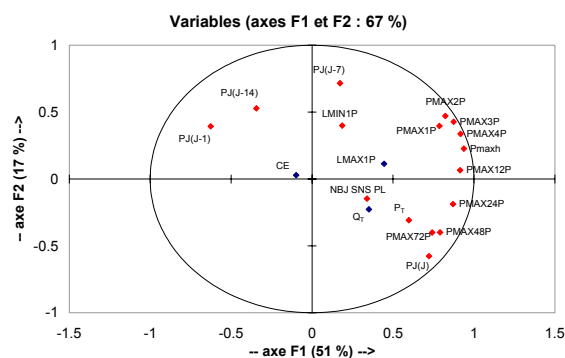
Analyses en Composantes Principales

Les valeurs significatives à plus de 95 % du coefficient de corrélation R sont indiquées en gras.

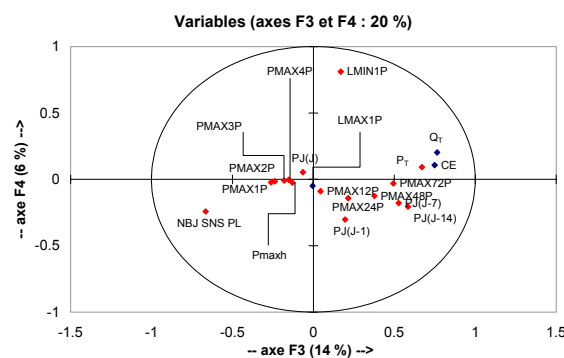
➤ Bassin versant du Laval

Matrice de corrélation

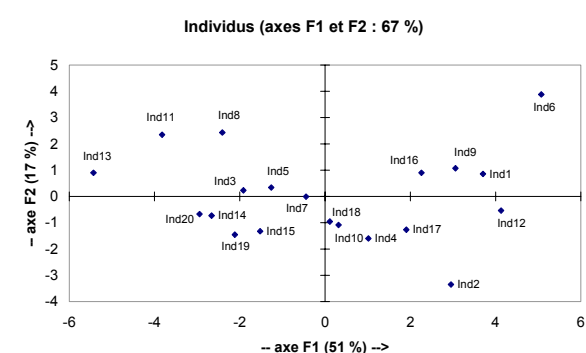
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.230	0.148	0.111	0.343	0.582	0.543	0.426	0.417	0.288	0.302	0.420	0.338	0.042	0.312	-0.229	0.133	-0.077	0.021
CE	0.230	1	0.517	0.731	-0.260	-0.226	-0.196	-0.217	-0.227	-0.141	0.009	0.204	0.320	0.258	-0.093	0.272	0.439	0.425	-0.429
P _T	0.148	0.517	1	0.937	0.391	0.170	0.196	0.271	0.338	0.515	0.655	0.823	0.916	0.182	0.542	-0.382	0.263	-0.035	-0.136
Q _T	0.111	0.731	0.937	1	0.145	-0.009	0.024	0.072	0.118	0.268	0.407	0.613	0.754	0.273	0.313	-0.204	0.336	0.096	-0.296
Pmaxh	0.343	-0.260	0.391	0.145	1	0.818	0.882	0.944	0.978	0.903	0.757	0.581	0.520	0.204	0.548	-0.532	0.256	-0.280	0.334
PMAX1P	0.582	-0.226	0.170	-0.009	0.818	1	0.954	0.895	0.875	0.657	0.508	0.421	0.342	0.213	0.356	-0.335	0.228	-0.228	0.307
PMAX2P	0.543	-0.196	0.196	0.024	0.882	0.954	1	0.966	0.943	0.721	0.535	0.393	0.320	0.263	0.353	-0.397	0.349	-0.157	0.345
PMAX3P	0.426	-0.217	0.271	0.072	0.944	0.895	0.966	1	0.989	0.801	0.626	0.447	0.386	0.274	0.401	-0.461	0.348	-0.133	0.344
PMAX4P	0.417	-0.227	0.338	0.118	0.978	0.875	0.943	0.989	1	0.851	0.686	0.524	0.462	0.249	0.476	-0.516	0.306	-0.200	0.329
PMAX12P	0.288	-0.141	0.515	0.268	0.903	0.657	0.721	0.801	0.851	1	0.926	0.677	0.629	0.146	0.548	-0.495	0.232	-0.282	0.258
PMAX24P	0.302	0.009	0.655	0.407	0.757	0.508	0.535	0.626	0.686	0.926	1	0.843	0.799	0.056	0.675	-0.468	0.127	-0.275	0.203
PMAX48P	0.420	0.204	0.823	0.613	0.581	0.421	0.393	0.447	0.524	0.677	0.843	1	0.978	-0.015	0.776	-0.469	0.047	-0.236	0.137
PMAX72P	0.338	0.320	0.916	0.754	0.520	0.342	0.320	0.386	0.462	0.629	0.799	0.978	1	0.069	0.719	-0.448	0.094	-0.185	0.044
LMIN1P	0.042	0.258	0.182	0.273	0.204	0.213	0.263	0.274	0.249	0.146	0.056	-0.015	0.069	1	-0.061	-0.019	0.282	0.053	-0.135
PJ(J)	0.312	-0.093	0.542	0.313	0.548	0.356	0.353	0.401	0.476	0.548	0.675	0.776	0.719	-0.061	1	-0.740	-0.286	-0.528	0.378
PJ(J-1)	-0.229	0.272	-0.382	-0.204	-0.532	-0.335	-0.397	-0.461	-0.516	-0.495	-0.468	-0.469	-0.448	-0.019	-0.740	1	0.325	0.455	-0.182
PJ(J-7)	0.133	0.439	0.263	0.336	0.256	0.228	0.349	0.348	0.306	0.232	0.127	0.047	0.094	0.282	-0.286	0.325	1	0.592	-0.257
PJ(J-14)	-0.077	0.425	-0.035	0.096	-0.280	-0.228	-0.157	-0.133	-0.200	-0.282	-0.275	-0.236	-0.185	0.053	-0.528	0.455	0.592	1	-0.532
NBJ SNS PL	0.021	-0.429	-0.136	-0.296	0.334	0.307	0.345	0.344	0.329	0.258	0.203	0.137	0.044	-0.135	0.378	-0.182	-0.257	-0.532	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant du Laval

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
P_T	4.40	3.60	20.27	0.89
Pmaxh	10.83	1.96	0.76	0.07
PMAX1P	7.61	5.95	3.08	0.06
PMAX2P	8.35	8.41	2.56	0.02
PMAX3P	9.41	6.93	1.46	0.01
PMAX4P	10.35	4.30	1.04	0.00
PMAX12P	10.30	0.16	0.09	0.85
PMAX24P	9.34	1.33	2.10	2.14
PMAX48P	7.70	6.04	6.42	1.66
PMAX72P	6.78	6.05	11.02	0.10
LMIN1P	0.43	6.03	1.29	69.94
PJ(J)	6.43	12.59	0.19	0.31
PJ(J-1)	4.83	5.87	1.74	9.77
PJ(J-7)	0.37	19.41	12.53	3.40
PJ(J-14)	1.46	10.55	15.44	4.53
NBJ SNS PL	1.42	0.82	20.00	6.25

**Contribution de chaque variable à la formation des 4 premiers axes principaux :
Bassin versant du Laval**

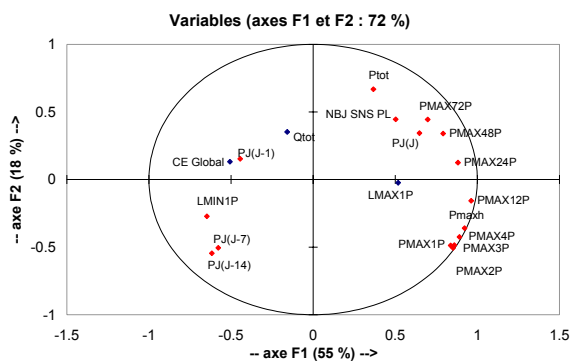
	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
P_T	1.53	15.93	2.48	24.36
Pmaxh	9.70	4.61	0.16	0.09
PMAX1P	8.01	8.48	0.27	0.01
PMAX2P	8.29	9.14	0.24	0.10
PMAX3P	8.42	8.38	0.13	0.00
PMAX4P	9.05	6.42	0.18	0.02
PMAX12P	10.57	0.88	0.28	0.13
PMAX24P	8.87	0.56	4.58	0.88
PMAX48P	7.15	4.12	12.56	1.38
PMAX72P	5.55	7.04	15.49	0.00
LMIN1P	4.78	2.63	18.97	0.51
PJ(J)	4.78	4.20	9.41	6.66
PJ(J-1)	2.26	0.83	0.00	61.70
PJ(J-7)	3.81	9.10	14.09	1.20
PJ(J-14)	4.34	10.60	8.61	0.02
NBJ SNS PL	2.88	7.07	12.54	2.93

**Contribution de chaque variable à la formation des 4 premiers axes principaux :
Bassin versant du Brusquet**

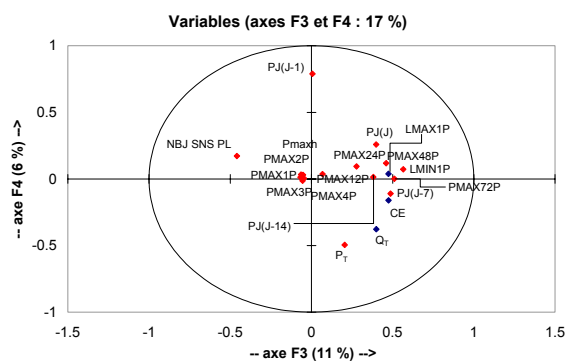
➤ Bassin versant du Brusquet

Matrice de corrélation

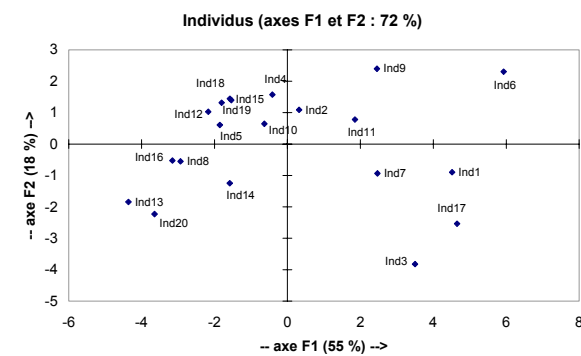
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.212	0.366	0.379	0.429	0.500	0.458	0.455	0.454	0.520	0.511	0.646	0.662	-0.128	0.434	-0.090	-0.012	-0.047	0.075
CE	0.212	1	0.161	0.803	-0.542	-0.537	-0.512	-0.468	-0.477	-0.491	-0.359	-0.192	-0.028	0.586	-0.177	0.211	0.479	0.332	-0.510
P _T	0.366	0.161	1	0.616	0.069	-0.039	-0.044	0.012	0.071	0.269	0.445	0.547	0.683	-0.384	0.280	-0.316	-0.398	-0.460	0.269
Q _T	0.379	0.803	0.616	1	-0.285	-0.335	-0.316	-0.266	-0.233	-0.174	-0.032	0.133	0.330	0.191	-0.131	0.029	0.089	0.029	-0.313
Pmaxh	0.429	-0.542	0.069	-0.285	1	0.934	0.966	0.965	0.977	0.952	0.780	0.580	0.453	-0.530	0.447	-0.432	-0.404	-0.412	0.278
PMAX1P	0.500	-0.537	-0.039	-0.335	0.934	1	0.983	0.950	0.948	0.851	0.606	0.493	0.363	-0.440	0.348	-0.447	-0.262	-0.249	0.293
PMAX2P	0.458	-0.512	-0.044	-0.316	0.966	0.983	1	0.988	0.983	0.881	0.644	0.484	0.355	-0.436	0.350	-0.422	-0.274	-0.277	0.245
PMAX3P	0.455	-0.468	0.012	-0.266	0.965	0.950	0.988	1	0.995	0.896	0.673	0.485	0.367	-0.436	0.352	-0.422	-0.274	-0.294	0.233
PMAX4P	0.454	-0.477	0.071	-0.233	0.977	0.948	0.983	0.995	1	0.916	0.705	0.529	0.417	-0.477	0.373	-0.436	-0.337	-0.354	0.260
PMAX12P	0.520	-0.491	0.269	-0.174	0.952	0.851	0.881	0.896	0.916	1	0.917	0.728	0.612	-0.562	0.571	-0.395	-0.456	-0.461	0.359
PMAX24P	0.511	-0.359	0.445	-0.032	0.780	0.606	0.644	0.673	0.705	0.917	1	0.854	0.765	-0.494	0.700	-0.259	-0.454	-0.479	0.326
PMAX48P	0.646	-0.192	0.547	0.133	0.580	0.493	0.484	0.485	0.529	0.728	0.854	1	0.964	-0.354	0.821	-0.208	-0.412	-0.464	0.390
PMAX72P	0.662	-0.028	0.683	0.330	0.453	0.363	0.355	0.367	0.417	0.612	0.765	0.964	1	-0.292	0.748	-0.200	-0.387	-0.462	0.315
LMIN1P	-0.128	0.586	-0.384	0.191	-0.530	-0.440	-0.436	-0.436	-0.477	-0.562	-0.494	-0.354	-0.292	1	-0.214	0.243	0.710	0.644	-0.681
PJ(J)	0.434	-0.177	0.280	-0.131	0.447	0.348	0.350	0.352	0.373	0.571	0.700	0.821	0.748	-0.214	1	-0.199	-0.340	-0.501	0.421
PJ(J-1)	-0.090	0.211	-0.316	0.029	-0.432	-0.447	-0.422	-0.422	-0.436	-0.395	-0.259	-0.208	-0.200	0.243	-0.199	1	0.074	0.251	-0.113
PJ(J-7)	-0.012	0.479	-0.398	0.089	-0.404	-0.262	-0.274	-0.274	-0.337	-0.456	-0.454	-0.412	-0.387	0.710	-0.340	0.074	1	0.868	-0.595
PJ(J-14)	-0.047	0.332	-0.460	0.029	-0.412	-0.249	-0.277	-0.294	-0.354	-0.461	-0.479	-0.464	-0.462	0.644	-0.501	0.251	0.868	1	-0.632
NBJ SNS PL	0.075	-0.510	0.269	-0.313	0.278	0.293	0.245	0.233	0.260	0.359	0.326	0.390	0.315	-0.681	0.421	-0.113	-0.595	-0.632	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



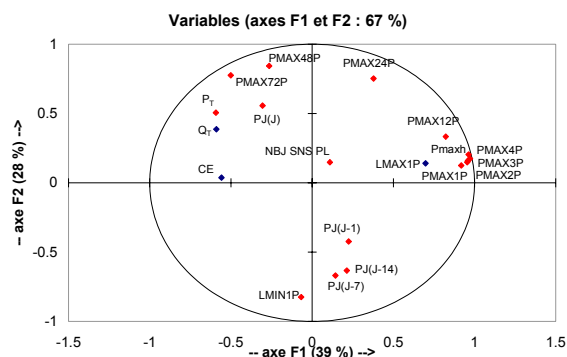
(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant du Brusquet

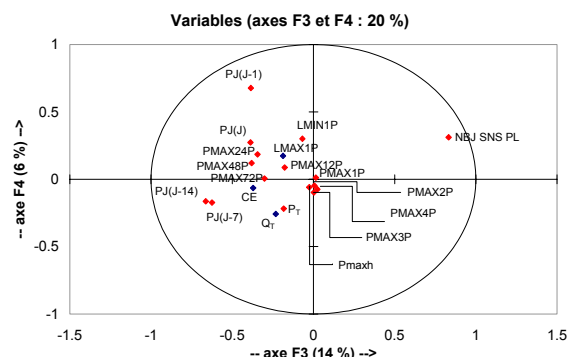
➤ Bassin versant de l'Erlenbach

Matrice de corrélation

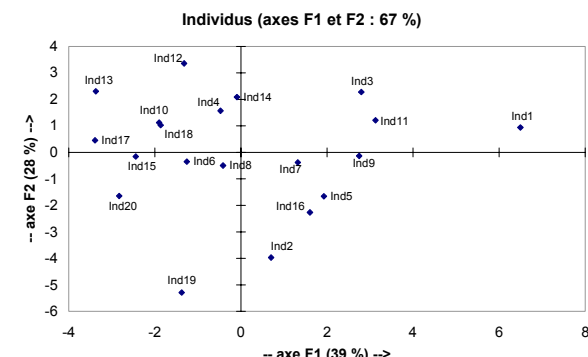
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	-0.024	-0.241	-0.211	0.671	0.777	0.717	0.713	0.697	0.602	0.393	0.008	-0.142	-0.065	0.029	0.318	0.165	0.089	0.015
CE	-0.024	1	0.668	0.787	-0.560	-0.379	-0.463	-0.465	-0.515	-0.497	-0.084	0.312	0.449	0.096	0.182	0.083	0.117	-0.004	-0.466
P _T	-0.241	0.668	1	0.976	-0.451	-0.397	-0.423	-0.413	-0.452	-0.383	0.132	0.588	0.781	-0.405	0.375	-0.274	-0.270	-0.305	-0.170
Q _T	-0.211	0.787	0.976	1	-0.475	-0.394	-0.428	-0.420	-0.463	-0.428	0.057	0.502	0.698	-0.289	0.292	-0.219	-0.168	-0.224	-0.279
Pmaxh	0.671	-0.560	-0.451	-0.475	1	0.872	0.933	0.954	0.975	0.898	0.532	-0.099	-0.327	-0.235	-0.170	0.080	0.035	0.100	0.100
PMAX1P	0.777	-0.379	-0.397	-0.394	0.872	1	0.974	0.951	0.939	0.669	0.330	-0.119	-0.311	-0.114	-0.176	0.196	0.027	0.087	0.127
PMAX2P	0.717	-0.463	-0.423	-0.428	0.933	0.974	1	0.991	0.982	0.735	0.384	-0.110	-0.327	-0.156	-0.185	0.135	0.042	0.104	0.120
PMAX3P	0.713	-0.465	-0.413	-0.420	0.954	0.951	0.991	1	0.992	0.755	0.406	-0.122	-0.332	-0.188	-0.183	0.091	0.066	0.098	0.111
PMAX4P	0.697	-0.515	-0.452	-0.463	0.975	0.939	0.982	0.992	1	0.805	0.444	-0.130	-0.354	-0.202	-0.185	0.081	0.022	0.073	0.118
PMAX12P	0.602	-0.497	-0.383	-0.428	0.898	0.669	0.735	0.755	0.805	1	0.759	0.112	-0.154	-0.327	-0.049	0.132	-0.030	0.091	0.007
PMAX24P	0.393	-0.084	0.132	0.057	0.532	0.330	0.384	0.406	0.444	0.759	1	0.665	0.442	-0.612	0.379	0.016	-0.276	-0.192	-0.094
PMAX48P	0.008	0.312	0.588	0.502	-0.099	-0.119	-0.110	-0.122	-0.130	0.112	0.665	1	0.934	-0.594	0.703	-0.199	-0.389	-0.341	-0.177
PMAX72P	-0.142	0.449	0.781	0.698	-0.327	-0.311	-0.327	-0.332	-0.354	-0.154	0.442	0.934	1	-0.568	0.680	-0.292	-0.396	-0.389	-0.165
LMIN1P	-0.065	0.096	-0.405	-0.289	-0.235	-0.114	-0.156	-0.188	-0.202	-0.327	-0.612	-0.594	-0.568	1	-0.229	0.466	0.498	0.425	-0.168
PJ(J)	0.029	0.182	0.375	0.292	-0.170	-0.176	-0.185	-0.183	-0.185	-0.049	0.379	0.703	0.680	-0.229	1	-0.138	-0.146	-0.234	-0.158
PJ(J-1)	0.318	0.083	-0.274	-0.219	0.080	0.196	0.135	0.091	0.081	0.132	0.016	-0.199	-0.292	0.466	-0.138	1	0.416	0.475	-0.140
PJ(J-7)	0.165	0.117	-0.270	-0.168	0.035	0.027	0.042	0.066	0.022	-0.030	-0.276	-0.389	-0.396	0.498	-0.146	0.416	1	0.915	-0.542
PJ(J-14)	0.089	-0.004	-0.305	-0.224	0.100	0.087	0.104	0.098	0.073	0.091	-0.192	-0.341	-0.389	0.425	-0.234	0.475	0.915	1	-0.587
NBJ SNS PL	0.015	-0.466	-0.170	-0.279	0.100	0.127	0.120	0.111	0.118	0.007	-0.094	-0.177	-0.165	-0.168	-0.158	-0.140	-0.542	-0.587	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant de l'Erlenbach

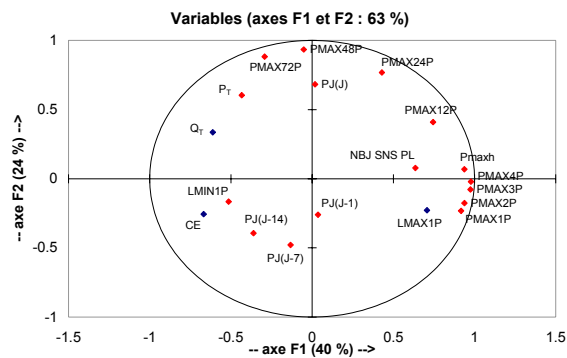
	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5	Axe 6
P_T	5.61	5.79	1.49	5.26	3.60	33.03
Pmaxh	14.81	0.94	0.03	0.39	0.22	0.48
PMAX1P	13.45	0.35	0.01	0.01	12.49	4.04
PMAX2P	14.56	0.50	0.00	0.26	7.07	1.25
PMAX3P	14.68	0.58	0.00	1.06	5.00	0.50
PMAX4P	15.08	0.69	0.03	0.63	1.88	0.00
PMAX12P	10.80	2.52	1.40	0.85	17.92	3.01
PMAX24P	2.28	12.82	5.29	3.79	15.35	0.44
PMAX48P	1.11	16.08	6.46	1.61	0.20	0.01
PMAX72P	4.00	13.61	4.04	0.00	1.77	1.98
LMIN1P	0.07	15.37	0.21	10.01	9.59	2.63
PJ(J)	1.49	7.01	6.70	8.29	22.51	28.21
PJ(J-1)	0.81	4.06	6.62	50.84	0.60	23.50
PJ(J-7)	0.33	10.11	17.35	3.29	0.54	0.45
PJ(J-14)	0.73	9.06	19.58	2.99	1.21	0.16
NBJ SNS PL	0.19	0.50	30.80	10.72	0.05	0.31

**Contribution de chaque variable à la formation des 6 premiers axes principaux :
Bassin versant de l'Erlenbach**

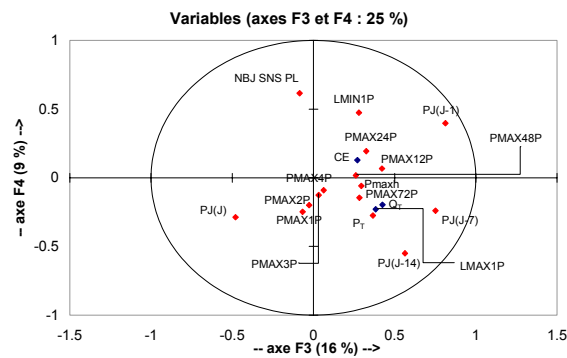
➤ Bassin versant du Lumpenenbach

Matrice de corrélation

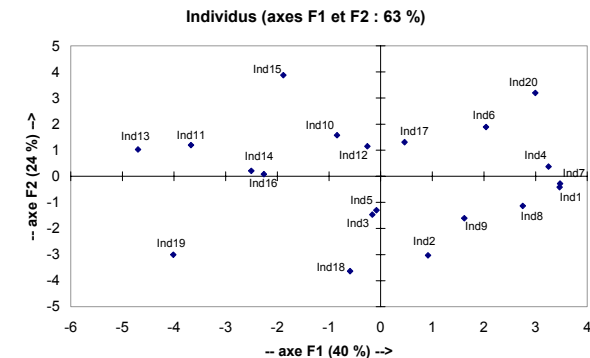
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	-0.224	-0.280	-0.289	0.809	0.749	0.744	0.748	0.749	0.609	0.197	-0.150	-0.270	-0.227	-0.213	0.310	0.360	0.135	0.160
CE	-0.224	1	0.177	0.514	-0.561	-0.610	-0.559	-0.601	-0.599	-0.501	-0.402	-0.074	0.024	0.660	-0.315	0.293	0.448	0.329	-0.493
P _T	-0.280	0.177	1	0.917	-0.265	-0.470	-0.423	-0.378	-0.336	-0.021	0.252	0.642	0.865	0.080	0.147	0.009	-0.011	0.286	-0.328
Q _T	-0.289	0.514	0.917	1	-0.434	-0.583	-0.535	-0.526	-0.497	-0.254	-0.016	0.452	0.686	0.322	-0.079	0.144	0.188	0.414	-0.445
Pmaxh	0.809	-0.561	-0.265	-0.434	1	0.832	0.853	0.913	0.930	0.880	0.551	0.081	-0.137	-0.408	-0.035	0.201	0.100	-0.165	0.528
PMAX1P	0.749	-0.610	-0.470	-0.583	0.832	1	0.975	0.957	0.928	0.514	0.134	-0.272	-0.446	-0.510	-0.037	-0.052	-0.024	-0.144	0.403
PMAX2P	0.744	-0.559	-0.423	-0.535	0.853	0.975	1	0.983	0.960	0.556	0.191	-0.212	-0.385	-0.483	-0.028	-0.013	-0.034	-0.175	0.467
PMAX3P	0.748	-0.601	-0.378	-0.526	0.913	0.957	0.983	1	0.992	0.668	0.329	-0.119	-0.309	-0.483	-0.026	0.034	-0.067	-0.238	0.526
PMAX4P	0.749	-0.599	-0.336	-0.497	0.930	0.928	0.960	0.992	1	0.720	0.383	-0.067	-0.253	-0.478	-0.026	0.063	-0.096	-0.266	0.541
PMAX12P	0.609	-0.501	-0.021	-0.254	0.880	0.514	0.556	0.668	0.720	1	0.819	0.424	0.222	-0.282	0.122	0.255	0.043	-0.231	0.459
PMAX24P	0.197	-0.402	0.252	-0.016	0.551	0.134	0.191	0.329	0.383	0.819	1	0.780	0.577	-0.145	0.365	0.120	-0.175	-0.373	0.382
PMAX48P	-0.150	-0.074	0.642	0.452	0.081	-0.272	-0.212	-0.119	-0.067	0.424	0.780	1	0.904	-0.066	0.518	-0.005	-0.214	-0.232	0.022
PMAX72P	-0.270	0.024	0.865	0.686	-0.137	-0.446	-0.385	-0.309	-0.253	0.222	0.577	0.904	1	0.004	0.463	-0.040	-0.188	-0.003	-0.212
LMIN1P	-0.227	0.660	0.080	0.322	-0.408	-0.510	-0.483	-0.483	-0.478	-0.282	-0.145	-0.066	0.004	1	-0.235	0.348	0.251	0.176	-0.173
PJ(J)	-0.213	-0.315	0.147	-0.079	-0.035	-0.037	-0.028	-0.026	-0.026	0.122	0.365	0.518	0.463	-0.235	1	-0.689	-0.528	-0.351	-0.118
PJ(J-1)	0.310	0.293	0.009	0.144	0.201	-0.052	-0.013	0.034	0.063	0.255	0.120	-0.005	-0.040	0.348	-0.689	1	0.593	0.302	0.155
PJ(J-7)	0.360	0.448	-0.011	0.188	0.100	-0.024	-0.034	-0.067	-0.096	0.043	-0.175	-0.214	-0.188	0.251	-0.528	0.593	1	0.773	-0.347
PJ(J-14)	0.135	0.329	0.286	0.414	-0.165	-0.144	-0.175	-0.238	-0.266	-0.231	-0.373	-0.232	-0.003	0.176	-0.351	0.302	0.773	1	-0.558
NBJ SNS PL	0.160	-0.493	-0.328	-0.445	0.528	0.403	0.467	0.526	0.541	0.459	0.382	0.022	-0.212	-0.173	-0.118	0.155	-0.347	-0.558	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant du Lumpenenbach

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
P_T	2.97	9.53	5.31	5.14
Pmaxh	13.86	0.12	3.45	0.24
PMAX1P	13.27	1.41	0.18	4.18
PMAX2P	13.88	0.81	0.03	2.70
PMAX3P	14.99	0.16	0.04	1.08
PMAX4P	15.07	0.01	0.16	0.56
PMAX12P	8.75	4.38	7.05	0.31
PMAX24P	2.91	15.43	4.20	2.55
PMAX48P	0.04	22.84	2.71	0.02
PMAX72P	1.35	20.41	3.17	1.44
LMIN1P	4.17	0.72	3.11	15.26
PJ(J)	0.01	12.19	9.14	5.60
PJ(J-1)	0.02	1.77	26.19	10.74
PJ(J-7)	0.28	6.00	22.39	3.89
PJ(J-14)	2.06	4.06	12.59	20.59
NBJ SNS PL	6.38	0.16	0.29	25.72

**Contribution de chaque variable à la formation des 4 premiers axes principaux :
Bassin versant du Lumpenenbach**

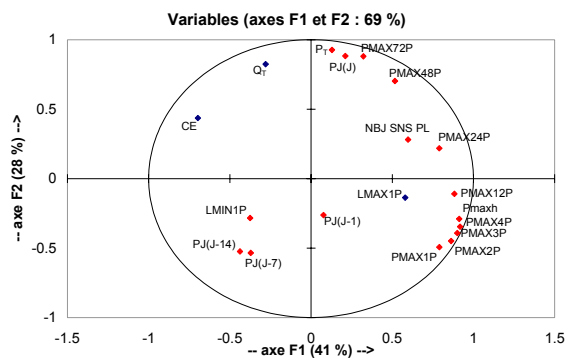
	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
P_T	0.25	18.84	1.85	0.10
Pmaxh	12.77	1.84	1.59	0.51
PMAX1P	9.58	5.33	1.57	0.37
PMAX2P	11.41	4.41	0.16	0.04
PMAX3P	12.43	3.37	0.41	0.03
PMAX4P	12.91	2.62	0.12	0.29
PMAX12P	11.95	0.26	6.84	1.18
PMAX24P	9.56	1.05	11.92	1.64
PMAX48P	4.10	10.83	7.90	0.50
PMAX72P	1.59	17.03	4.65	0.01
LMIN1P	2.17	1.77	15.19	20.55
PJ(J)	0.68	17.10	0.29	2.11
PJ(J-1)	0.09	1.51	3.42	50.65
PJ(J-7)	2.12	6.27	20.58	0.04
PJ(J-14)	2.94	6.03	16.09	4.62
NBJ SNS PL	5.47	1.73	7.42	17.36

**Contribution de chaque variable à la formation des 4 premiers axes principaux :
Bassin versant du Vogelbach**

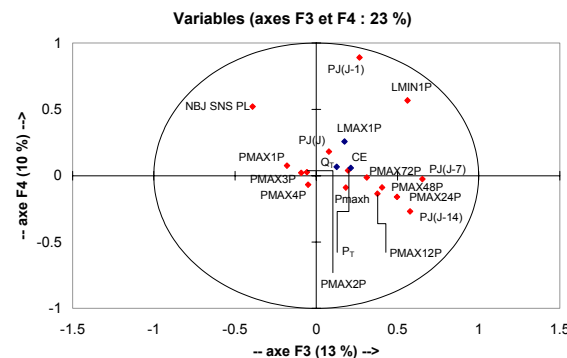
➤ Bassin versant du Vogelbach

Matrice de corrélation

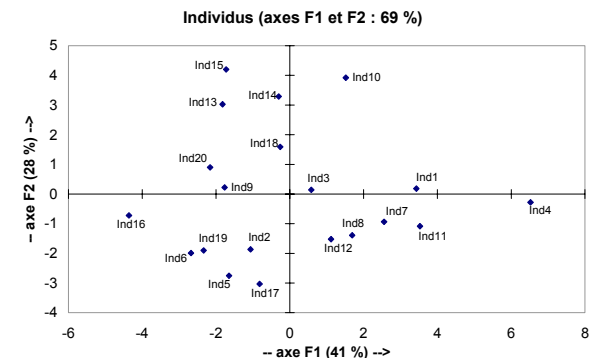
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	-0.358	-0.010	-0.201	0.565	0.473	0.539	0.500	0.507	0.645	0.510	0.233	0.085	0.000	0.012	0.349	-0.009	-0.074	0.547
CE	-0.358	1	0.386	0.753	-0.752	-0.765	-0.796	-0.824	-0.793	-0.583	-0.350	0.006	0.198	0.296	0.300	-0.061	0.214	0.096	-0.413
P _T	-0.010	0.386	1	0.864	-0.114	-0.361	-0.289	-0.243	-0.207	0.055	0.366	0.747	0.915	-0.212	0.903	-0.135	-0.365	-0.428	0.260
Q _T	-0.201	0.753	0.864	1	-0.476	-0.598	-0.589	-0.571	-0.534	-0.322	-0.016	0.410	0.650	-0.064	0.758	-0.129	-0.170	-0.275	0.001
Pmaxh	0.565	-0.752	-0.114	-0.476	1	0.785	0.878	0.924	0.954	0.934	0.738	0.326	0.087	-0.204	-0.047	0.095	-0.030	-0.135	0.368
PMAX1P	0.473	-0.765	-0.361	-0.598	0.785	1	0.971	0.924	0.875	0.627	0.404	-0.012	-0.227	-0.230	-0.220	0.220	-0.150	-0.169	0.405
PMAX2P	0.539	-0.796	-0.289	-0.589	0.878	0.971	1	0.968	0.927	0.751	0.540	0.105	-0.127	-0.208	-0.185	0.189	-0.120	-0.165	0.391
PMAX3P	0.500	-0.824	-0.243	-0.571	0.924	0.924	0.968	1	0.980	0.778	0.558	0.144	-0.080	-0.237	-0.148	0.151	-0.180	-0.272	0.441
PMAX4P	0.507	-0.793	-0.207	-0.534	0.954	0.875	0.927	0.980	1	0.839	0.622	0.209	-0.026	-0.286	-0.130	0.078	-0.188	-0.263	0.413
PMAX12P	0.645	-0.583	0.055	-0.322	0.934	0.627	0.751	0.778	0.839	1	0.895	0.533	0.294	-0.176	0.080	0.074	-0.019	-0.077	0.324
PMAX24P	0.510	-0.350	0.366	-0.016	0.738	0.404	0.540	0.558	0.622	0.895	1	0.787	0.596	-0.171	0.333	0.011	-0.126	-0.129	0.256
PMAX48P	0.233	0.006	0.747	0.410	0.326	-0.012	0.105	0.144	0.209	0.533	0.787	1	0.934	-0.202	0.686	-0.107	-0.338	-0.347	0.293
PMAX72P	0.085	0.198	0.915	0.650	0.087	-0.227	-0.127	-0.080	-0.026	0.294	0.596	0.934	1	-0.204	0.840	-0.125	-0.404	-0.413	0.299
LMIN1P	0.000	0.296	-0.212	-0.064	-0.204	-0.230	-0.208	-0.237	-0.286	-0.176	-0.171	-0.202	-0.204	1	-0.175	0.633	0.571	0.424	-0.296
PJ(J)	0.012	0.300	0.903	0.758	-0.047	-0.220	-0.185	-0.148	-0.130	0.080	0.333	0.686	0.840	-0.175	1	-0.072	-0.451	-0.534	0.431
PJ(J-1)	0.349	-0.061	-0.135	-0.129	0.095	0.220	0.189	0.151	0.078	0.074	0.011	-0.107	-0.125	0.633	-0.072	1	0.257	0.042	0.330
PJ(J-7)	-0.009	0.214	-0.365	-0.170	-0.030	-0.150	-0.120	-0.180	-0.188	-0.019	-0.126	-0.338	-0.404	0.571	-0.451	0.257	1	0.806	-0.593
PJ(J-14)	-0.074	0.096	-0.428	-0.275	-0.135	-0.169	-0.165	-0.272	-0.263	-0.077	-0.129	-0.347	-0.413	0.424	-0.534	0.042	0.806	1	-0.711
NBJ SNS PL	0.547	-0.413	0.260	0.001	0.368	0.405	0.391	0.441	0.413	0.324	0.256	0.293	0.299	-0.296	0.431	0.330	-0.593	-0.711	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



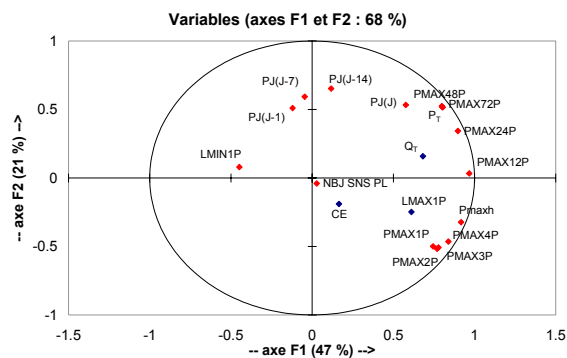
(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant du Vogelbach

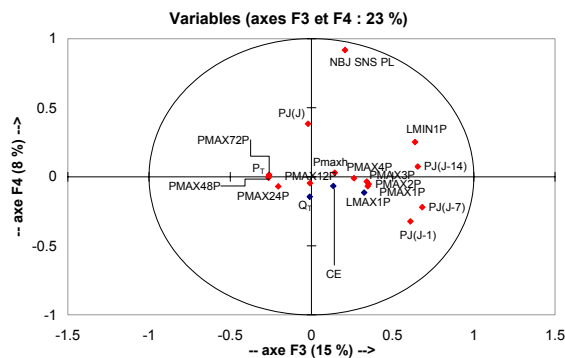
➤ Bassin versant de la Rivière Blanche à l'Alma

Matrice de corrélation

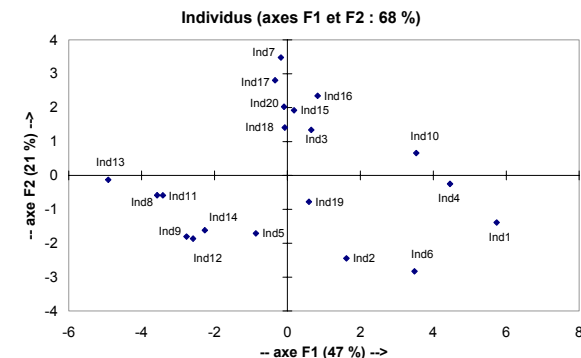
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.792	0.259	0.813	0.644	0.722	0.729	0.721	0.710	0.585	0.412	0.264	0.259	-0.101	0.240	-0.027	0.117	0.098	-0.050
CE	0.792	1	-0.008	0.733	0.198	0.304	0.283	0.266	0.257	0.154	0.066	0.000	-0.008	0.069	0.039	-0.131	0.044	-0.044	-0.099
P _T	0.259	-0.008	1	0.644	0.532	0.267	0.256	0.269	0.359	0.784	0.956	0.997	1.000	-0.441	0.706	-0.009	0.069	0.275	-0.042
Q _T	0.813	0.733	0.644	1	0.535	0.486	0.450	0.444	0.483	0.663	0.689	0.650	0.645	-0.232	0.439	-0.059	0.119	0.150	-0.178
Pmaxh	0.644	0.198	0.532	0.535	1	0.862	0.910	0.926	0.966	0.875	0.679	0.524	0.530	-0.348	0.346	-0.189	-0.146	0.005	0.102
PMAX1P	0.722	0.304	0.267	0.486	0.862	1	0.965	0.933	0.925	0.679	0.432	0.251	0.264	-0.105	0.145	-0.183	-0.060	-0.021	0.008
PMAX2P	0.729	0.283	0.256	0.450	0.910	0.965	1	0.982	0.974	0.712	0.437	0.246	0.254	-0.181	0.169	-0.143	-0.091	-0.008	0.049
PMAX3P	0.721	0.266	0.269	0.444	0.926	0.933	0.982	1	0.981	0.728	0.450	0.260	0.267	-0.218	0.163	-0.094	-0.118	-0.013	0.095
PMAX4P	0.710	0.257	0.359	0.483	0.966	0.925	0.974	0.981	1	0.796	0.533	0.352	0.357	-0.283	0.225	-0.167	-0.126	-0.025	0.097
PMAX12P	0.585	0.154	0.784	0.663	0.875	0.679	0.712	0.728	0.796	1	0.906	0.796	0.785	-0.422	0.546	-0.045	-0.011	0.060	0.005
PMAX24P	0.412	0.066	0.956	0.689	0.679	0.432	0.437	0.450	0.533	0.906	1	0.962	0.957	-0.486	0.632	-0.001	0.016	0.167	-0.075
PMAX48P	0.264	0.000	0.997	0.650	0.524	0.251	0.246	0.260	0.352	0.796	0.962	1	0.997	-0.434	0.703	0.010	0.075	0.259	-0.061
PMAX72P	0.259	-0.008	1.000	0.645	0.530	0.264	0.254	0.267	0.357	0.785	0.957	0.997	1	-0.440	0.706	-0.007	0.070	0.274	-0.044
LMIN1P	-0.101	0.069	-0.441	-0.232	-0.348	-0.105	-0.181	-0.218	-0.283	-0.422	-0.486	-0.434	-0.440	1	-0.134	0.334	0.376	0.366	0.230
PJ(J)	0.240	0.039	0.706	0.439	0.346	0.145	0.169	0.163	0.225	0.546	0.632	0.703	0.706	-0.134	1	0.014	0.231	0.392	0.239
PJ(J-1)	-0.027	-0.131	-0.009	-0.059	-0.189	-0.183	-0.143	-0.094	-0.167	-0.045	-0.001	0.010	-0.007	0.334	0.014	1	0.693	0.622	-0.085
PJ(J-7)	0.117	0.044	0.069	0.119	-0.146	-0.060	-0.091	-0.118	-0.126	-0.011	0.016	0.075	0.070	0.376	0.231	0.693	1	0.808	-0.087
PJ(J-14)	0.098	-0.044	0.275	0.150	0.005	-0.021	-0.008	-0.013	-0.025	0.060	0.167	0.259	0.274	0.366	0.392	0.622	0.808	1	0.174
NBJ SNS PL	-0.050	-0.099	-0.042	-0.178	0.102	0.008	0.049	0.095	0.097	0.005	-0.075	-0.061	-0.044	0.230	0.239	-0.085	-0.087	0.174	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant de l'Alma

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
P_T	8.57	7.94	2.82	0.02
Pmaxh	11.18	3.10	0.86	0.07
PMAX1P	7.36	7.43	4.97	0.38
PMAX2P	7.86	7.95	5.13	0.22
PMAX3P	8.04	7.67	4.81	0.10
PMAX4P	9.34	6.42	2.84	0.01
PMAX12P	12.43	0.03	0.00	0.17
PMAX24P	10.70	3.52	1.73	0.40
PMAX48P	8.47	8.21	2.91	0.00
PMAX72P	8.55	8.01	2.83	0.01
LMIN1P	2.67	0.19	16.87	5.17
PJ(J)	4.41	8.49	0.02	12.02
PJ(J-1)	0.19	7.77	15.40	8.51
PJ(J-7)	0.03	10.49	19.28	3.95
PJ(J-14)	0.18	12.73	17.76	0.45
NBJ SNS PL	0.01	0.05	1.76	68.53

**Contribution de chaque variable à la formation des 4 premiers axes principaux :
Bassin versant de l'Alma**

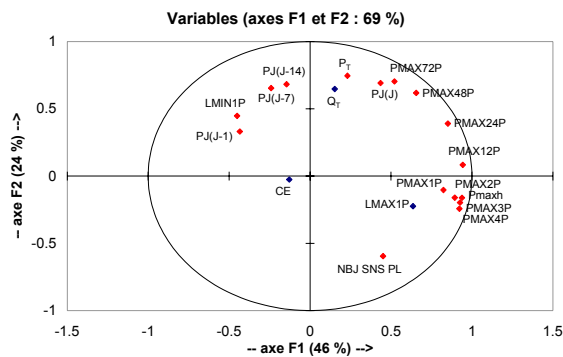
	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
P_T	0.73	14.69	5.42	1.10
Pmaxh	12.06	0.69	1.29	0.07
PMAX1P	9.29	0.28	8.08	2.21
PMAX2P	10.95	0.68	5.47	1.74
PMAX3P	11.77	1.02	4.06	0.52
PMAX4P	11.65	1.55	3.41	0.12
PMAX12P	12.19	0.19	0.03	1.77
PMAX24P	9.93	4.02	0.56	0.05
PMAX48P	5.89	10.09	2.01	3.94
PMAX72P	3.73	13.06	6.87	5.82
LMIN1P	2.78	5.28	17.68	0.08
PJ(J)	2.60	12.63	3.73	3.53
PJ(J-1)	2.58	2.90	11.24	43.38
PJ(J-7)	0.79	11.28	15.18	8.23
PJ(J-14)	0.29	12.30	14.62	13.43
NBJ SNS PL	2.78	9.34	0.35	14.00

**Contribution de chaque variable à la formation des 4 premiers axes principaux :
Bassin versant de la Lézarde**

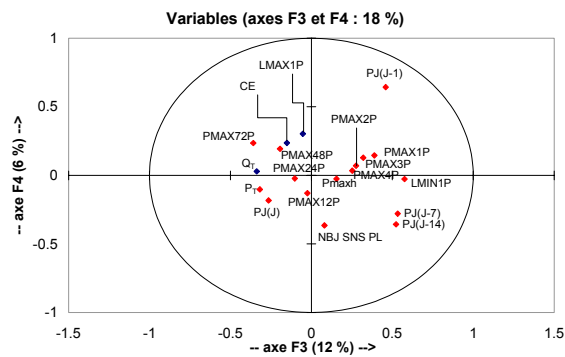
➤ Bassin versant de la Rivière Lézarde à Lézarde 2

Matrice de corrélation

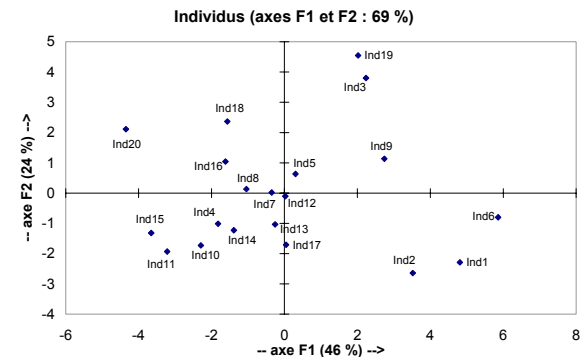
	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.298	-0.092	0.020	0.640	0.545	0.642	0.614	0.657	0.481	0.477	0.396	0.302	-0.474	0.029	-0.216	-0.315	-0.403	0.295
CE	0.298	1	0.123	0.430	-0.251	0.028	-0.012	-0.131	-0.158	-0.357	-0.245	0.036	0.092	0.070	-0.047	0.042	-0.070	-0.317	0.009
P _T	-0.092	0.123	1	0.943	-0.006	0.029	0.038	0.016	-0.041	0.221	0.448	0.632	0.744	0.089	0.607	-0.080	0.294	0.297	-0.249
Q _T	0.020	0.430	0.943	1	-0.101	0.042	0.028	-0.037	-0.097	0.060	0.302	0.575	0.686	0.088	0.486	-0.035	0.227	0.142	-0.240
Pmaxh	0.640	-0.251	-0.006	-0.101	1	0.779	0.881	0.946	0.973	0.922	0.743	0.448	0.306	-0.395	0.262	-0.422	-0.221	-0.171	0.446
PMAX1P	0.545	0.028	0.029	0.042	0.779	1	0.951	0.902	0.855	0.671	0.529	0.439	0.241	-0.222	0.212	-0.154	-0.100	-0.045	0.421
PMAX2P	0.642	-0.012	0.038	0.028	0.881	0.951	1	0.970	0.943	0.751	0.604	0.437	0.261	-0.325	0.190	-0.232	-0.148	-0.146	0.471
PMAX3P	0.614	-0.131	0.016	-0.037	0.946	0.902	0.970	1	0.987	0.834	0.656	0.417	0.263	-0.336	0.182	-0.309	-0.218	-0.171	0.509
PMAX4P	0.657	-0.158	-0.041	-0.097	0.973	0.855	0.943	0.987	1	0.850	0.665	0.382	0.229	-0.371	0.146	-0.356	-0.236	-0.199	0.519
PMAX12P	0.481	-0.357	0.221	0.060	0.922	0.671	0.751	0.834	0.850	1	0.889	0.627	0.525	-0.395	0.501	-0.454	-0.176	-0.014	0.371
PMAX24P	0.477	-0.245	0.448	0.302	0.743	0.529	0.604	0.656	0.665	0.889	1	0.862	0.756	-0.246	0.606	-0.263	-0.024	0.132	0.202
PMAX48P	0.396	0.036	0.632	0.575	0.448	0.439	0.437	0.417	0.382	0.627	0.862	1	0.880	-0.112	0.677	-0.040	0.072	0.169	-0.069
PMAX72P	0.302	0.092	0.744	0.686	0.306	0.241	0.261	0.263	0.229	0.525	0.756	0.880	1	-0.125	0.736	0.009	0.064	0.150	-0.247
LMIN1P	-0.474	0.070	0.089	0.088	-0.395	-0.222	-0.325	-0.336	-0.371	-0.395	-0.246	-0.112	-0.125	1	-0.027	0.555	0.594	0.606	-0.345
PJ(J)	0.029	-0.047	0.607	0.486	0.262	0.212	0.190	0.182	0.146	0.501	0.606	0.677	0.736	-0.027	1	-0.203	0.240	0.308	-0.236
PJ(J-1)	-0.216	0.042	-0.080	-0.035	-0.422	-0.154	-0.232	-0.309	-0.356	-0.454	-0.263	-0.040	0.009	0.555	-0.203	1	0.357	0.351	-0.495
PJ(J-7)	-0.315	-0.070	0.294	0.227	-0.221	-0.100	-0.148	-0.218	-0.236	-0.176	-0.024	0.072	0.064	0.594	0.240	0.357	1	0.811	-0.447
PJ(J-14)	-0.403	-0.317	0.297	0.142	-0.171	-0.045	-0.146	-0.171	-0.199	-0.014	0.132	0.169	0.150	0.606	0.308	0.351	0.811	1	-0.259
NBJ SNS PL	0.295	0.009	-0.249	-0.240	0.446	0.421	0.471	0.509	0.519	0.371	0.202	-0.069	-0.247	-0.345	-0.236	-0.495	-0.447	-0.259	1



(a) Plan principal 1-2



(b) Plan principal 3-4



(c) Crues dans le plan principal 1-2

Synthèse des résultats pour le bassin versant de la Lézarde

➤ Bassin versant de la Latte : matrice de corrélation

	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.007	0.431	0.109	0.789	0.793	0.752	0.727	0.731	0.823	0.841	0.842	0.817	-0.075	0.043	0.728	0.195	0.251	-0.122
CE	0.007	1	0.664	0.941	-0.487	-0.509	-0.528	-0.536	-0.525	-0.455	-0.386	-0.236	-0.074	-0.132	-0.392	-0.071	-0.045	-0.029	-0.066
P _T	0.431	0.664	1	0.820	-0.046	-0.033	-0.065	-0.107	-0.117	-0.021	0.035	0.218	0.447	-0.378	-0.146	0.008	-0.309	-0.063	0.063
Q _T	0.109	0.941	0.820	1	-0.394	-0.399	-0.413	-0.435	-0.433	-0.378	-0.325	-0.158	0.038	-0.314	-0.427	-0.153	-0.247	-0.093	-0.004
Pmaxh	0.789	-0.487	-0.046	-0.394	1	0.988	0.985	0.987	0.992	0.988	0.959	0.864	0.728	-0.088	0.271	0.687	0.176	0.128	0.144
PMAX1P	0.793	-0.509	-0.033	-0.399	0.988	1	0.992	0.986	0.982	0.965	0.924	0.813	0.686	-0.140	0.223	0.656	0.118	0.102	0.121
PMAX2P	0.752	-0.528	-0.065	-0.413	0.985	0.992	1	0.997	0.992	0.956	0.909	0.798	0.671	-0.139	0.220	0.632	0.089	0.081	0.160
PMAX3P	0.727	-0.536	-0.107	-0.435	0.987	0.986	0.997	1	0.998	0.960	0.914	0.800	0.659	-0.117	0.240	0.639	0.120	0.083	0.179
PMAX4P	0.731	-0.525	-0.117	-0.433	0.992	0.982	0.992	0.998	1	0.968	0.926	0.813	0.665	-0.104	0.245	0.661	0.145	0.089	0.182
PMAX12P	0.823	-0.455	-0.021	-0.378	0.988	0.965	0.956	0.960	0.968	1	0.989	0.919	0.791	-0.013	0.339	0.717	0.232	0.163	0.102
PMAX24P	0.841	-0.386	0.035	-0.325	0.959	0.924	0.909	0.914	0.926	0.989	1	0.959	0.844	0.044	0.395	0.715	0.297	0.215	0.058
PMAX48P	0.842	-0.236	0.218	-0.158	0.864	0.813	0.798	0.800	0.813	0.919	0.959	1	0.952	0.073	0.469	0.635	0.258	0.225	0.075
PMAX72P	0.817	-0.074	0.447	0.038	0.728	0.686	0.671	0.659	0.665	0.791	0.844	0.952	1	-0.015	0.495	0.504	0.087	0.143	0.137
LMIN1P	-0.075	-0.132	-0.378	-0.314	-0.088	-0.140	-0.139	-0.117	-0.104	-0.013	0.044	0.073	-0.015	1	0.095	0.152	0.796	0.710	-0.492
PJ(J)	0.043	-0.392	-0.146	-0.427	0.271	0.223	0.220	0.240	0.245	0.339	0.395	0.469	0.495	0.095	1	-0.019	-0.016	-0.184	0.355
PJ(J-1)	0.728	-0.071	0.008	-0.153	0.687	0.656	0.632	0.639	0.661	0.717	0.715	0.635	0.504	0.152	-0.019	1	0.450	0.268	-0.071
PJ(J-7)	0.195	-0.045	-0.309	-0.247	0.176	0.118	0.089	0.120	0.145	0.232	0.297	0.258	0.087	0.796	-0.016	0.450	1	0.837	-0.625
PJ(J-14)	0.251	-0.029	-0.063	-0.093	0.128	0.102	0.081	0.083	0.089	0.163	0.215	0.225	0.143	0.710	-0.184	0.268	0.837	1	-0.788
NBJ SNS PL	-0.122	-0.066	0.063	-0.004	0.144	0.121	0.160	0.179	0.182	0.102	0.058	0.075	0.137	-0.492	0.355	-0.071	-0.625	-0.788	1

➤ Bassin de la Sapine : matrice de corrélation

	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.364	0.560	0.402	0.414	0.343	0.364	0.351	0.364	0.463	0.536	0.665	0.740	-0.067	0.244	-0.302	0.039	0.005	-0.194
CE	0.364	1	0.700	0.951	-0.567	-0.584	-0.610	-0.610	-0.603	-0.521	-0.467	-0.316	-0.177	0.390	-0.532	-0.122	0.100	0.004	-0.090
P _T	0.560	0.700	1	0.824	-0.118	-0.148	-0.166	-0.185	-0.166	-0.070	-0.032	0.111	0.246	0.026	-0.227	-0.275	-0.109	-0.163	-0.293
Q _T	0.402	0.951	0.824	1	-0.489	-0.512	-0.533	-0.533	-0.523	-0.452	-0.409	-0.261	-0.129	0.239	-0.533	-0.178	-0.035	-0.128	-0.067
Pmaxh	0.414	-0.567	-0.118	-0.489	1	0.979	0.990	0.993	0.995	0.989	0.971	0.901	0.820	-0.311	0.746	-0.085	-0.118	-0.044	-0.098
PMAX1P	0.343	-0.584	-0.148	-0.512	0.979	1	0.991	0.984	0.988	0.954	0.929	0.858	0.780	-0.325	0.740	-0.068	-0.187	-0.120	-0.069
PMAX2P	0.364	-0.610	-0.166	-0.533	0.990	0.991	1	0.997	0.995	0.966	0.945	0.865	0.779	-0.340	0.756	-0.052	-0.155	-0.091	-0.079
PMAX3P	0.351	-0.610	-0.185	-0.533	0.993	0.984	0.997	1	0.996	0.968	0.944	0.858	0.769	-0.337	0.747	-0.044	-0.155	-0.089	-0.056
PMAX4P	0.364	-0.603	-0.166	-0.523	0.995	0.988	0.995	0.996	1	0.976	0.950	0.877	0.794	-0.332	0.742	-0.055	-0.140	-0.076	-0.058
PMAX12P	0.463	-0.521	-0.070	-0.452	0.989	0.954	0.966	0.968	0.976	1	0.990	0.943	0.868	-0.296	0.745	-0.157	-0.065	0.015	-0.137
PMAX24P	0.536	-0.467	-0.032	-0.409	0.971	0.929	0.945	0.944	0.950	0.990	1	0.969	0.893	-0.260	0.728	-0.214	-0.017	0.065	-0.188
PMAX48P	0.665	-0.316	0.111	-0.261	0.901	0.858	0.865	0.858	0.877	0.943	0.969	1	0.964	-0.263	0.668	-0.330	0.003	0.063	-0.205
PMAX72P	0.740	-0.177	0.246	-0.129	0.820	0.780	0.779	0.769	0.794	0.868	0.893	0.964	1	-0.278	0.662	-0.367	-0.069	-0.032	-0.184
LMIN1P	-0.067	0.390	0.026	0.239	-0.311	-0.325	-0.340	-0.337	-0.332	-0.296	-0.260	-0.263	-0.278	1	-0.386	0.423	0.646	0.616	-0.218
PJ(J)	0.244	-0.532	-0.227	-0.533	0.746	0.740	0.756	0.747	0.742	0.745	0.728	0.668	0.662	-0.386	1	-0.065	-0.185	-0.127	-0.090
PJ(J-1)	-0.302	-0.122	-0.275	-0.178	-0.085	-0.068	-0.052	-0.044	-0.055	-0.157	-0.214	-0.330	-0.367	0.423	-0.065	1	0.368	0.288	-0.068
PJ(J-7)	0.039	0.100	-0.109	-0.035	-0.118	-0.187	-0.155	-0.155	-0.140	-0.065	-0.017	0.003	-0.069	0.646	-0.185	0.368	1	0.967	-0.495
PJ(J-14)	0.005	0.004	-0.163	-0.128	-0.044	-0.120	-0.091	-0.089	-0.076	0.015	0.065	0.063	-0.032	0.616	-0.127	0.288	0.967	1	-0.566
NBJ SNS PL	-0.194	-0.090	-0.293	-0.067	-0.098	-0.069	-0.079	-0.056	-0.058	-0.137	-0.188	-0.205	-0.184	-0.218	-0.090	-0.068	-0.495	-0.566	1

➤ Bassin versant du Rietholzbach : matrice de corrélation

	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	-0.144	0.345	0.173	0.806	0.656	0.705	0.758	0.797	0.845	0.823	0.721	0.663	-0.338	0.385	-0.100	-0.363	-0.465	0.705
CE	-0.144	1	0.594	0.816	-0.591	-0.620	-0.583	-0.573	-0.559	-0.570	-0.485	-0.356	-0.047	0.113	-0.222	0.011	-0.145	0.156	0.020
P _T	0.345	0.594	1	0.933	-0.067	-0.125	-0.112	-0.094	-0.069	-0.004	0.120	0.330	0.650	-0.310	0.067	-0.266	-0.389	-0.358	0.524
Q _T	0.173	0.816	0.933	1	-0.292	-0.356	-0.324	-0.308	-0.283	-0.238	-0.155	0.022	0.367	-0.155	-0.125	-0.117	-0.279	-0.160	0.363
Pmaxh	0.806	-0.591	-0.067	-0.292	1	0.928	0.953	0.979	0.991	0.977	0.913	0.717	0.495	-0.331	0.421	-0.151	-0.242	-0.420	0.480
PMAX1P	0.656	-0.620	-0.125	-0.356	0.928	1	0.984	0.967	0.945	0.864	0.848	0.718	0.472	-0.294	0.482	-0.131	-0.141	-0.332	0.399
PMAX2P	0.705	-0.583	-0.112	-0.324	0.953	0.984	1	0.992	0.977	0.880	0.859	0.682	0.449	-0.282	0.441	-0.120	-0.140	-0.343	0.400
PMAX3P	0.758	-0.573	-0.094	-0.308	0.979	0.967	0.992	1	0.996	0.921	0.891	0.697	0.469	-0.301	0.449	-0.136	-0.182	-0.377	0.432
PMAX4P	0.797	-0.559	-0.069	-0.283	0.991	0.945	0.977	0.996	1	0.947	0.905	0.701	0.481	-0.312	0.433	-0.150	-0.208	-0.396	0.456
PMAX12P	0.845	-0.570	-0.004	-0.238	0.977	0.864	0.880	0.921	0.947	1	0.927	0.753	0.552	-0.340	0.413	-0.138	-0.289	-0.437	0.526
PMAX24P	0.823	-0.485	0.120	-0.155	0.913	0.848	0.859	0.891	0.905	0.927	1	0.901	0.735	-0.301	0.565	-0.176	-0.278	-0.424	0.559
PMAX48P	0.721	-0.356	0.330	0.022	0.717	0.718	0.682	0.697	0.701	0.753	0.901	1	0.912	-0.343	0.657	-0.212	-0.370	-0.462	0.690
PMAX72P	0.663	-0.047	0.650	0.367	0.495	0.472	0.449	0.469	0.481	0.552	0.735	0.912	1	-0.362	0.579	-0.327	-0.436	-0.478	0.699
LMIN1P	-0.338	0.113	-0.310	-0.155	-0.331	-0.294	-0.282	-0.301	-0.312	-0.340	-0.301	-0.343	-0.362	1	-0.112	0.450	0.721	0.899	-0.578
PJ(J)	0.385	-0.222	0.067	-0.125	0.421	0.482	0.441	0.449	0.433	0.413	0.565	0.657	0.579	-0.112	1	-0.121	-0.277	-0.245	0.398
PJ(J-1)	-0.100	0.011	-0.266	-0.117	-0.151	-0.131	-0.120	-0.136	-0.150	-0.138	-0.176	-0.212	-0.327	0.450	-0.121	1	0.369	0.378	-0.088
PJ(J-7)	-0.363	-0.145	-0.389	-0.279	-0.242	-0.141	-0.140	-0.182	-0.208	-0.289	-0.278	-0.370	-0.436	0.721	-0.277	0.369	1	0.801	-0.598
PJ(J-14)	-0.465	0.156	-0.358	-0.160	-0.420	-0.332	-0.343	-0.377	-0.396	-0.437	-0.424	-0.462	-0.478	0.899	-0.245	0.378	0.801	1	-0.643
NBJ SNS PL	0.705	0.020	0.524	0.363	0.480	0.399	0.400	0.432	0.456	0.526	0.559	0.690	0.699	-0.578	0.398	-0.088	-0.598	-0.643	1

➤ Bassin versant de Marie-Agnès : matrice de corrélation

	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.093	0.197	0.238	0.590	0.679	0.741	0.705	0.632	0.523	0.365	0.291	0.275	-0.096	0.212	-0.075	-0.412	-0.236	0.012
CE	0.093	1	0.521	0.698	-0.310	-0.177	-0.177	-0.242	-0.331	-0.254	-0.104	0.117	0.206	0.280	0.196	-0.115	0.004	0.065	-0.222
P _T	0.197	0.521	1	0.962	0.166	-0.182	-0.031	0.013	0.023	0.366	0.502	0.601	0.665	0.092	0.368	0.032	-0.068	0.118	0.018
Q _T	0.238	0.698	0.962	1	0.143	-0.125	0.006	0.036	0.018	0.290	0.385	0.515	0.594	0.121	0.355	0.013	-0.067	0.105	-0.060
Pmaxh	0.590	-0.310	0.166	0.143	1	0.695	0.830	0.921	0.960	0.831	0.428	0.187	0.158	-0.260	-0.020	0.262	-0.104	-0.133	-0.001
PMAX1P	0.679	-0.177	-0.182	-0.125	0.695	1	0.947	0.874	0.820	0.447	0.019	-0.170	-0.194	-0.004	-0.185	0.230	-0.046	-0.109	-0.234
PMAX2P	0.741	-0.177	-0.031	0.006	0.830	0.947	1	0.967	0.925	0.561	0.155	-0.035	-0.049	-0.042	-0.048	0.188	-0.096	-0.092	-0.169
PMAX3P	0.705	-0.242	0.013	0.036	0.921	0.874	0.967	1	0.984	0.639	0.203	-0.006	-0.024	-0.129	-0.059	0.229	-0.096	-0.116	-0.104
PMAX4P	0.632	-0.331	0.023	0.018	0.960	0.820	0.925	0.984	1	0.697	0.255	0.036	0.013	-0.187	-0.081	0.242	-0.071	-0.125	-0.068
PMAX12P	0.523	-0.254	0.366	0.290	0.831	0.447	0.561	0.639	0.697	1	0.817	0.574	0.510	-0.238	0.242	0.238	-0.152	-0.122	0.168
PMAX24P	0.365	-0.104	0.502	0.385	0.428	0.019	0.155	0.203	0.255	0.817	1	0.873	0.803	-0.241	0.513	0.080	-0.272	-0.128	0.276
PMAX48P	0.291	0.117	0.601	0.515	0.187	-0.170	-0.035	-0.006	0.036	0.574	0.873	1	0.982	-0.112	0.635	0.036	-0.194	0.027	0.161
PMAX72P	0.275	0.206	0.665	0.594	0.158	-0.194	-0.049	-0.024	0.013	0.510	0.803	0.982	1	-0.038	0.633	0.031	-0.128	0.131	0.061
LMIN1P	-0.096	0.280	0.092	0.121	-0.260	-0.004	-0.042	-0.129	-0.187	-0.238	-0.241	-0.112	-0.038	1	0.376	0.172	0.717	0.769	-0.395
PJ(J)	0.212	0.196	0.368	0.355	-0.020	-0.185	-0.048	-0.059	-0.081	0.242	0.513	0.635	0.633	0.376	1	-0.229	0.090	0.334	-0.025
PJ(J-1)	-0.075	-0.115	0.032	0.013	0.262	0.230	0.188	0.229	0.242	0.238	0.080	0.036	0.031	0.172	-0.229	1	0.516	0.411	-0.202
PJ(J-7)	-0.412	0.004	-0.068	-0.067	-0.104	-0.046	-0.096	-0.096	-0.071	-0.152	-0.272	-0.194	-0.128	0.717	0.090	0.516	1	0.831	-0.563
PJ(J-14)	-0.236	0.065	0.118	0.105	-0.133	-0.109	-0.092	-0.116	-0.125	-0.122	-0.128	0.027	0.131	0.769	0.334	0.411	0.831	1	-0.477
NBJ SNS PL	0.012	-0.222	0.018	-0.060	-0.001	-0.234	-0.169	-0.104	-0.068	0.168	0.276	0.161	0.061	-0.395	-0.025	-0.202	-0.563	-0.477	1

➤ Bassin versant du Rimbaud : matrice de corrélation

	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	-0.419	-0.114	-0.292	0.924	0.683	0.785	0.849	0.872	0.930	0.923	0.812	0.672	-0.448	0.590	-0.246	-0.164	-0.212	0.424
CE	-0.419	1	0.512	0.774	-0.546	-0.662	-0.647	-0.620	-0.602	-0.427	-0.345	-0.336	-0.158	0.483	0.007	-0.169	0.481	0.532	-0.310
P _T	-0.114	0.512	1	0.922	-0.279	-0.483	-0.445	-0.375	-0.350	-0.183	-0.044	0.005	0.202	0.112	0.013	-0.073	-0.030	0.149	0.234
Q _T	-0.292	0.774	0.922	1	-0.443	-0.574	-0.562	-0.512	-0.497	-0.344	-0.224	-0.202	0.000	0.275	-0.051	-0.030	0.224	0.364	-0.014
Pmaxh	0.924	-0.546	-0.279	-0.443	1	0.872	0.939	0.973	0.985	0.963	0.876	0.730	0.549	-0.482	0.538	-0.239	-0.110	-0.243	0.343
PMAX1P	0.683	-0.662	-0.483	-0.574	0.872	1	0.985	0.955	0.935	0.749	0.570	0.383	0.174	-0.441	0.209	0.013	-0.069	-0.225	0.100
PMAX2P	0.785	-0.647	-0.445	-0.562	0.939	0.985	1	0.990	0.981	0.836	0.683	0.503	0.295	-0.446	0.334	-0.077	-0.088	-0.239	0.169
PMAX3P	0.849	-0.620	-0.375	-0.512	0.973	0.955	0.990	1	0.997	0.886	0.763	0.589	0.387	-0.469	0.426	-0.159	-0.103	-0.254	0.259
PMAX4P	0.872	-0.602	-0.350	-0.497	0.985	0.935	0.981	0.997	1	0.910	0.795	0.632	0.435	-0.479	0.462	-0.199	-0.116	-0.259	0.284
PMAX12P	0.930	-0.427	-0.183	-0.344	0.963	0.749	0.836	0.886	0.910	1	0.953	0.821	0.654	-0.515	0.590	-0.270	-0.074	-0.202	0.398
PMAX24P	0.923	-0.345	-0.044	-0.224	0.876	0.570	0.683	0.763	0.795	0.953	1	0.923	0.793	-0.486	0.713	-0.319	-0.080	-0.186	0.515
PMAX48P	0.812	-0.336	0.005	-0.202	0.730	0.383	0.503	0.589	0.632	0.821	0.923	1	0.936	-0.488	0.779	-0.291	-0.187	-0.260	0.560
PMAX72P	0.672	-0.158	0.202	0.000	0.549	0.174	0.295	0.387	0.435	0.654	0.793	0.936	1	-0.359	0.768	-0.331	-0.213	-0.294	0.592
LMIN1P	-0.448	0.483	0.112	0.275	-0.482	-0.441	-0.446	-0.469	-0.479	-0.515	-0.486	-0.488	-0.359	1	-0.125	0.101	0.472	0.590	-0.391
PJ(J)	0.590	0.007	0.013	-0.051	0.538	0.209	0.334	0.426	0.462	0.590	0.713	0.779	0.768	-0.125	1	-0.548	0.115	-0.018	0.308
PJ(J-1)	-0.246	-0.169	-0.073	-0.030	-0.239	0.013	-0.077	-0.159	-0.199	-0.270	-0.319	-0.291	-0.331	0.101	-0.548	1	0.144	0.206	-0.417
PJ(J-7)	-0.164	0.481	-0.030	0.224	-0.110	-0.069	-0.088	-0.103	-0.116	-0.074	-0.080	-0.187	-0.213	0.472	0.115	0.144	1	0.675	-0.354
PJ(J-14)	-0.212	0.532	0.149	0.364	-0.243	-0.225	-0.239	-0.254	-0.259	-0.202	-0.186	-0.260	-0.294	0.590	-0.018	0.206	0.675	1	-0.554
NBJ SNS PL	0.424	-0.310	0.234	-0.014	0.343	0.100	0.169	0.259	0.284	0.398	0.515	0.560	0.592	-0.391	0.308	-0.417	-0.354	-0.554	1

➤ Bassin versant du Vaubarnier : matrice de corrélation

	LMAX1P	CE	P _T	Q _T	Pmaxh	PMAX1P	PMAX2P	PMAX3P	PMAX4P	PMAX12P	PMAX24P	PMAX48P	PMAX72P	LMIN1P	PJ(J)	PJ(J-1)	PJ(J-7)	PJ(J-14)	NBJ SNS PL
LMAX1P	1	0.490	0.673	0.762	0.335	0.053	0.311	0.380	0.449	0.263	0.390	0.280	0.290	0.020	-0.098	-0.300	0.104	-0.087	0.230
CE	0.490	1	0.196	0.731	-0.123	-0.159	-0.101	-0.076	-0.042	-0.195	-0.140	-0.296	-0.352	0.646	-0.214	-0.515	0.028	0.158	-0.102
P _T	0.673	0.196	1	0.795	0.032	-0.022	0.172	0.139	0.178	-0.101	0.021	0.003	0.137	-0.189	-0.284	0.093	0.062	0.031	0.318
Q _T	0.762	0.731	0.795	1	0.030	-0.047	0.124	0.129	0.176	-0.140	-0.072	-0.203	-0.152	0.226	-0.342	-0.289	0.001	0.111	0.129
Pmaxh	0.335	-0.123	0.032	0.030	1	0.789	0.900	0.962	0.962	0.891	0.608	0.404	0.323	-0.134	-0.041	0.091	0.144	-0.035	-0.102
PMAX1P	0.053	-0.159	-0.022	-0.047	0.789	1	0.934	0.865	0.807	0.760	0.530	0.227	0.150	0.004	-0.134	0.134	0.150	0.206	-0.278
PMAX2P	0.311	-0.101	0.172	0.124	0.900	0.934	1	0.968	0.937	0.825	0.605	0.338	0.284	-0.098	-0.154	0.092	0.142	0.094	-0.112
PMAX3P	0.380	-0.076	0.139	0.129	0.962	0.865	0.968	1	0.990	0.858	0.598	0.358	0.296	-0.145	-0.125	0.050	0.072	-0.047	-0.078
PMAX4P	0.449	-0.042	0.178	0.176	0.962	0.807	0.937	0.990	1	0.845	0.593	0.355	0.300	-0.178	-0.158	0.037	0.033	-0.115	-0.008
PMAX12P	0.263	-0.195	-0.101	-0.140	0.891	0.760	0.825	0.858	0.845	1	0.847	0.600	0.477	-0.156	0.115	0.103	0.114	-0.058	-0.065
PMAX24P	0.390	-0.140	0.021	-0.072	0.608	0.530	0.605	0.598	0.593	0.847	1	0.833	0.714	-0.172	0.355	-0.061	0.209	0.036	0.044
PMAX48P	0.280	-0.296	0.003	-0.203	0.404	0.227	0.338	0.358	0.355	0.600	0.833	1	0.950	-0.243	0.654	-0.084	0.265	0.020	0.149
PMAX72P	0.290	-0.352	0.137	-0.152	0.323	0.150	0.284	0.296	0.300	0.477	0.714	0.950	1	-0.269	0.639	-0.019	0.257	-0.003	0.241
LMIN1P	0.020	0.646	-0.189	0.226	-0.134	0.004	-0.098	-0.145	-0.178	-0.156	-0.172	-0.243	-0.269	1	0.061	-0.183	0.445	0.645	-0.628
PJ(J)	-0.098	-0.214	-0.284	-0.342	-0.041	-0.134	-0.154	-0.125	-0.158	0.115	0.355	0.654	0.639	0.061	1	-0.316	0.281	0.232	-0.185
PJ(J-1)	-0.300	-0.515	0.093	-0.289	0.091	0.134	0.092	0.050	0.037	0.103	-0.061	-0.084	-0.019	-0.183	-0.316	1	0.288	0.013	0.035
PJ(J-7)	0.104	0.028	0.062	0.001	0.144	0.150	0.142	0.072	0.033	0.114	0.209	0.265	0.257	0.445	0.281	0.288	1	0.630	-0.400
PJ(J-14)	-0.087	0.158	0.031	0.111	-0.035	0.206	0.094	-0.047	-0.115	-0.058	0.036	0.020	-0.003	0.645	0.232	0.013	0.630	1	-0.707
NBJ SNS PL	0.230	-0.102	0.318	0.129	-0.102	-0.278	-0.112	-0.078	-0.008	-0.065	0.044	0.149	0.241	-0.628	-0.185	0.035	-0.400	-0.707	1

Annexe VI :

Comparaison du modèle
issu de l'analyse directe
avec d'autres modèles
pluie-débit

1 Modèle pluie-débit PQb

Le modèle pluie-débit PQb est utilisé en prévision des crues par la DIREN Midi-Pyrénées. Il repose sur une équation liant le débit à l'instant $t+\Delta t'$ au débit à l'instant t et à la pluie précipitée sur une durée caractéristique du bassin.

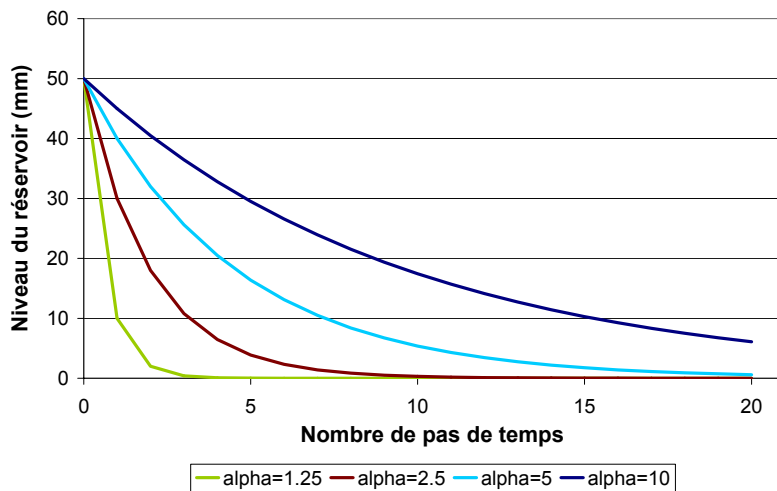
Le modèle PQb est très simple. Sa formulation est la suivante :

$$Q(t + \Delta t') = \frac{\alpha - 1}{\alpha} \times Q(t) + \frac{b}{\alpha} \times \frac{S}{3,6 \cdot \Delta t} \times \sum_{t-\Delta t}^t P(t)$$

avec : b , un paramètre qui correspond au coefficient d'écoulement de la crue, $0 \leq b \leq 1$;
 α , le paramètre de décrue du bassin, $1 \leq \alpha$;
 Δt , le délai de prise en compte de la pluie (h) ;
 $\Delta t'$, le délai de prévision (h).

En modélisation pluie-débit, $\Delta t'$ vaut 1. On s'intéresse seulement à la reconstitution des débits et non à la prévision. Le modèle ne comporte plus que 3 paramètres. Pour chaque crue, les décalages temporels testés sont $\Delta t = 1, 2, 3, 4, 5$ et 6 pas de temps, à condition que l'instant où est observé le pic de crue soit supérieur à Δt (sinon on ne reconstitue que de la décrue). On ne retient finalement que le jeu de paramètres donnant le meilleur Nash.

La décroissance des débits suit une loi exponentielle. La figure 1.1 montre l'évolution de la vidange d'un réservoir de 50 mm en fonction des valeurs d' α . Plus α est proche de 1, plus la vidange est rapide et courte. A l'inverse, plus α est grand, plus la décrue est lente et longue. Par conséquent, suivant les valeurs d' α , le modèle PQb donne une bonne idée de la vidange du bassin et du pourcentage d'explication de la lame moyenne écoulee sur un pas de temps par la pluie et par les débits précédents.



Décroissance exponentielle des débits :

$$Q_n = Q_0 \times \left(\frac{\alpha - 1}{\alpha} \right)^n$$

soit

$$Q_n = Q_0 \times \exp \left(n \times \ln \left(\frac{\alpha - 1}{\alpha} \right) \right)$$

Figure 1.1 : Décroissance exponentielle des débits.

L'intérêt du modèle PQb réside dans l'emploi d'une formule synthétique qui intègre la production de pluie nette et le transfert. L'inconvénient principal est qu'en condensant ainsi les opérations, on ne récupère que très peu d'indications sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin à partir des valeurs des paramètres du modèle.

2 Comparaison du modèle issu de l'analyse directe avec d'autres modèles

2.1 Cas du Laval (Draix)

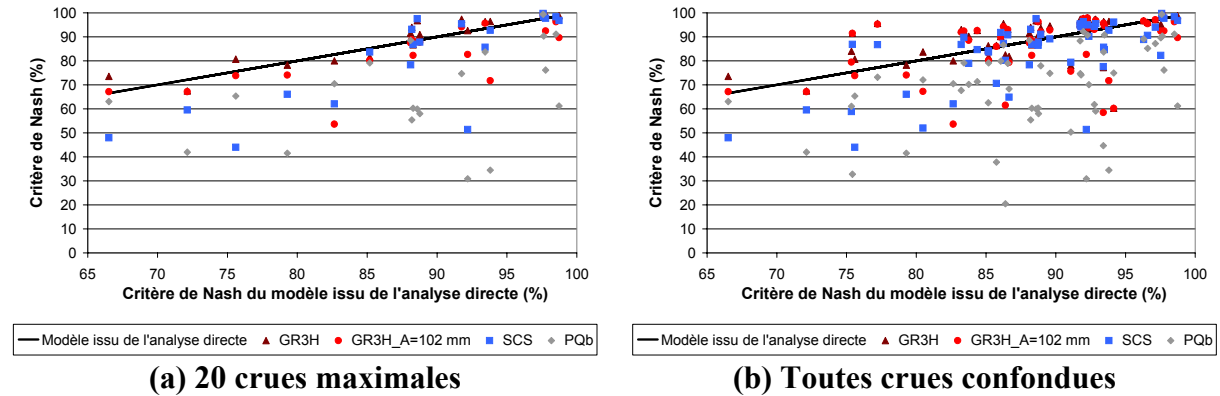


Figure 2.1 : Evolutions comparées des valeurs prises par le critère de Nash en fonction du modèle pluie-débit utilisé (bassin versant du Laval).

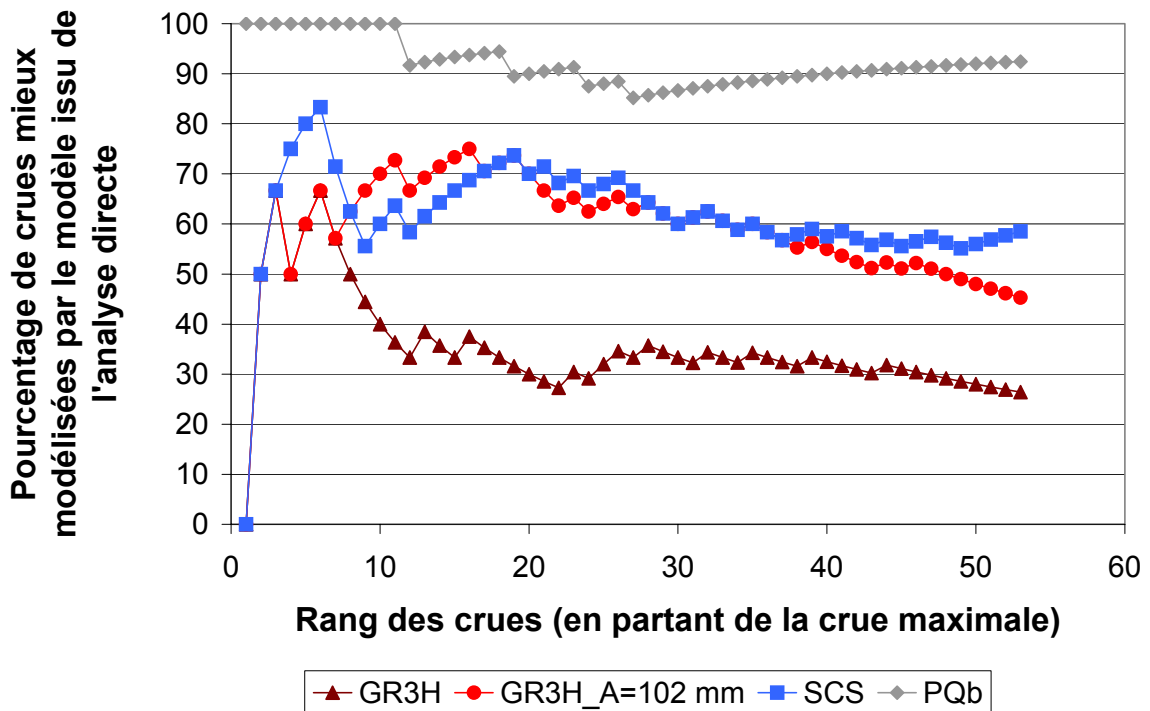


Figure 2.2 : Pourcentages d'amélioration de la modélisation des crues par le modèle issu de l'analyse directe (bassin versant du Laval).

2.2 Cas du Brusquet (Draix)

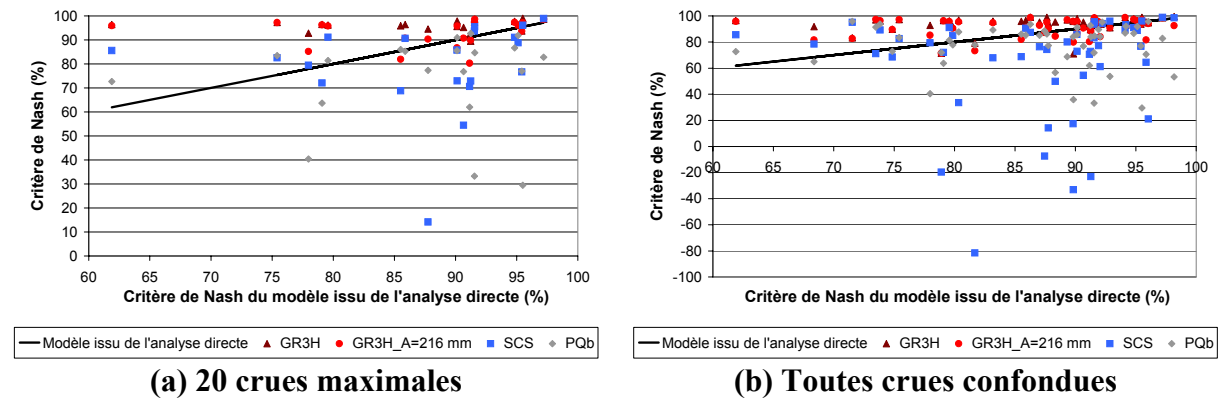


Figure 2.3 : Evolutions comparées des valeurs prises par le critère de Nash en fonction du modèle pluie-débit utilisé (bassin versant du Brusquet).

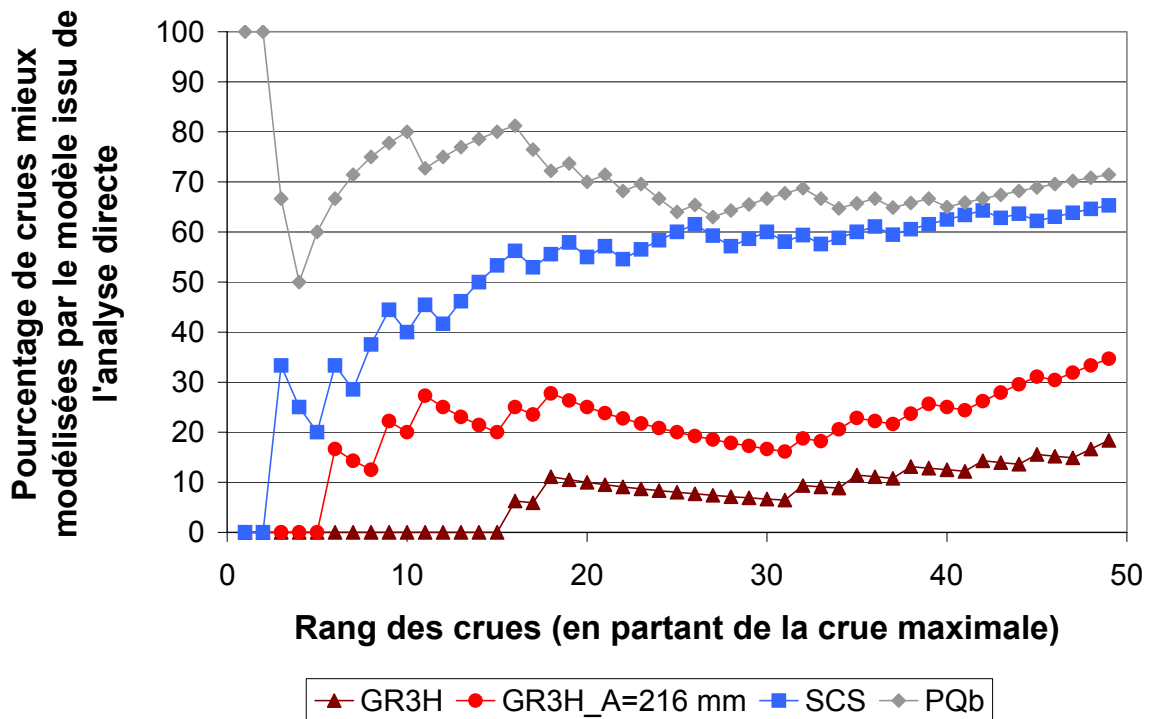


Figure 2.4 : Pourcentages d'amélioration de la modélisation des crues par le modèle issu de l'analyse directe (bassin versant du Brusquet).

2.3 Cas du Lumpenenbach (vallée de l'Alptal)

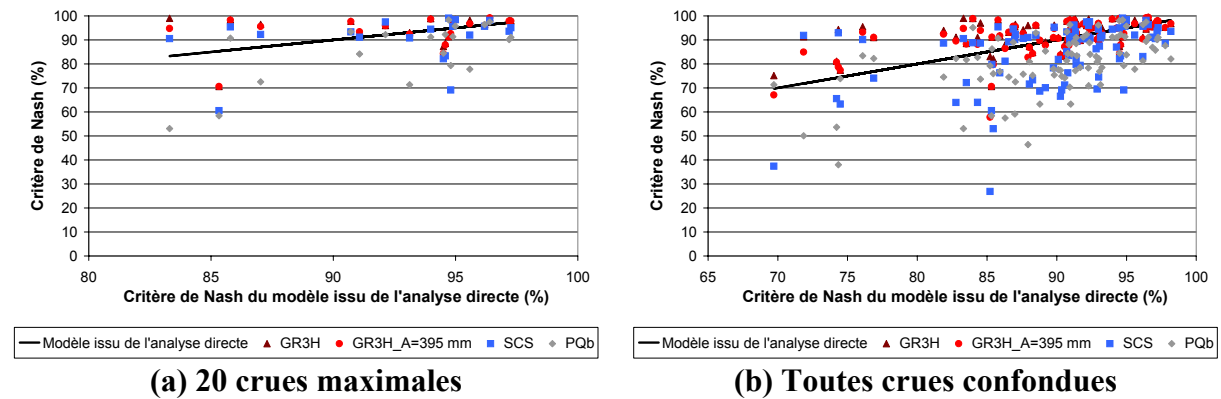


Figure 2.5 : Evolutions comparées des valeurs prises par le critère de Nash en fonction du modèle pluie-débit utilisé (bassin versant du Lumpenenbach).

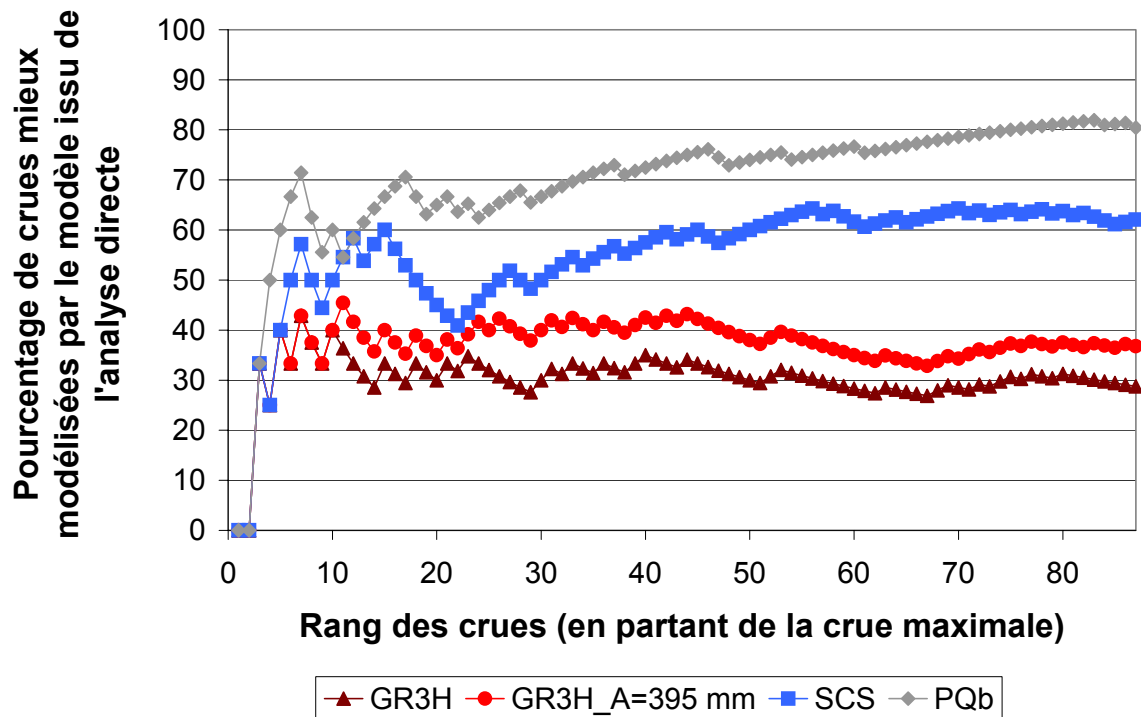


Figure 2.6 : Pourcentages d'amélioration de la modélisation des crues par le modèle issu de l'analyse directe (bassin versant du Lumpenenbach).

Annexe VII :

Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels

1 Réponse hydrologique des bassins versants de la normale à l'extrême

1.1 Paramétrisation de la fonction de transfert

1.1.1 Résultats

1.1.1.1 Bassins versants du groupe n°1

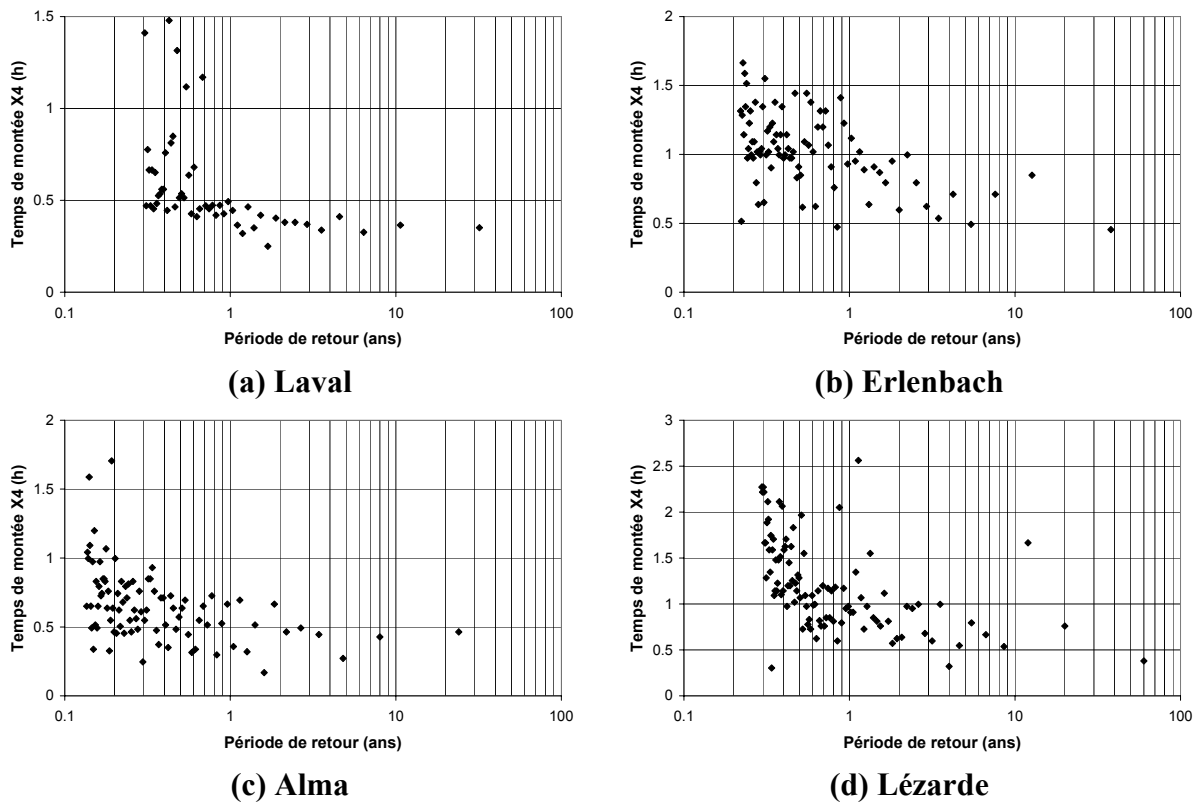


Figure 1.1 : Valeurs optimisées de X4 pour les bassins versants du groupe n°1.

1.1.1.2 Bassin versant du groupe n°2

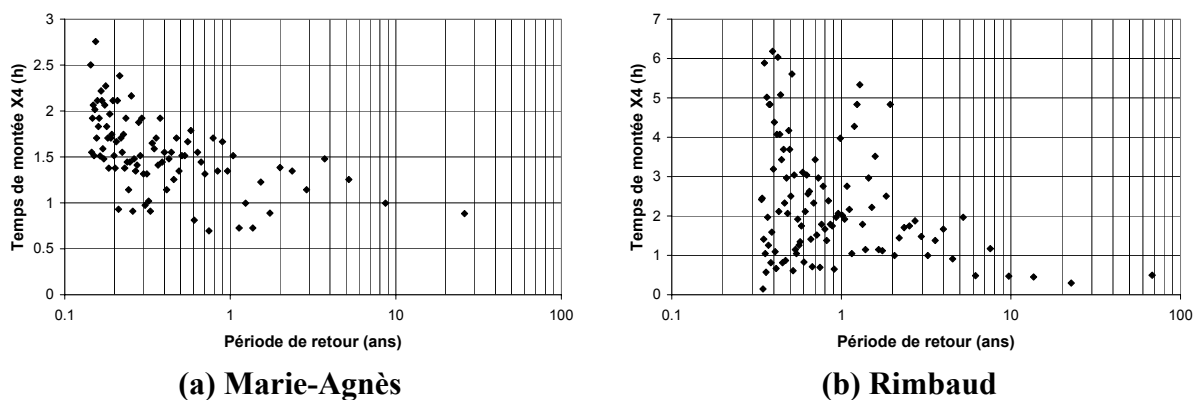
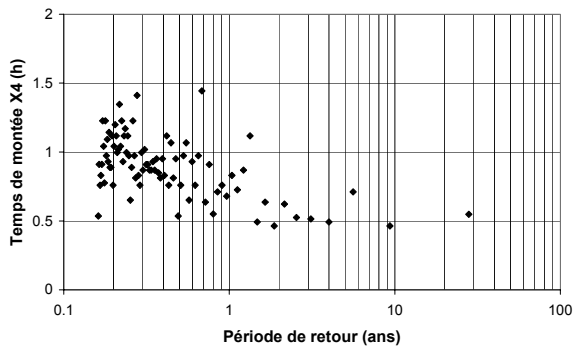
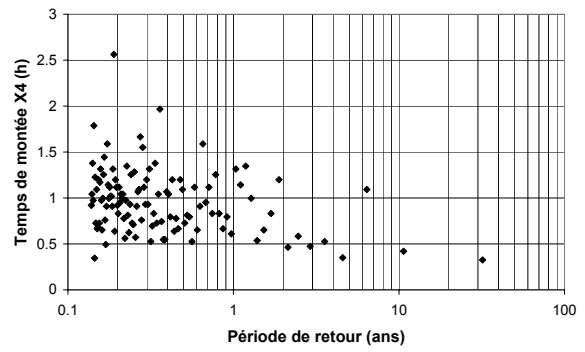


Figure 1.2 : Valeurs optimisées de X4 pour les bassins versants du groupe n°2.

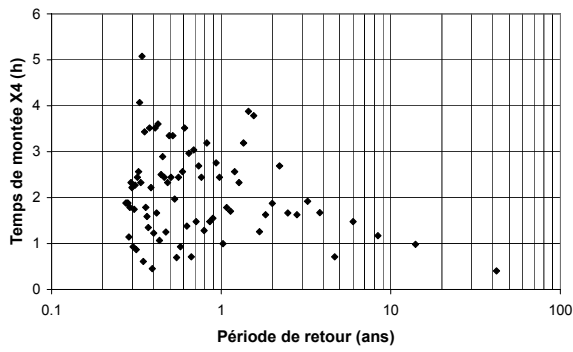
1.1.1.3 Bassins versants du groupe n°3



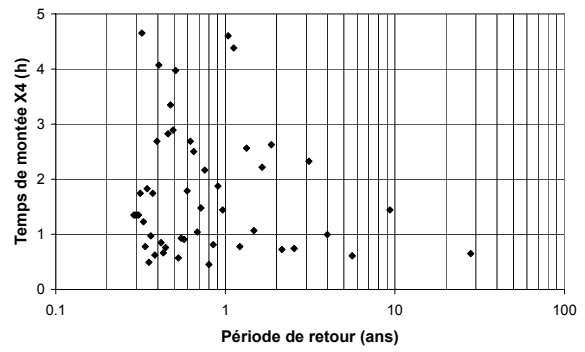
(c) Lumpenbach



(d) Vogelbach



(e) Rietholzbach

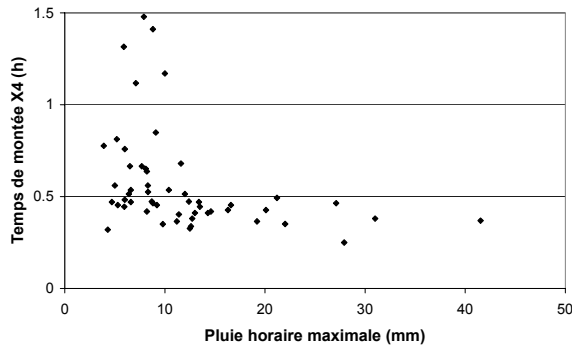


(f) Brusquet

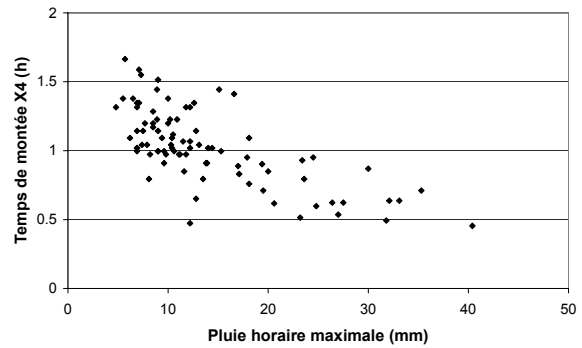
Figure 1.3 : Valeurs optimisées de X4 pour les bassins versants du groupe n°3.

1.1.2 Analyse des résultats

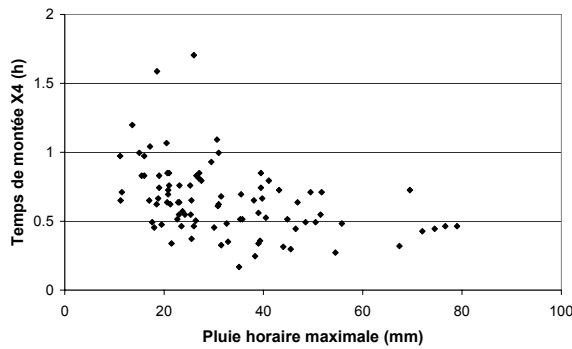
1.1.2.1 Bassins versants du groupe n°1



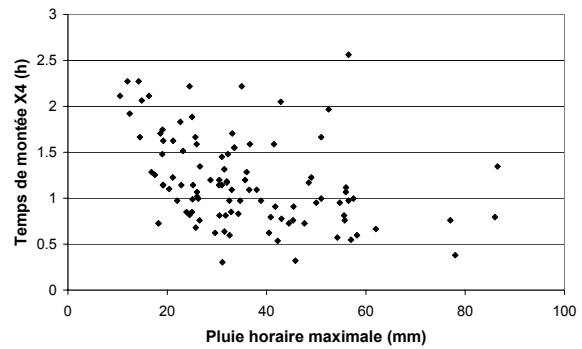
(a) Laval



(b) Erlenbach



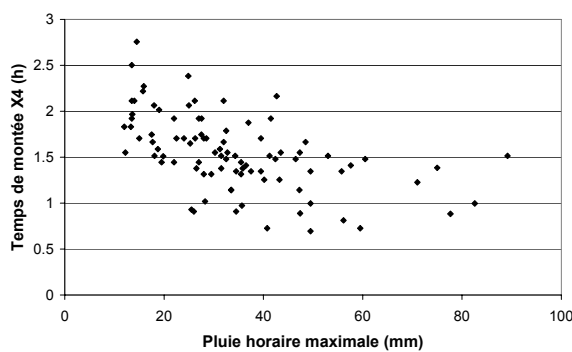
(c) Alma



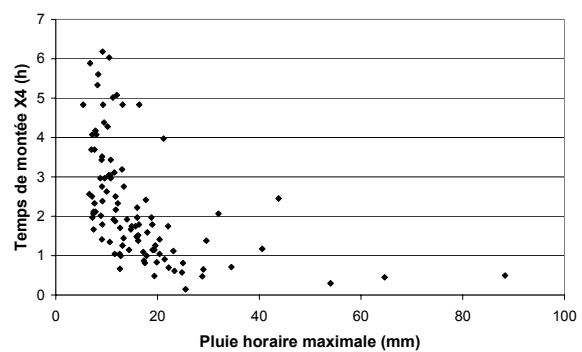
(d) Lézarde

Figure 1.4 : Evolution de X4 en fonction de l'intensité des pluies (groupe n°1).

1.1.2.2 Bassin versant du groupe n°2



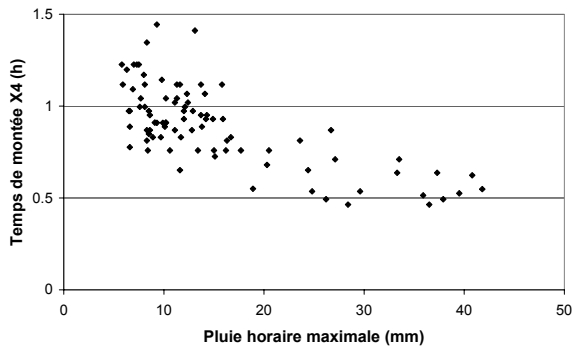
(a) Marie-Agnès



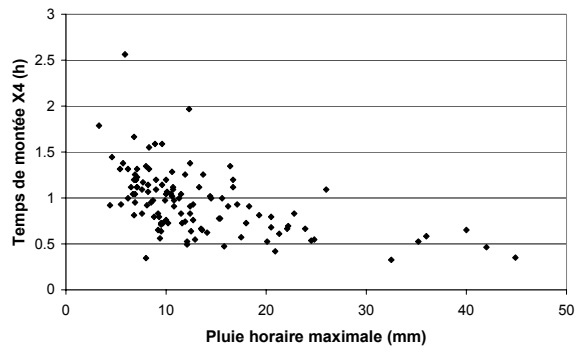
(b) Rimbaud

Figure 1.5 : Evolution de X4 en fonction de l'intensité des pluies (groupe n°2).

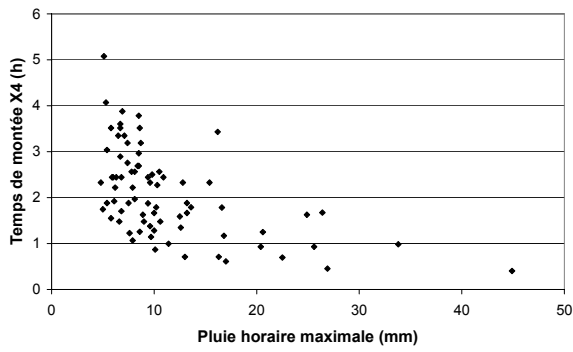
1.1.2.3 Bassins versants du groupe n°3



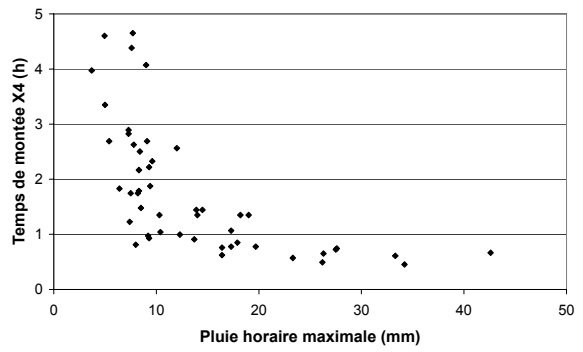
(c) Lumpenenbach



(d) Vogelbach



(e) Rietholzbach

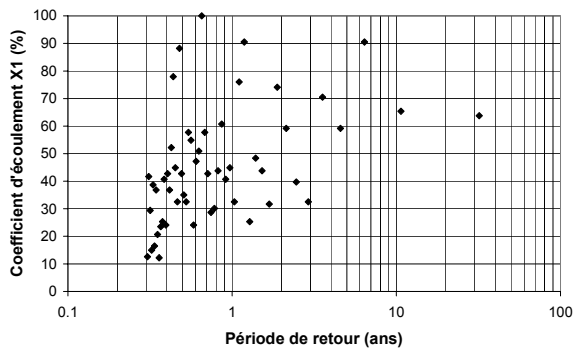


(f) Brusquet

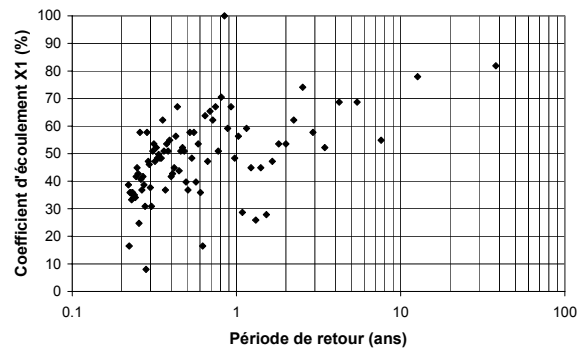
Figure 1.6 : Evolution de X4 en fonction de l'intensité des pluies (groupe n°3).

1.2 Paramétrisation de la fonction de production

1.2.1 Bassins versants du groupe n°1

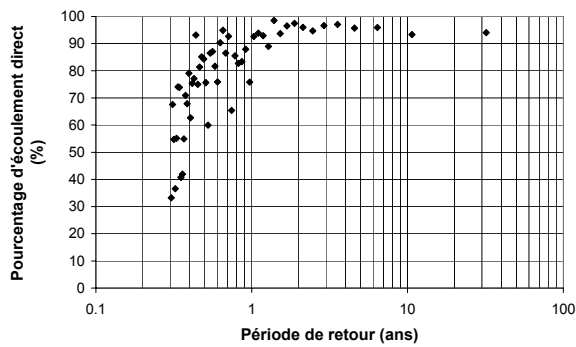


Laval

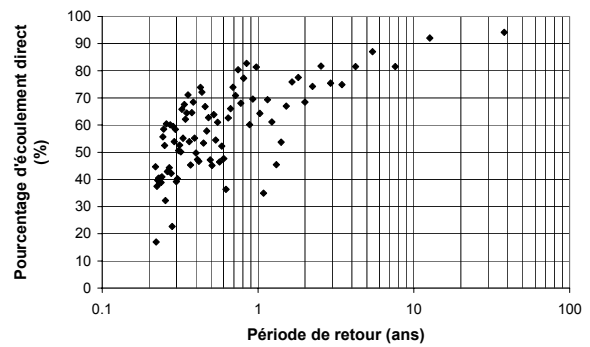


Erlenbach

(a) Coefficient d'écoulement direct (%)



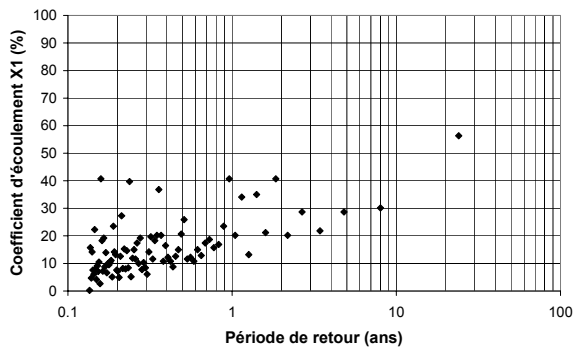
Laval



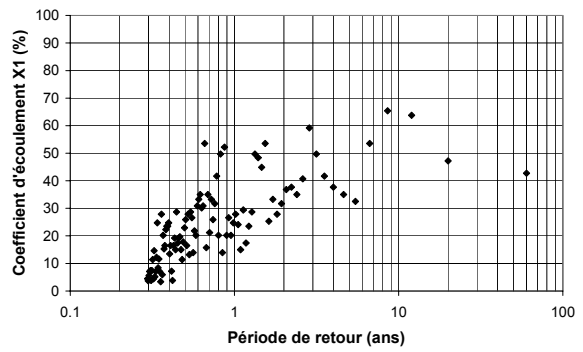
Erlenbach

(b) Pourcentage d'écoulement direct (%)

Figure 1.7 : Evolution des valeurs des paramètres de la fonction de production de la normale à l'extrême, cas des bassins versants du Laval et de l'Erlenbach.

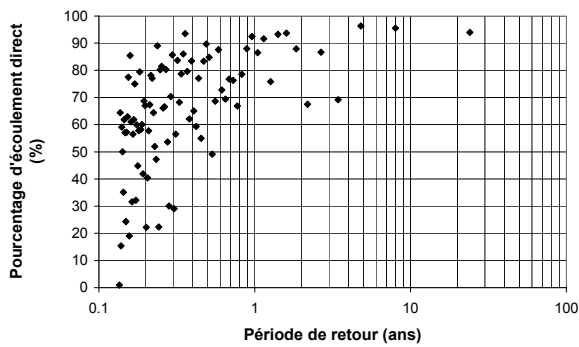


Alma

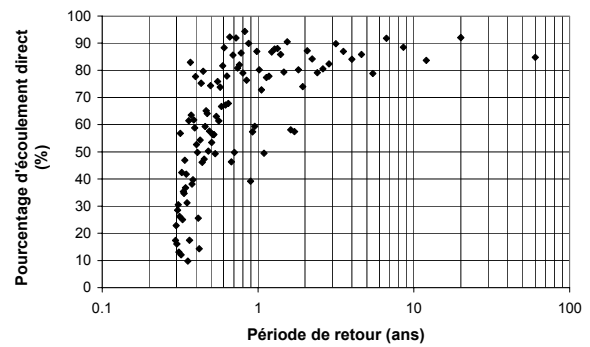


Lézarde

(a) Coefficient d'écoulement direct (%)



Alma

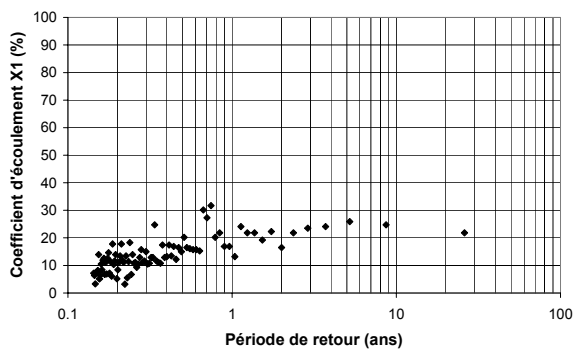


Lézarde

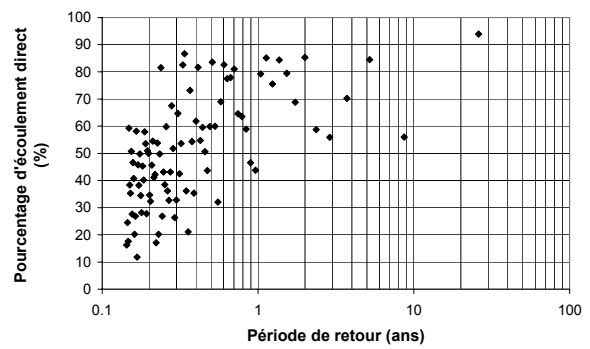
(b) Pourcentage d'écoulement direct (%)

Figure 1.8 : Evolution des valeurs des paramètres de la fonction de production de la normale à l'extrême, cas des bassins versants de l'Alma et de la Lézarde.

1.2.2 Bassin versant du groupe n°2



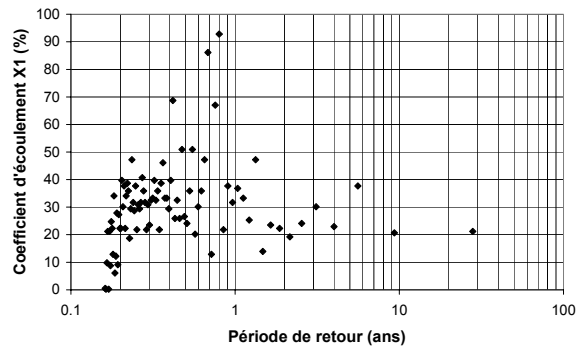
(a) Coefficient d'écoulement direct (%)



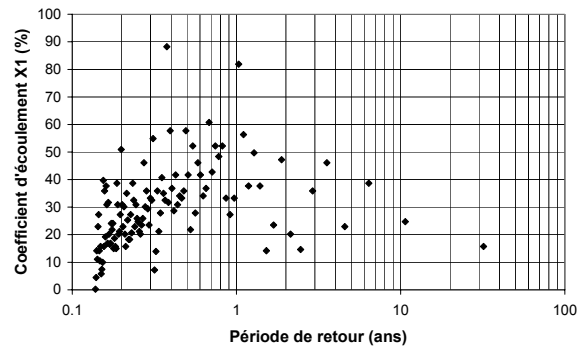
(b) Pourcentage d'écoulement direct (%)

Figure 1.9 : Evolution des valeurs des paramètres de la fonction de production de la normale à l'extrême, cas du bassin versant de Marie-Agnès.

1.2.3 Bassins versants du groupe n°3

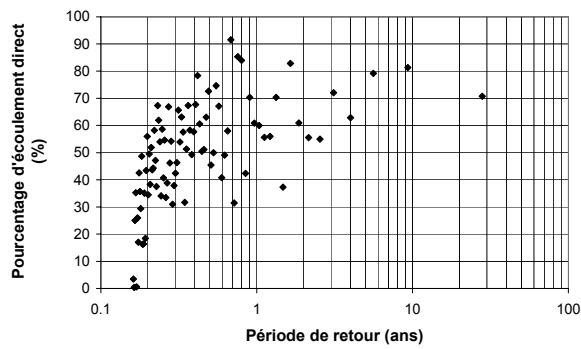


Lumpenenbach

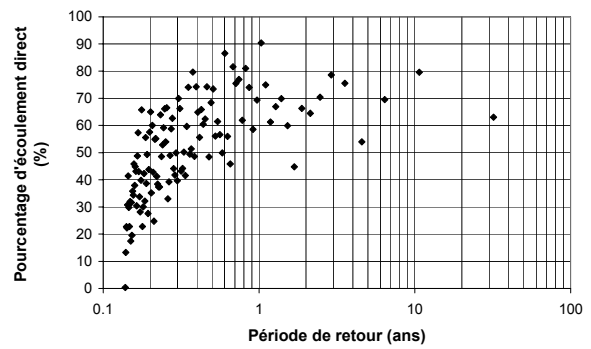


Vogelbach

(a) Coefficient d'écoulement direct (%)



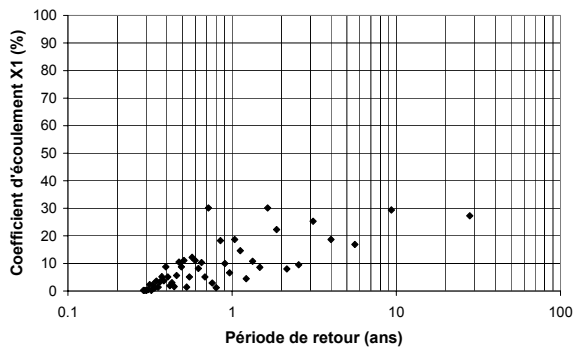
Lumpenenbach



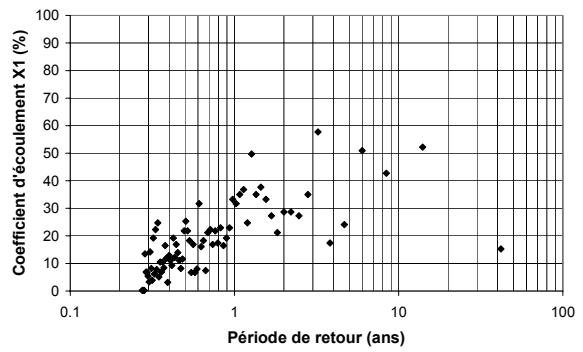
Vogelbach

(b) Pourcentage d'écoulement direct (%)

Figure 1.10 : Evolution des valeurs des paramètres de la fonction de production de la normale à l'extrême, cas des bassins versants du Lumpenenbach et du Vogelbach.

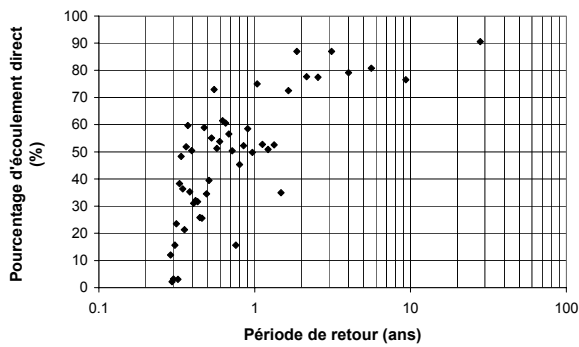


Brusquet

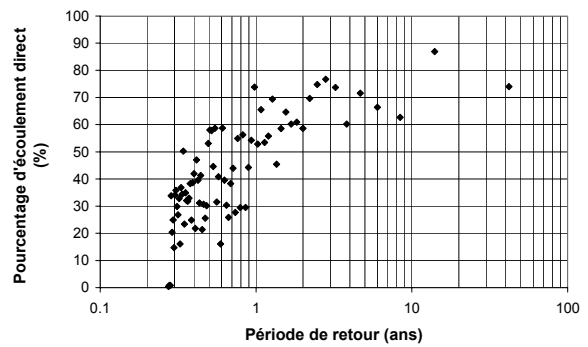


Rietholzbach

(a) Coefficient d'écoulement direct (%)



Brusquet

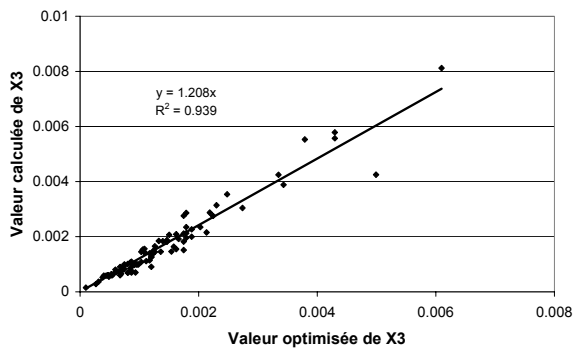


Rietholzbach

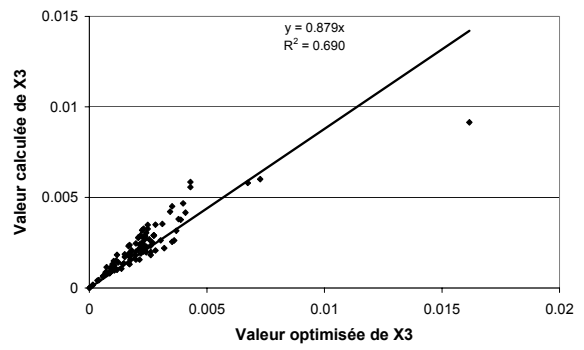
(b) Pourcentage d'écoulement direct (%)

Figure 1.11 : Evolution des valeurs des paramètres de la fonction de production de la normale à l'extrême, cas des bassins versants du Brusquet et du Rietholzbach.

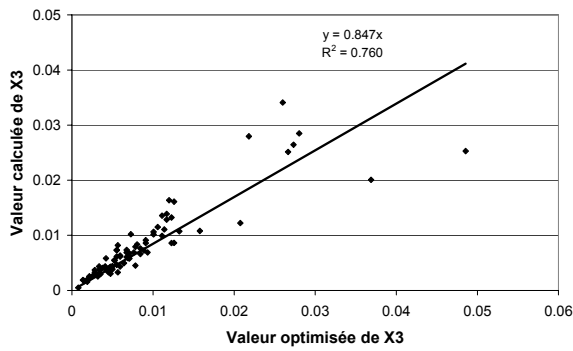
1.3 Valeurs limites des paramètres



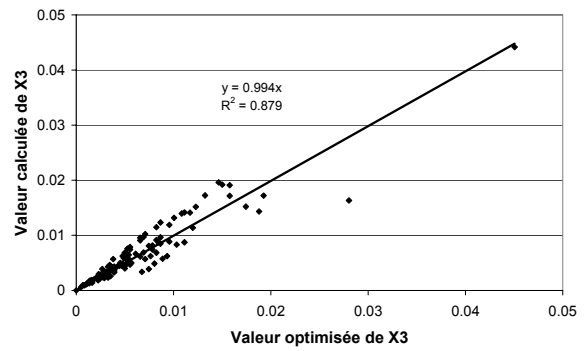
(a) Marie-Agnès



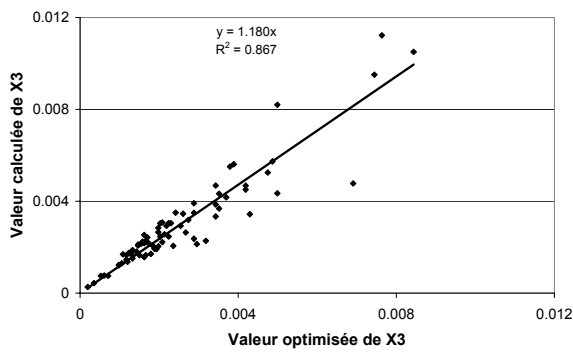
(b) Rimbaud



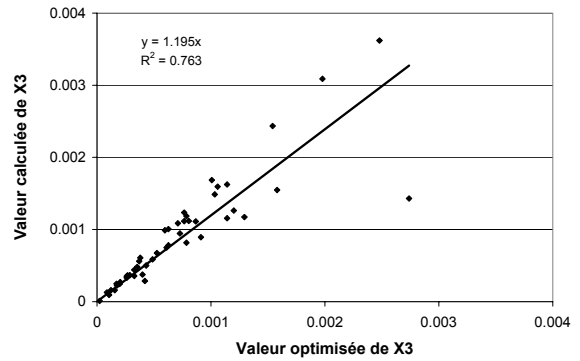
(c) Lumpenbach



(d) Vogelbach



(e) Rietholzbach

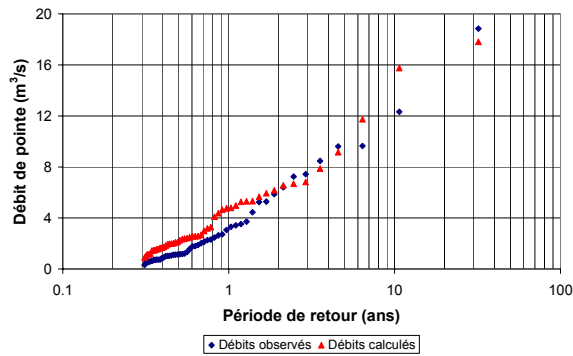


(f) Brusquet

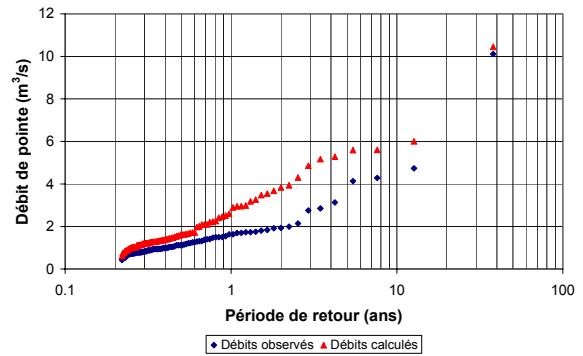
Figure 1.12 : Estimations de X3 à partir des données issues des bassins versants des groupes n°2 et n°3.

1.4 Distribution de fréquence des débits

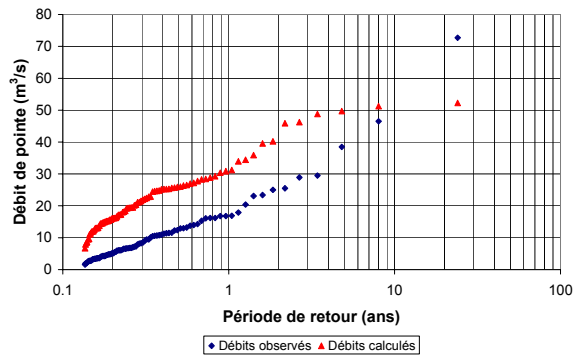
1.4.1 Bassins versants du groupe n°1



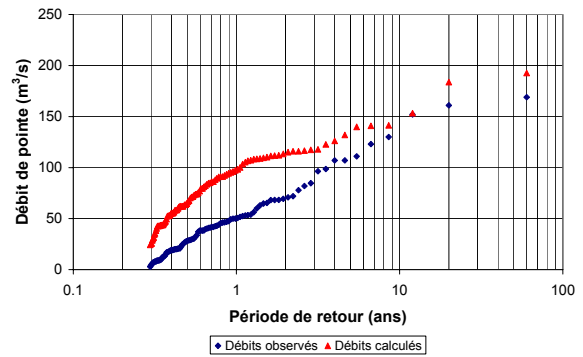
(a) Laval



(b) Erlenbach



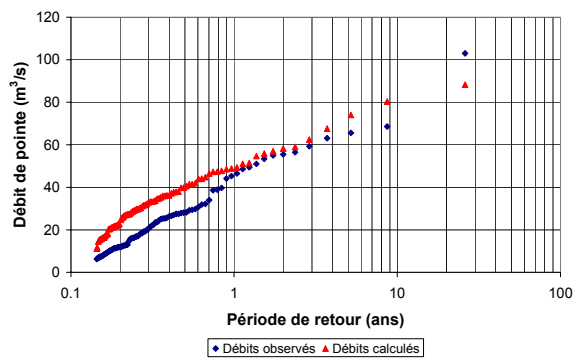
(c) Alma



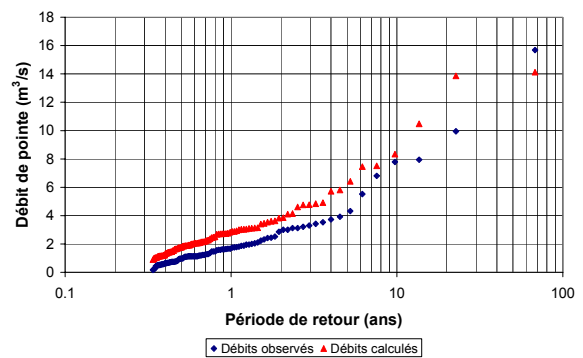
(d) Lézarde

Figure 1.13 : Distributions de fréquence des débits de pointe de crue des bassins versants du groupe n°1.

1.4.2 Bassins versants du groupe n°2



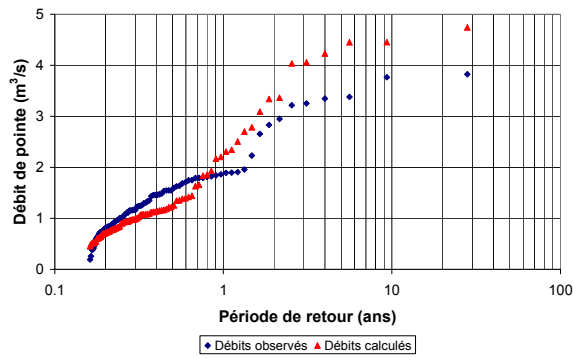
(a) Marie-Agnès



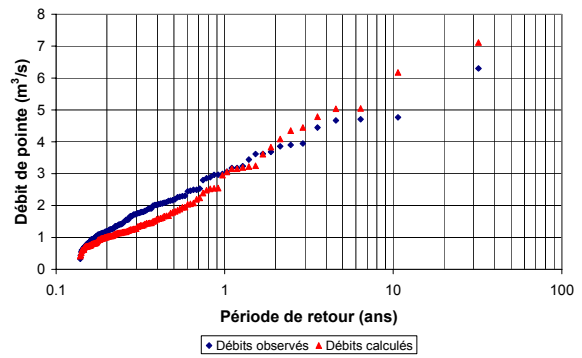
(b) Rimbaud

Figure 1.14 : Distributions de fréquence des débits de pointe de crue des bassins versants du groupe n°2.

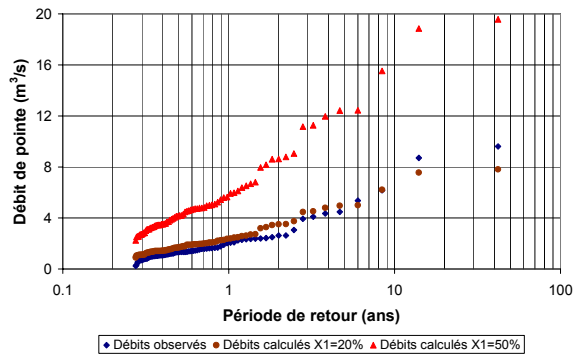
1.4.3 Bassins versants du groupe n°3



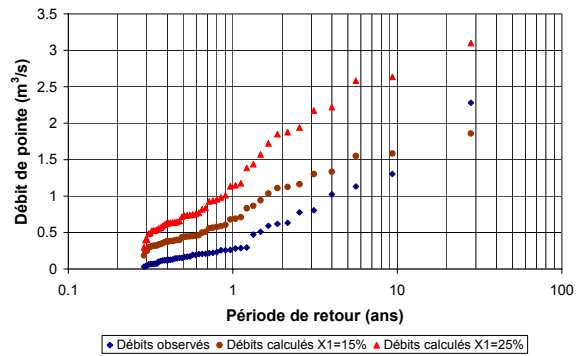
(a) Lumpenbach



(b) Vogelbach



(c) Rietholzbach



(d) Brusquet

Figure 1.15 : Distributions de fréquence des débits de pointe de crue des bassins versants du groupe n°3.

2 Prédétermination des débits de crue

2.1 Désagrégation des pluies horaires

2.1.1 Méthodes testées successivement

2.1.1.1 Distribution uniforme des pluies

Une méthode particulièrement simple revient à considérer que la distribution de la pluie à pas de temps fin est uniforme au sein de l'heure :

$$P_i = \frac{PH}{npdt}$$

avec : P_i , la pluie à pas de temps fin (mm)
 PH, le cumul de pluie horaire (mm)
 npdt, le nombre de pas de temps de désagrégation

Cette approche est pratique et facile à mettre en œuvre. Malheureusement, elle est fautive et ne va pas permettre d'estimer les débits de pointe de crue correspondant aux pics d'intensité de la pluie.

2.1.1.2 Modèle déterministe de Ormsbee (1989)

Le modèle de Ormsbee est fondée sur une interpolation linéaire des pluies à pas de temps fins à partir des pluies horaires. L'hypothèse de départ consiste à dire que le signal de pluie à pas de temps fin a la même structure géométrique que le signal de pluie au pas de temps horaire. A partir d'une fenêtre glissante de trois heures, on désagrège la pluie du pas de temps central en reconstituant une vallée, un pic, une augmentation ou une diminution progressive de l'intensité (figure 2.1).

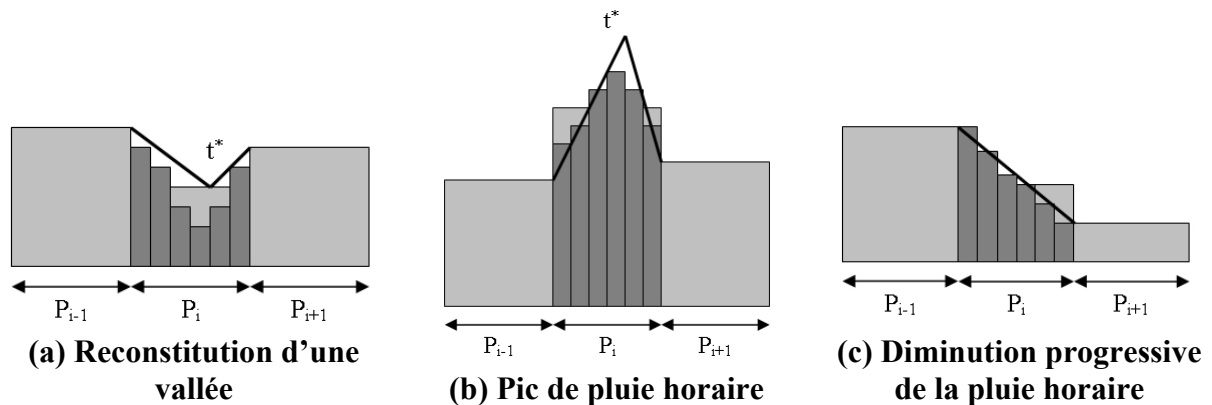


Figure 2.1 : Similarité géométrique entre la pluie horaire et la pluie à pas de temps fins (Ormsbee, 1989).

On définit une séquence de trois pluies horaires successives P_{i-1} , P_i et P_{i+1} . L'évolution temporelle de l'intensité des pluies sur l'heure à désagréger est donnée par :

$$\text{pour } 0 \leq t < t^* : g(t) = \frac{P_{i-1}}{P_i^*} - \frac{(P_{i-1} - P_i)t}{P_i^* t^*}$$

$$\text{pour } t^* \leq t < T : g(t) = \frac{P_i}{P_i^*} - \frac{(P_i - P_{i+1})(t - t^*)}{P_i^* (T - t^*)}$$

avec : T , la durée à désagréger (60 minutes)

$$P_i^* = \frac{T}{2} \times (P_i + P_{i+1}) - \frac{t^*}{2} \times (P_{i+1} - P_{i-1})$$

t^* est le temps critique d'inversion de la pente. Pour une structure de la pluie horaire de type descendant ou ascendant :

$$t^* = T \times \frac{(P_i - P_{i-1})}{(P_{i+1} - P_{i-1})}$$

Pour une structure de la pluie de type vallée ou pic :

$$t^* = T \times \frac{(P_i - P_{i-1})}{2P_i - P_{i+1} - P_{i-1}}$$

Le cumul de pluie du pas de temps k est obtenu à partir de la relation suivante :

$$P_{i,k} = P_i \times (G(t_{k+1}) - G(t_k))$$

avec : $t_k = 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60$ minutes pour une désagrégation de la pluie horaire en pas de temps de 10 minutes

$G(t)$ correspond à l'évolution temporelle du cumul de pluie calculée depuis le début du pas de temps à désagréger :

$$G(t) = \int_{u=0}^{u=t} i(u) du$$

Cette méthode est commode mais ne permet pas de reconstituer des pics d'intensité marqués.

2.1.1.3 Désagrégation des pluies horaires de manière aléatoire

On tire un nombre aléatoire entre 0 et 1 puis on désagrège la pluie horaire :

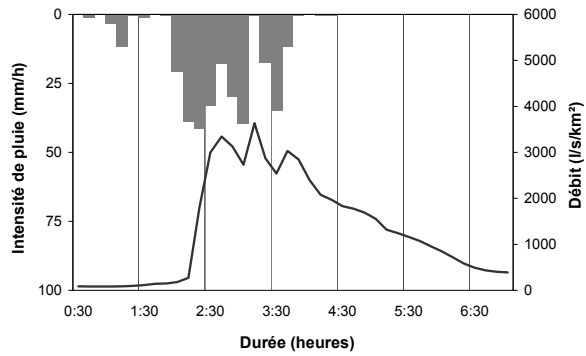
$$P_1 = \frac{PH}{npdt} \times (k + 0,5)$$

$$P_i = \frac{PH - \sum_{j=1}^{j=i-1} P_j}{npdt - i + 1} \times (k + 0,5), \quad 1 < i < npdt$$

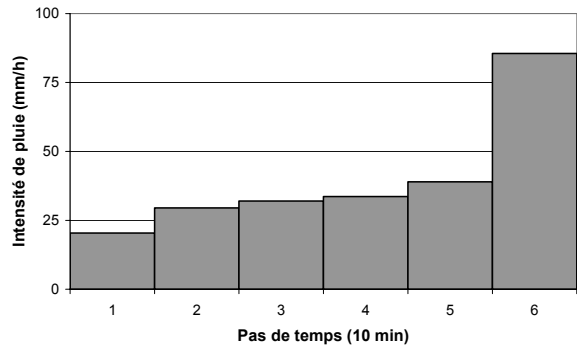
$$P_{npdt} = PH - \sum_{j=1}^{j=npdt-1} P_j$$

Pour une heure donnée, k reste constant. Par ailleurs, k varie entre 0 et 1, donc $k+0,5$ varie entre 0,5 et 1,5 avec une moyenne de 1. De cette manière, on peut reproduire des intensités de pluie de l'ordre de $1,5 \times \frac{PH}{npdt}$.

En revanche, la structure de pluie désagrégée étant aléatoire, la probabilité de reproduire la persistance des averses à des pas de temps fins est très faible. Or, lors d'orages brefs et intenses, les pics de pluie à pas de temps fins sont rarement isolés. On observe plutôt deux à trois pas de temps où les pluies sont intenses.



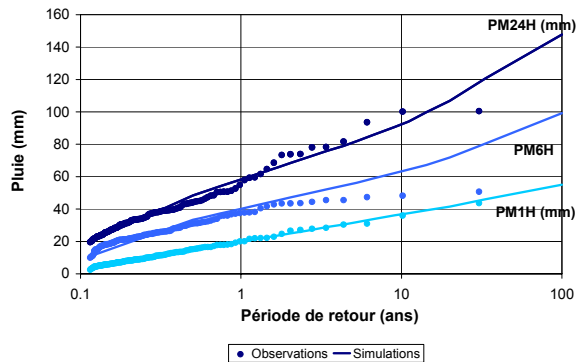
(a) Crue du 9 juillet 1987 sur le bassin du Lumpenenbach



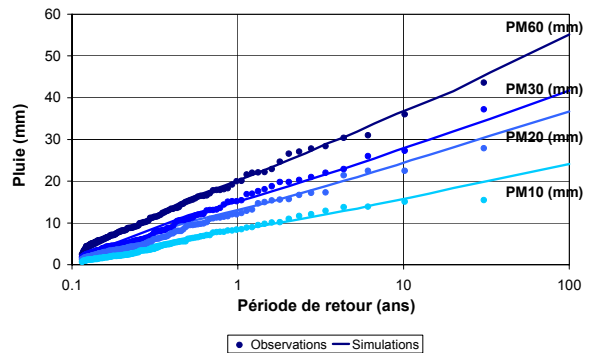
(b) Exemple de désagrégation aléatoire d'une pluie horaire de 40 mm

Figure 2.2 : Désagrégation aléatoire des pluies horaires et comparaison avec un hyétogramme observé (pas de temps 10 minutes).

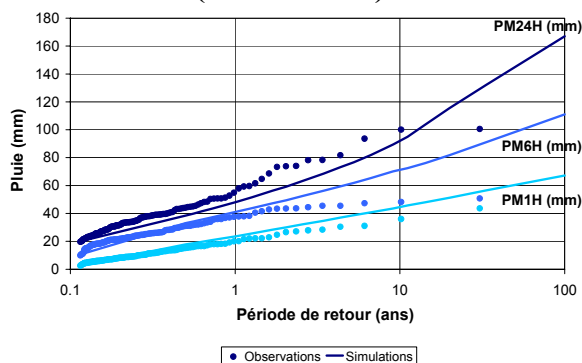
2.1.2 Résultats obtenus avec la méthode présentée dans le rapport



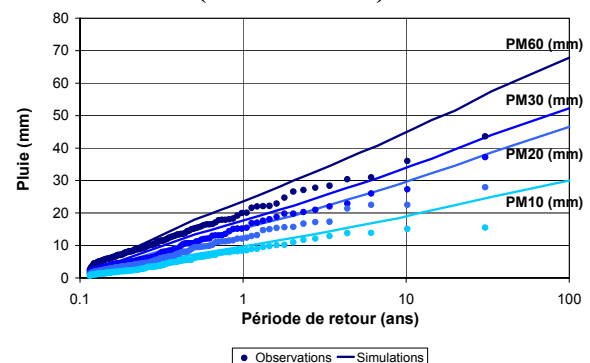
(a) Simulation de pluies horaires (modèle local)



(b) Simulation de pluies à pas de temps fin (modèle local)

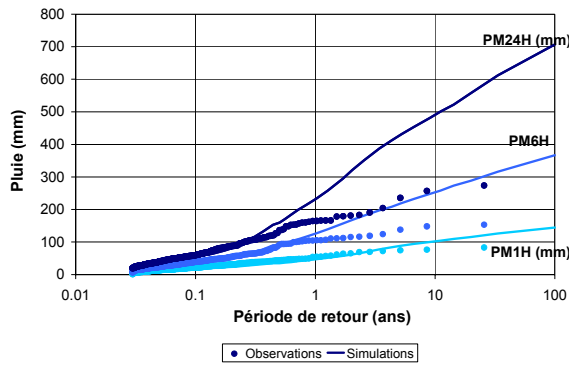


(c) Simulation de pluies horaires (modèle régional)

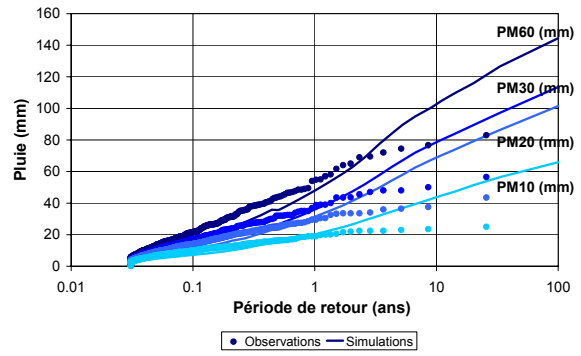


(d) Simulation de pluies à pas de temps fin (modèle régional)

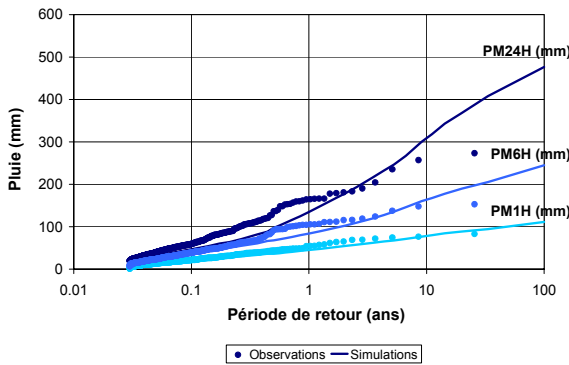
Figure 2.3 : Simulations de pluies horaires et de pluies à pas de temps fin pour le pluviographe du Laval.



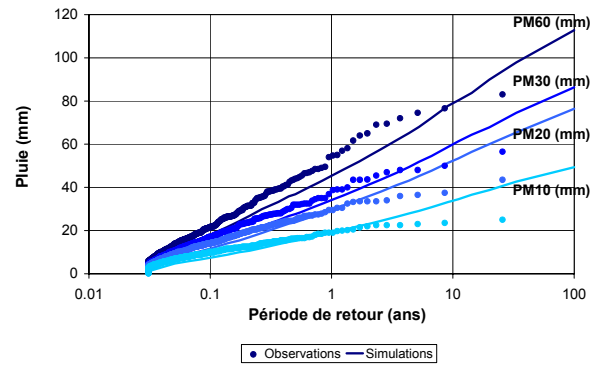
(a) Simulation de pluies horaires (modèle local)



(b) Simulation de pluies à pas de temps fin (modèle local)



(c) Simulation de pluies horaires (modèle régional)



(d) Simulation de pluies à pas de temps fin (modèle régional)

Figure 2.4 : Simulations de pluies horaires et de pluies à pas de temps fin pour le pluviographe de l'Alma.

2.2 Simulation pluie-débit : cas des bassins versants jaugés

La restitution du débit de pointe a été réalisée en inversant la formule du calcul des débits moyens. Dans la plupart des cas, cette méthode conduit à des estimations correctes des débits de pointe. Sur le bassin versant du Laval, les écarts entre les débits moyens sur un pas de temps et les débits de pointe sont parfois très importants. Ces écarts atteignent par exemple 1,65 pour les crues les plus fortes enregistrées. Par conséquent, pour ce bassin, nous proposons également une méthode d'estimation du débit de pointe simulé à partir de la connaissance sur les crues observées du rapport entre le débit de pointe et le débit moyen en 10 minutes. Pour les crues de périodes de retour inférieures ou égales à 10 ans, on utilise une relation moyenne entre la valeur du rapport et la période de retour. Au-delà d'une période de retour de 5 ans, on fixe la valeur du rapport à 1,65.

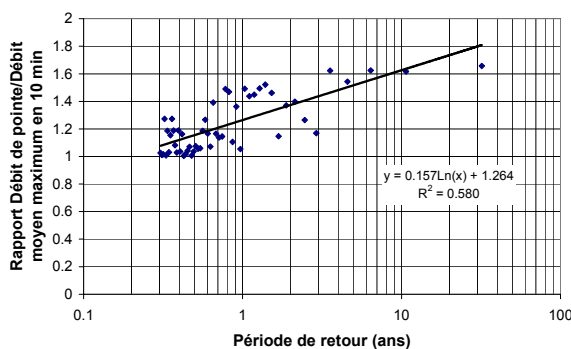
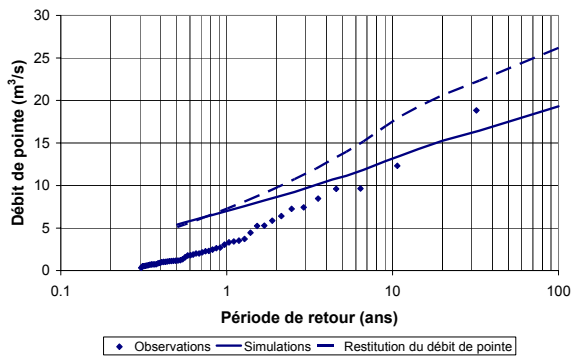
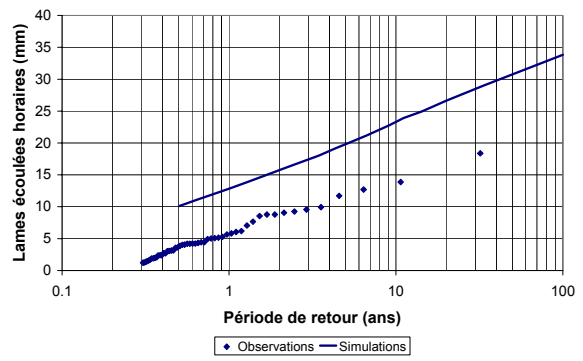


Figure 2.5 : Rapport calculé entre le débit de pointe et le débit moyen en 10 minutes sur le bassin du Laval en fonction de la période de retour des crues.

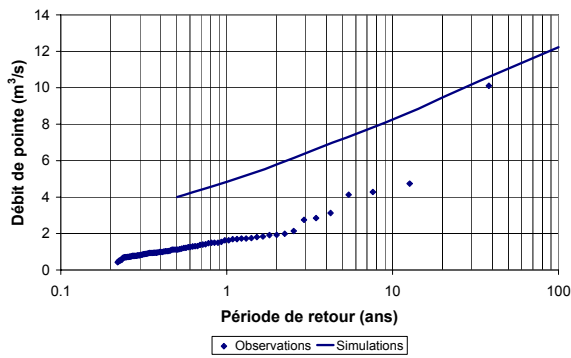


(a) Débits de pointe

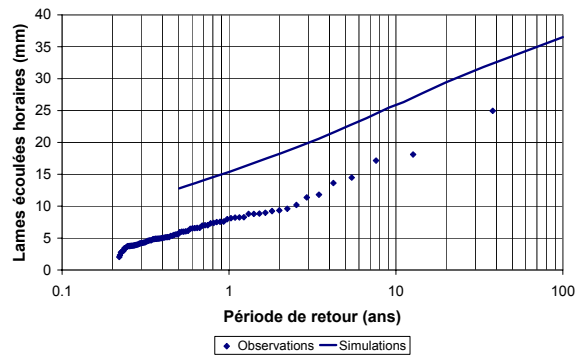


(b) Lames écoulées horaires maximales

Laval

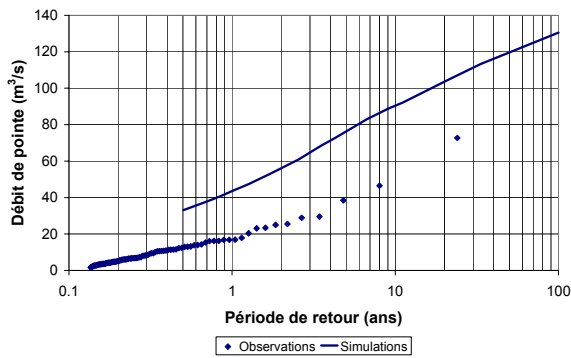


(a) Débits de pointe

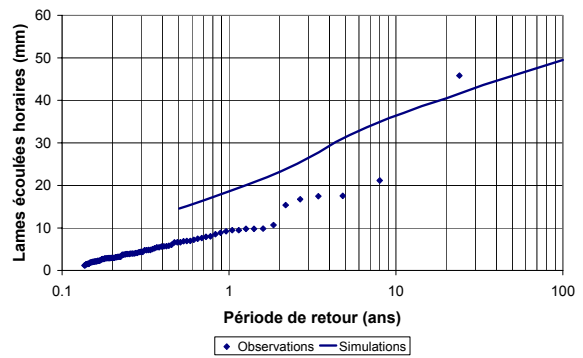


(b) Lames écoulées horaires maximales

Erlenbach

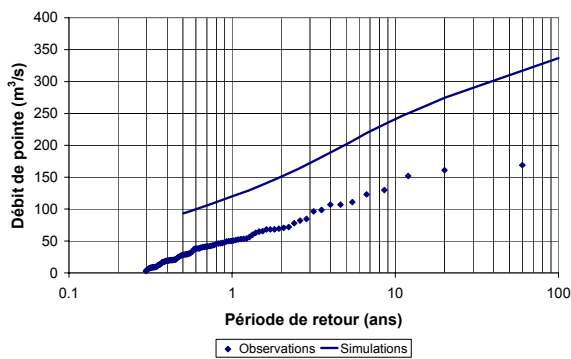


(a) Débits de pointe

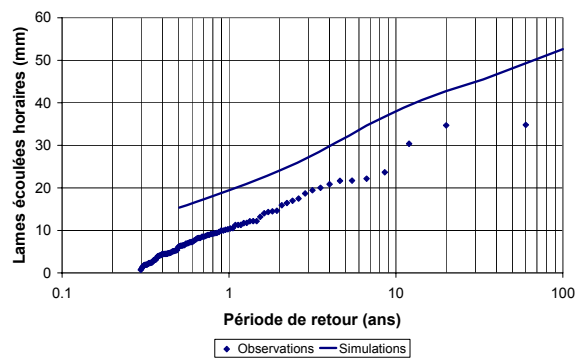


(b) Lames écoulées horaires maximales

Alma



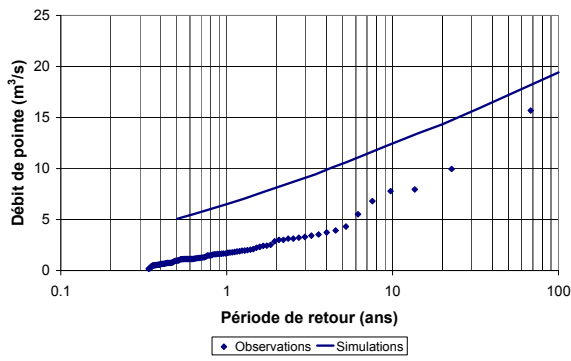
(a) Débits de pointe



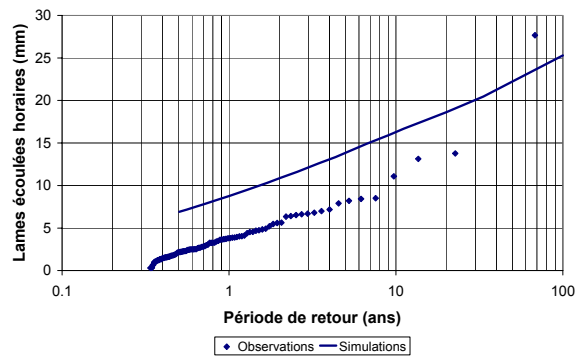
(b) Lames écoulées horaires maximales

Lézarde

Figure 2.6 : Simulations pluie-débit sur les bassins versants du groupe n°1.

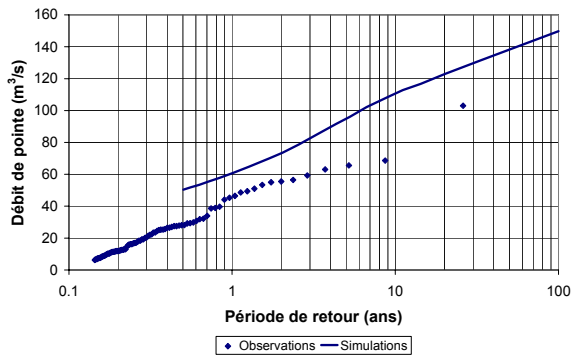


(a) Débits de pointe

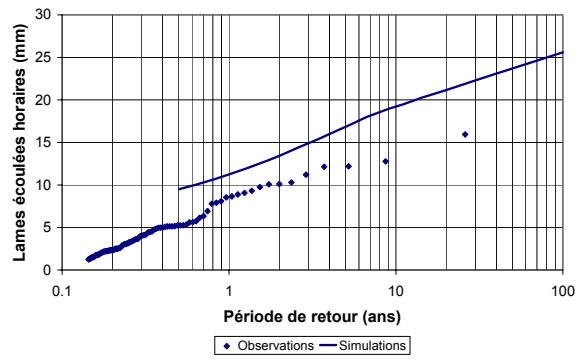


(b) Lames écoulées horaires maximales

Rimbaud



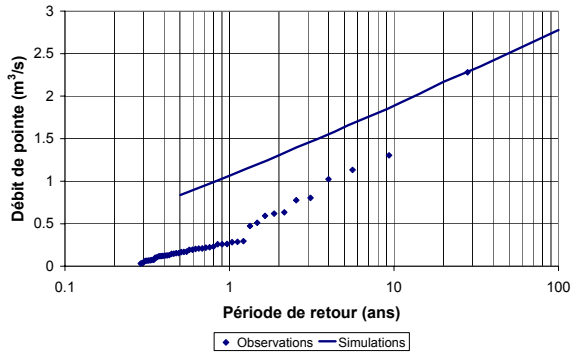
(a) Débits de pointe



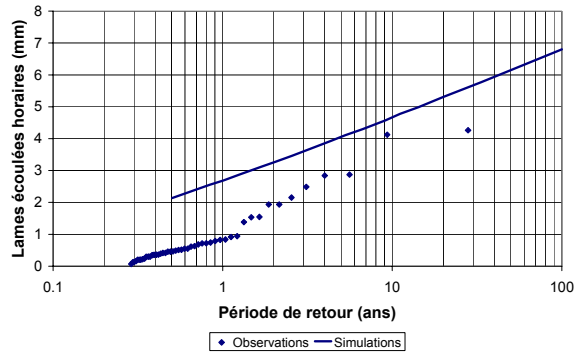
(b) Lames écoulées horaires maximales

Marie-Agnès

Figure 2.7 : Simulations pluie-débit sur les bassins versants du groupe n°2.

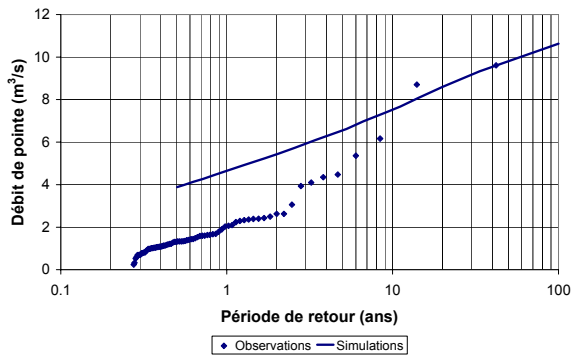


(a) Débits de pointe

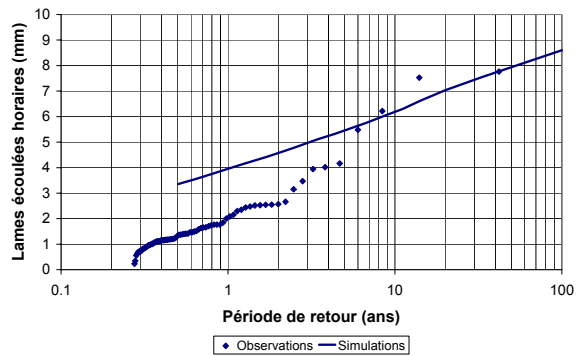


(b) Lames écoulées horaires maximales

Brusquet

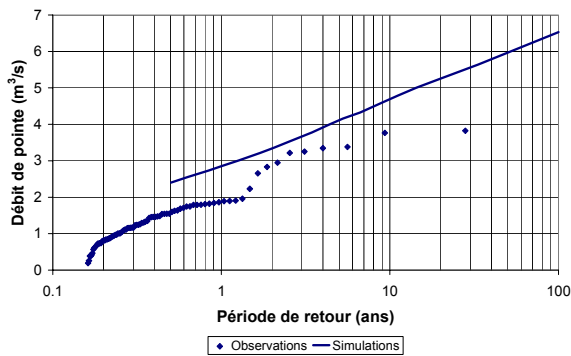


(a) Débits de pointe

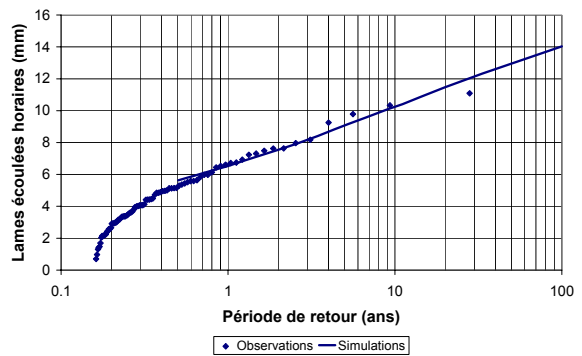


(b) Lames écoulées horaires maximales

Rietholzbach

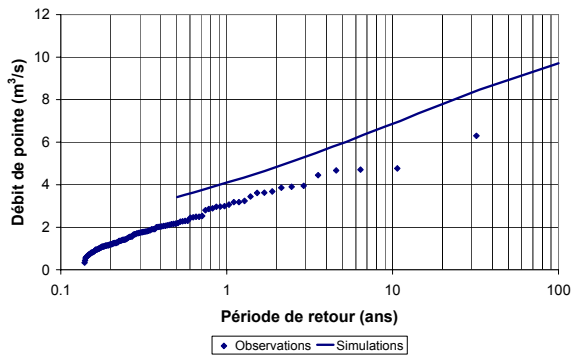


(a) Débits de pointe

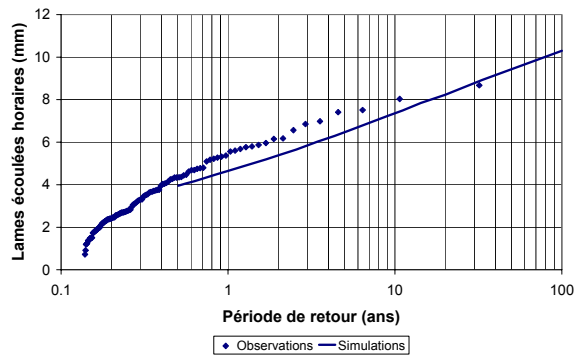


(b) Lames écoulées horaires maximales

Lumpenenbach



(a) Débits de pointe



(b) Lames écoulées horaires maximales

Vogelbach

Figure 2.8 : Simulations pluie-débit sur les bassins versants du groupe n°3.

2.3 Prédétermination des débits sur le bassin versant de la Latte : application des méthodes sommaires

On rappelle que les méthodes sommaires sont présentées à l'annexe I. Seules les données nécessaires à l'application de ces méthodes ainsi que les résultats obtenus sur le bassin versant de la Latte sont indiqués.

Tableau 2.1 : Paramètres nécessaires à l'application des formules sommaires.

Bassin versant	Surface (km ²)	Pente (m/m)	Longueur (km)	Dénivelé maximal (m)	Coefficient d'écoulement (%)	a(T)	b(T)
Latte	0,19	0,16	0,61	96	50	92,69	0,63

Tableau 2.2 : Paramètres nécessaires à l'application des méthodes SCS simplifiée, SOCOSE et CRUPEDIX.

Bassin versant	Pluie journalière décennale (mm)	Pluie moyenne interannuelle (mm)	Température moyenne interannuelle (°C)
Latte	267	2000	14

Le coefficient régional de la méthode CRUPEDIX est fixé à 1.

Tableau 2.3 : Estimation du temps de concentration.

Bassin versant	Turraza (h)	Kirpich (h)	Ventura-Passini (h)	SOGREAH (h)
Latte	0,12	0,09	0,19	0,13

Tableau 2.4 : Estimation du débit décennal maximal par la méthode rationnelle.

Bassin versant	Turraza (m ³ /s)	Kirpich (m ³ /s)	Ventura-Passini (m ³ /s)	SOGREAH (m ³ /s)	Débit décennal observé (m ³ /s)
Latte	9,1	10,9	6,9	8,6	0,7

Tableau 2.5 : Estimation du débit décennal maximal.

Bassin versant	CRUPEDIX (m ³ /s)	SCS (m ³ /s)	SOCOSE (m ³ /s)	Débit décennal observé (m ³ /s)
Latte	2,9	7,9	1,7	0,7

TITRE

Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels

RESUME

L'estimation des débits et des volumes de crue sur les petits bassins versants torrentiels souffre de nombreuses indéterminations. Le manque de données explique en partie cette méconnaissance. Les enjeux humains et matériels justifient pourtant qu'on s'intéresse aux crues soudaines et violentes de ces bassins versants de 1 à 10 km² situés en montagne.

A partir de données pluie-débit collectées sur plusieurs petits bassins versants torrentiels français et suisses, nous avons conduit des analyses systématiques des couples averse-crue (analyse qualitative, analyse en composantes principales, analyse directe). Ces analyses permettent de dégager les principales caractéristiques hydrologiques de ces bassins versants lors des crues. Nous avons déduit de ces caractéristiques un modèle pluie-débit conceptuel. Le modèle comporte 4 paramètres indépendants : des pertes initiales, un coefficient d'écoulement direct, le coefficient de vidange d'un réservoir et le temps de montée d'un hydrogramme unitaire.

La paramétrisation des crues facilite la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins. Le modèle aide à comparer les bassins versants entre eux. Nous avons pu aussi mettre en évidence l'évolution des valeurs prises par les paramètres de la normale à l'extrême. Ainsi, en extrapolation des débits vers les crues rares, des valeurs limites prises par les paramètres du modèle sont proposées. Elles sont caractéristiques des crues les plus fortes. Des liens entre ces valeurs des paramètres et les caractéristiques climatiques et physiques des bassins existent. On peut donc envisager de prédéterminer les débits de crue des petits bassins versants torrentiels et d'étudier le cas des bassins versants non jaugés.

MOTS-CLES

Petits bassins versants torrentiels ; Analyse de données ; Modélisation stochastique des pluies ; Modélisation pluie-débit ; Crues extrêmes ; Prédétermination ; Bassins versants non jaugés

TITLE

Flood runoff prediction on small torrential catchments

ABSTRACT

Peak discharge and flood volume estimations on small torrential basins, ranging from 1 to 10 km² in area, suffer from numerous indecisions. The lack of data explains the misunderstanding. Human and material stakes justify that we are interested in the sudden and violent floods of these basins.

Thanks to rainfall-runoff data collected on several French and Swiss small torrential basins, systematic analyses of rainfall-runoff events have been conducted (qualitative analysis, principal component analysis, direct analysis). As a result, we have pointed out their main hydrological characteristics. A specific rainfall-runoff model has been developed in order to take these properties into account. It is built on 4 independent parameters: initial losses, a constant runoff coefficient, a parameter that represents the basin drainage and the raising time of a unit hydrograph.

Flood event parameter values allow a better understanding of the basin hydrological responses. The model also permits to draw a comparison between the basins. Besides, it is possible to point out parameter value evolutions from minor floods to major ones. Thus, parameter limit values are proposed. They are characteristic of the strongest floods. Links between these parameter values and climatic and physical characteristics of basins exist. We can then think about predicting flood runoffs on small torrential basins and studying the case of ungauged basins.

KEYWORDS

Small torrential basins ; Flood data analysis ; Stochastic rainfall modelling ; Rainfall-runoff modelling ; Extreme floods ; Prediction ; Ungauged basins

Formation Doctorale : Sciences de l'eau dans l'environnement continental

Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE :

Cemagref, groupement d'Aix-en-Provence, Unité de recherche Ouvrages Hydrauliques et Hydrologie
Le Tholonet, BP 31
F – 13612 Aix-en-Provence