



HAL
open science

**FloodScale: Observation et modélisation
hydro-météorologique multi-échelles pour la
compréhension et la simulation des crues éclairs,
Rapport scientifique final du projet, ANR-2011 BS56
027 01**

Isabelle Braud, Julien Andrieu, P.A. Ayrat, Christophe Bouvier, F. Branger,
Julie Carreau, G. Delrieu, Johnny Douvinet, R. Freydier, Etienne Leblois, et
al.

► **To cite this version:**

Isabelle Braud, Julien Andrieu, P.A. Ayrat, Christophe Bouvier, F. Branger, et al.. FloodScale: Observation et modélisation hydro-météorologique multi-échelles pour la compréhension et la simulation des crues éclairs, Rapport scientifique final du projet, ANR-2011 BS56 027 01. [Rapport de recherche] irstea. 2016, pp.149. hal-02603603

HAL Id: hal-02603603

<https://hal.inrae.fr/hal-02603603v1>

Submitted on 16 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.

FloodScale : Observation et modélisation hydro-météorologique multi-échelles pour la compréhension et la simulation des crues éclairs

Rapport scientifique final du projet ANR-2011 BS56 027 01

Auteurs : I. Braud (Coordination), J. Andrieu, P.-A. Ayral, C. Bouvier, F. Branger, J. Carreau, G. Delrieu, J. Douvinet, R. Freydier, E. Leblois, J. Le Coz, Ph. Martin, G. Nord, N. Patris, S. Perez, B. Renard, J.-L. Seidel, J.-P. Vandervaere

Contribution au projet : M. Adamovic, S. Anquetin, C. Batiot, A. Besson, S. Bonnet, B. Boudevillain, M. Bouyer, P. Brunet, S. Chen, A. Confoland, C. Coussot, P.-A. Deniset, J.-F. Didon-Lescot, J.-M. Domergue, G. Dramais, S. Gérard, E. Gonzalez-Sosa, N. Grard, I. Horner, J. Huza, O. Le Bourgeois, R. Le Boursicaud, V. Mansanarez, P. Marchand, G. Molinié, L. Nottale, M. Ollagnier, C. Rebolho, H. Suspène, A. Tangwouo, J.-D. Taupin, M. Uber, O. Vannier, B. Vincendon, A. Wijbrans,
et 24 autres étudiants de niveau licence, master ou ingénieur

Diffusion du document : Publique

Date : Mai 2016







Sommaire

Sommaire.....	3
Liste des figures.....	6
Liste des tableaux	13
1 Remerciements	15
2 Résumé en français et en anglais.....	16
2.1 Résumé en Français	16
2.2 Résumé en Anglais	17
3 Contexte et objectifs du projet. Méthodologie suivie	19
3.1 Rappel du contexte et des objectifs du projet	19
3.2 Méthodologie suivie.....	21
3.3 Présentation du rapport	24
4 Hydrologie des petits bassins et des bassins de taille moyenne : observation distribuée des processus	24
4.1 Rappel du contexte et des objectifs de la tâche.....	24
4.2 Instrumentation de sous-bassins représentatifs dans les super-sites du Gard et de l'Ardèche et documentation de leurs caractéristiques physiographiques.....	25
4.2.1 Instrumentations mises en place	25
4.2.2 Réseau de stations hydrométriques.....	30
4.2.3 Réseaux de mesures de la hauteur d'eau et instrumentation complémentaire (thermo-boutons, caméras, visite de terrain).....	32
4.2.4 Suivi géochimique	35
4.2.5 Suivi de l'humidité des sols.....	35
4.2.6 Acquisition de MNT lidars et d'images satellites à Très Haute Résolution Spatiale	37
4.3 Analyse de données et identification des comportements hydrologiques.....	38
4.3.1 Temps de réponse	38
4.3.2 Mise en eau des réseaux intermittents	43
4.3.3 Eléments d'analyse sur la réponse hydrologique du système karstique des Fonts	44
4.3.4 Résultats tirés de la géochimie sur le bassin de Valescure.....	46
4.3.5 Humidité des sols et réponse hydrologique	47
4.3.6 Approche fractale des formes du relief : le bassin versant amont du Gardon	51
4.3.7 Utilisation des réseaux bayésiens	54
4.3.8 Identification de fonctionnements à seuil.....	56
4.4 Synthèse et conclusions	56

5	Hydrologie de versant : observation distribuée, paramétrisation du fonctionnement d'un versant et modélisation à l'échelle d'un petit bassin.....	58
5.1	Rappel du contexte et des objectifs de la tâche.....	58
5.2	Instrumentation de versants représentatifs dans les super-sites du Gard et de l'Ardèche.....	58
5.2.1	Instrumentation mise en place	58
5.2.2	Transects (teneur en eau du sol, géomorphologie, profondeur du sol, Ks)	60
5.2.3	Parcelles de suivi de l'infiltration.....	60
5.2.4	Développement du saturomètre pour évaluer la capacité d'infiltration du sol61	
5.2.5	Essais d'infiltration sur différentes géologie/occupation du sol.....	62
5.3	Analyse de données et identification des comportements des versants.....	63
5.3.1	Résultats tirés des transects	63
5.3.2	Profondeurs des sols	64
5.3.3	Résultats tirés des parcelles	65
5.3.4	Résultats tirés des essais d'infiltration.....	67
5.3.5	Résultats tirés du saturomètre.....	68
5.4	Modélisation des transferts à l'échelle du versant et obtention d'une représentation intégrée à l'échelle du petit bassin versant.....	69
5.4.1	Définition d'unités de modélisation et typologie des versants.....	70
5.4.2	Utilisation du modèle CVN et de ses dérivés	72
5.4.3	Utilisation de RuiCells.....	74
5.4.4	Modélisation HEC-HMS	78
5.4.5	Modélisation développée à partir des données terrain dans la plateforme ATHYS	78
5.5	Synthèse et conclusions	80
6	Observation renforcée dans les grands bassins versants : estimation de la pluie et des débits et quantification de leur incertitude	81
6.1	Rappel du contexte et des objectifs de la tâche.....	81
6.2	Amélioration de l'estimation quantitative des précipitations	82
6.2.1	Réanalyses radar sur la région Cévennes-Vivarais.....	82
6.2.2	Réanalyses sur les bassins de méso-échelle	84
6.3	Quantification des erreurs sur l'estimation quantitative des précipitations	84
6.3.1	Modèle stochastique d'erreur sur les réanalyses	84
6.3.2	Amélioration du simulateur stochastique de pluies SAMPO et utilisation pour quantifier les erreurs sur la pluviométrie.....	87
6.4	Amélioration des connaissances sur les extrêmes pluviométriques.....	91
6.4.1	Étude de la structure de dépendance spatiale des épisodes de pluies intenses91	

6.4.2	Caractérisation des sous-régions en termes de risque d'événements pluvieux intenses	92
6.5	Hydrométrie des rivières en crue	93
6.5.1	Vélocimètres radar portables SVR	93
6.5.2	Débitmétrie image LS-PIV	95
6.5.3	Analyse de films amateurs.....	96
6.6	Quantification des incertitudes sur les débits.....	98
6.6.1	Incertitudes sur les courbes de tarage : BaRatin.....	98
6.6.2	Propagation des incertitudes sur les hydrogrammes et les signatures hydrologiques	100
6.7	Analyse des variabilités spatiales et temporelles pluie/débit et signatures hydrologiques.....	102
6.7.1	Bilans hydrologiques sur les bassins cévenols	102
6.7.2	Analyse des récessions de débits	104
6.7.3	Utilisation de l'approche de Viglione et al. (2010) pour l'analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie et de la réponse hydrologique.....	107
6.7.4	Caractérisation de la variabilité de la pluie sur les bassins de taille moyenne	108
6.7.5	Impact de la variabilité de la pluie, de sa description et de son incertitude sur la réponse hydrologique	109
6.8	Synthèse et conclusions	111
7	Modélisation intégrée à l'échelle régionale.....	112
7.1	Rappel du contexte et des objectifs de la tâche.....	112
7.2	Définition des unités hydrologiques fonctionnelles.....	113
7.2.1	Hydro-paysages et sous-bassins	113
7.2.2	Spatialisation des propriétés hydrodynamiques des sols (synthèse données Cévennes) 114	
7.3	Modélisation hydrologique régionale par approche bottom-up et évaluation	116
7.4	Modélisation hydrologique régionale par approche top-down	120
7.5	Couplage modélisation hydrologique et hydraulique	125
7.6	Evaluation de modèles non calibrés et prise en compte des incertitudes.....	128
7.6.1	Utilisation de signatures hydrologiques	128
7.6.2	Prise en compte des incertitudes dans les critères d'évaluation	133
7.7	Synthèse et conclusions	136
8	Discussions, conclusions et perspectives	137
9	Références (en bleu, les références issues du projet).	139
10	Annexe 1 : Table des jeux de données disponibles et liens sur les méta-données	147

Liste des figures

Figure 3-1: Localisation des bassins expérimentaux (tiré de Braud et al., 2014).....	21
Figure 3-2 : Figure montrant les échelles spatiales et temporelles caractéristiques des processus considérés dans le projet (rectangles noirs). Les données de caractérisation des bassins sont indiquées en violet, les approches de modélisation en rouge. Les interactions entre échelles sont symbolisées par les flèches bleues pour la discrétisation de l'espace et par les flèches bleu foncé pour la représentation des processus. HRU signifie « Hydrological Response Unit » (d'après Braud et al., 2014)	22
Figure 3-3 : Approche itérative proposée combinant observation et modélisation pour progresser dans la compréhension des processus et leur modélisation (d'après Braud et al., 2014).....	23
Figure 4-1 : Localisation des bassins de méso-échelle (contours rouges) instrumentés durant le projet FloodScale et des sous-bassins instrumentés (contours noirs). Le fond de carte montre la géologie	27
Figure 4-2 : Instrumentation dans les bassins de Valescure et Tourgueille (actualisation de Braud et al., 2014). Le transect T6 est situé au Nord du bassin de Tourgueille et n'apparaît pas sur la figure.....	28
Figure 4-3 : Instrumentation dans le bassin de l'Auzon (tirée de Nord et al., 2016)	29
Figure 4-4 : Chronique de débit sur la station de Valescure aval de début septembre 2012 à fin décembre 2015	30
Figure 4-5 : Chronique de débit sur les différentes stations de Valescure pour la crue du 14 Septembre 2014.....	31
Figure 4-6 : Documentation des débits spécifiques maximums sur la zone des Cévennes (en rouge les débits maximums documentés dans le cadre du projet FloodScale sur le réseau de stations de recherche)	32
Figure 4-7 : Réseaux de limnimètres sur les bassins versants du Cartaou (Valescure, à gauche) et de la Claduègne (Auzon, à droite)	33
Figure 4-8: Le système karstique des Fonts (Rebolho, 2015)	34
Figure 4-9 : Exemple de chroniques d'humidité du sol acquises à différentes profondeurs sur un site de prairie permanente sur le bassin de la Claduègne entre septembre 2013 et Octobre 2014 (tiré de Nicoud, 2015)	36
Figure 4-10 : Localisation des parcelles de suivi de l'humidité du sol sur le transect du Gazel durant l'automne 2012 et des parcelles où des mesures aléatoires ont été réalisées (tiré de Braud et al., 2014)	37
Figure 4-11 : Carte d'occupation du sol du bassin de l'Avène dérivé d'images Pléiades à 10 m de résolution	38
Figure 4-12 : Gauche : schéma d'extraction des caractéristiques extraites des épisodes : temps de réaction (T_{start}), , de réponse (T_{peak}) et hauteurs d'eau correspondantes H_{beg} et H_{max} . Droite : calcul de sensibilité de la réponse en hauteur d'eau pour différentes sections. La sensibilité est définie par le facteur $K = ARh^{2/3}$ dans la formule de Manning (tiré de Gonzalez-Sosa et al., 2016).....	39
Figure 4-13 : Exemple d'épisodes du printemps 2013. On observe une baisse de la température au moment des deux épisodes pluvieux (cercles bleus) qui précède l'augmentation de hauteur d'eau, signalant certainement une réponse hydrologique qui peut traduire une augmentation de la vitesse de l'eau avant celle de la hauteur d'eau (tiré de Gonzalez-Sosa et al., 2016).....	40

Figure 4-14: Temps de réponse (T_{start}), temps de réaction (T_{peak}) et décalages entre pic de pluie et pic de débit (T_{gap}) sur les 5 stations du bassin de Valescure pour les 6 événements maximums enregistrés durant la période d'observation.....	40
Figure 4-15 : Débits de montée de crue normés ; Gardon de Saint Jean à Saumane ; partie de l'hydrogramme disponible (Lahouasnia N., 2015).....	41
Figure 4-16 : Relation entre les débits au temps t-1 et les accroissements relatifs normés des débits du Gardon de Saint-Jean à Saumane. Pointillés vert : AR = 1 = doublement ; pointillés rouges = droites enveloppes ; lignes bleues = médianes de la statistique des AR et des Q_{t-1} (Lahouasnia N., 2015).....	42
Figure 4-17 : Relation entre les débits au temps t-1 et les accroissements relatifs normés des débits du Gardon à Corbès. Pointillés vert : AR = 1 = doublement ; pointillés rouges = droites enveloppes (Lahouasnia N., 2015).	42
Figure 4-18 : Relation entre les densités de fréquence normées et les accroissements relatifs des débits de la station du Gardon de Saint-Jean à Saumane (Lahouasnia N., 2015)..	43
Figure 4-19 : Suivi de l'extension des ravines sur le Cartaou – Automne 2012	44
Figure 4-20: Schéma conceptuel du fonctionnement du système karstique des Fonts (Rebolho, 2015).....	45
Figure 4-21: Variations des concentrations ou des paramètres physico-chimiques de l'eau lors des 2 crues du 19 au 23 octobre 2013 à Valescure Aval. Les valeurs de $\delta^{18}O$ montrent un enrichissement des écoulements à Valescure Aval (3.9 km^2) pendant les pointes de crue, correspondant à un mélange 50-50% de l'eau de pluie et de l'eau du sol, l'eau profonde ne participant pas ou peu au mélange au pic de crue. Les variations de Cl, SiO ₂ et de la conductivité électrique indiquent des dilutions de l'ordre de 50 % au pic de crue ; dans l'hypothèse où les concentrations correspondant à l'eau profonde et à l'eau du sol sont équivalentes, ces dilutions représentent la contribution des eaux nouvelles, ce qui est cohérent avec les résultats fournis par $\delta^{18}O$. L'enrichissement au pic de crue en aluminium et en COT, présents exclusivement dans les horizons du sol, marque une contribution importante de l'eau contenue dans ces horizons, également cohérente avec les résultats fournis par $\delta^{18}O$	46
Figure 4-22 : Relation entre humidité initiale (satellite ASCAT) et coefficient de ruissellement (a) et débit (b) pour cinq épisodes pluvieux de l'automne 2012. Les différents épisodes sont représentés par les symboles suivants : diamonds (Event #1, 23–28 September), solid squares (Event #2, 19–22 October), triangles (Event #3, 9–17November), no symbols (Event #4, 22 November–1 December), and hollow squares (Event #5, 23–31 October) (tiré de Huza et al. (2014).	48
Figure 4-23 : Boxplot de l'humidité de surface durant l'automne 2012 pour différentes classes d'occupation du sol (tiré de Uber, 2016).	48
Figure 4-24 : Humidité du sol initiale (a) et finale (b) à différentes profondeurs et pour différentes occupations du sol pour l'épisode du 5 au 9 Septembre 2013 (tiré de Uber, 2016).	49
Figure 4-25 : Relation entre humidité du sol initiale et coefficient de ruissellement pour les bassins du Gazel et de la Claduègne (tiré de Uber, 2016).....	50
Figure 4-26 : Gauche : décomposition de deux hydrogrammes en s'appuyant sur la conductivité électrique pour deux épisodes contrastés : le premier avec un fort écoulement de sub-surface, le second avec un faible écoulement de sub-surface. Droite : relation entre variation maximale de conductivité électrique et humidité initiale, cumul de pluie et humidité initiale.	50
Figure 4-27 : Gardon cévenol en amont de Ners (socle) ; variations de la dimension fractale en fonction de l'altitude et de l'échelle modélisée par une double loi quadratique ; parabole entre l'altitude et la dimension fractale (cf.Figure 4-29) et relation sigmoïde entre le	

- logarithme de l'échelle et la dimension fractale (cf. Figure 4-28) ; les calculs sont faits avec un MNT IGN à 50 m ; méthode box-counting 52
- Figure 4-28 : Gardon cévenol en amont de Ners (socle) ; variations de la dimension fractale en fonction de l'échelle ; courbe de niveau de 450.m ; en rouge la variation calculée à partir du MNT à 50 m de l'IGN ; méthode box-counting biais corrigés ; en bleu la variation calculée sur le MNT à haute résolution du Cartaou 53
- Figure 4-29 : Gardon cévenol en amont de Ners (socle) ; variations de la dimension fractale en fonction de l'altitude et modèle parabolique permettant de retrouver les bornes du potentiel de glyptogénèse (-117 ± 30 m et 1002 ± 28 m) ; ces valeurs sont conformes au niveau de la mer lors de la régression wurmienne et à l'altitude des crêtes amont ; méthode box-counting 54
- Figure 4-30 : Organisation des variables liées à l'humidité des sols pour 2 groupes d'événements pluvieux sur le transect n°2 (Mandon et al., 2014) 55
- Figure 4-31: Graphe des classes de pluie selon BayesiaLab (Mandon et al., 2014) 55
- Figure 5-1: A droite, vue des panneaux d'aspersion, surmontant les différents capteurs enterrés à l'aplomb des panneaux. A gauche, plan d'installation des capteurs : piézomètres, sondes d'humidité des sols, zone d'injection de traceur, lignes d'électrodes pour les mesures de résistivités électriques, ainsi que tensiomètres (ceux-ci ne figurent pas sur le plan) 60
- Figure 5-2 : Saturomètre sur parcelle de vigne. La pression du gicleur est contrôlée par un manomètre. Les bâches protègent de l'action du vent sur les gouttes. L'eau est amenée par un asperseur à main. 61
- Figure 5-3 : Courbes des conductivités hydrauliques estimées par modélisation inverse, pour la couche supérieure du sol (0-30 cm). A gauche sont représentées les courbes obtenues pour chaque station du transect n°1 (1 à 10). A droite sont représentées les courbes médianes obtenues pour chacun des transects (1 à 6). 64
- Figure 5-4 : Sections de résistivités électriques sur le transect n°4. Chaque section correspond à une ligne de 48 électrodes, espacées de 25 cm, perpendiculairement à la pente. Un premier contraste de résistivité apparaît autour de $5000 \Omega.m$, à 20-40 cm, et matérialise le passage entre sol et roche plus ou moins altérée. On note cependant çà et là des zones profondes moins résistives, traduisant la structure chaotique du granite. La section du bas semble montrer une accumulation d'eau en profondeur, indiquant que la perméabilité des horizons résistifs reste élevée. 65
- Figure 5-5 : Mesures de résistivités électriques multi-temporelles après injection locale d'un traceur (sel). Les mesures sont réalisées le long d'une ligne suivant la pente. L'injection du traceur intervient après 2 heures de pluie artificielle, soit 200mm de pluie. La propagation du traceur, correspondant à une diminution des résistivités, montre que le transfert est essentiellement vertical dans les 2 premiers mètres du sol. 66
- Figure 5-6 : Profondeurs minimales d'apparition de la zone imperméable, à l'aplomb de chacune des sondes de teneur en eau. Dans 7 cas sur 10, la perméabilité reste élevée sur au moins 2.50m. Dans les autres cas, la couche imperméable est trouvée à quelques dizaines de cm, et correspond à la présence de blocs peu altérés. La capacité de stockage du profil vertical, égale au produit de la profondeur par le déficit en eau initial, est de l'ordre de 600 mm, pour des conditions moyennes d'humidité initiale. 66
- Figure 5-7 : Comparaison, pour les essais d'infiltration par mini-disques, de la sorptivité (en haut à gauche), de la conductivité (en haut à droite), du diamètre actif de pores (en bas à gauche) et du coefficient C2 de l'équation d'infiltration (en bas à droite) entre la méthode DL et la méthode L06 (tiré de Braud et Vandervaere, 2015) 67
- Figure 5-8 : Boxplot comparant la densité sèche des sols naturels et cultivés (en haut à gauche), le logarithme de la conductivité (en haut à droite), le diamètre des pores actifs (en

- bas à gauche) et la conductivité à -20mm (en bas à droite) pour les classes (forêt et cultures) (tiré de Braud et Vandervaere, 2015). 68
- Figure 5-9 : Temps de saturation observé en fonction de l'intensité de pluie appliquée au saturomètre pour trois parcelles. 69
- Figure 5-10 : Gauche : Bassin versant de Tourgueille segmenté en versants. Droite : Typologie des versants de Tourgueille en 6 types (tiré de Andrieu, 2016)..... 71
- Figure 5-11 : Structure du modèle CVN-1, intégrant les écoulements latéraux de surface et sub-surface (cercles rouges). Les flèches simples indiquent un forçage et les flèches doubles un couplage dans les deux sens (tiré de Vannier 2013). 72
- Figure 5-12 : Simulation de l'épisode des 21-23/10/2008 à l'aide du modèle CVN-1 pour une épaisseur de sol constante égale à 80cm (haut) et une épaisseur tirée d'une loi aléatoire de moyenne 80cm et d'écart-type 40cm (bas) (tiré de Vannier, 2013)..... 73
- Figure 5-13: Cartographie des cumuls de surfaces passées en chaque cellule pour le bassin du Tourgueille. Plus les couleurs se rapprochent du rouge, plus la part passée dans chaque cellule est grande (ce qui indique que la partie en amont est proche de la surface totale du bassin versant). 75
- Figure 5-14: Surfaçogramme obtenu sur le bassin du Tourgueille (avec MNT au pas de 25 m). Les surfaces de bassins indiquées sur la figure correspondent aux surfaces estimées par le modèle. La localisation des points 0, 1, 2 et 3 se trouve sur la Figure 5-13. 76
- Figure 5-15 : Cartographie de l'indice IC sur le bassin du Tourgueille (avec MNT au pas de 25 m)..... 76
- Figure 5-16 : Simulation de la réponse hydrologique sur le bassin du Valescure pour une pluie de 50 mm en 2h et un coefficient de ruissellement homogène et constant de 13 %..... 77
- Figure 5-17 : Modèle M7 pour la représentation des flux verticaux et latéraux dans les compartiments de surface, subsurface proche et profonde..... 79
- Figure 5-18 : Exemples de simulation de crues. Le modèle a été calibré sur un seul paramètre qui fixe l'infiltration profonde. Ce paramètre est relié significativement à l'humidité initiale, et l'infiltration profonde augmente quand l'humidité initiale diminue. Par ailleurs, la profondeur de "sol" est distribuée aléatoirement entre 0 et 2m. La vitesse de l'écoulement latéral a été fixée à 3 m h⁻¹. NS désigne la valeur du critère de Nash-Sutcliffe, calculé sur la totalité de l'épisode. La valeur médiane de NS sur 40 épisodes est de 0.84..... 79
- Figure 6-1: Comparaison des trois méthodes d'estimation de la pluie par validation croisée au pas de temps horaire, pour les 131 épisodes de pluie sélectionnés sur la période 2007-2014. Le critère de biais est le rapport de la moyenne des valeurs estimées à la moyenne des valeurs observées et le critère R² est le coefficient de détermination (carré du coefficient de corrélation) entre valeurs estimées et observées. 83
- Figure 6-2 : Nuages de corrélation entre estimations horaires cumulées au pas de temps journalier (KED à gauche ; OK à droite) et mesures pluviométriques journalières non utilisées dans la mise en œuvre des méthodes d'estimation..... 84
- Figure 6-3 : Illustration du modèle d'erreur pour le champ de pluie horaire (22/10/2008 0200-0300 UTC) estimé par la méthode KED. L'intensité de pluie (mm) est présentée à gauche, l'écart-type d'estimation normé du krigeage au centre (-) et l'écart-type d'erreur (mm) à droite. Les figures du haut correspondent aux estimations à la résolution spatiale d'1 km² et celles du bas aux estimations sur le maillage hydrologique de 50 km². 85
- Figure 6-4 : Analyse détaillée des erreurs d'estimation de la pluie sur le bassin versant de l'Auzon pour diverses configurations de mesure (voir texte pour les explications). 86
- Figure 6-5 : Haut : génération de 100 hyétogrammes plausibles (gris) pour deux bassins versants ardéchois de 10 (gauche) et 100 km² (droite) pour l'épisode du 2-5/11/2014. Le hyétogramme en noir représente la valeur de la dérive assortie des quantiles 10, 25, 75 et 90%

(rouge) issus du modèle d'erreur. La courbe verte correspond à l'écart-type d'erreur. Graphes du bas : hyétogrammes cumulés..... 87

Figure 6-6 : Principe du gommage des frontières entre zones. La pluie est plus forte à gauche, plus faible à droite, et cependant un raccord est assuré par le respect de valeurs préalablement posées sur la frontière commune. 89

Figure 6-7 : Cumul 2005-2014 de 3 des 7 membres de champs de pluie simulés. La variabilité inter-membre tend à disparaître, la technique ignorant les éventuels effets systématiques. L'arc cévenol apparaît nettement, comme attendu à cette échelle temporelle. 91

Figure 6-8 : Période de retour empirique (points rouges) et période de retour théorique (courbe bleue pour la loi marginale Gamma et courbe noire pour la loi marginale Log-Normale à 2 composantes) en échelle logarithmique des moyennes spatiales observées. L'intervalle de confiance à 95% des estimations empiriques apparaît en gris et celles des estimations théoriques avec les barres verticales sur les courbes bleues et noires. (a) Copule gaussienne ; (b) Copule Student-t ; (c) Skew Normal ; (d) Skew t (tirée de Carreau et Bouvier, 2015)..... 92

Figure 6-9 : Variation du coefficient de vitesse local avec la rugosité relative (A) et avec la profondeur d'eau (B) ; variation du coefficient de vitesse global avec la rugosité relative (C). La ligne pointillée représente la valeur par défaut du coefficient de vitesse (0,85). La ligne continue représente le coefficient de vitesse théorique. La gamme interquartile est ombrée en gris foncé; la gamme percentile 10%-90% est ombrée en gris clair. Les valeurs locales du coefficient de vitesse ne sont pas disponibles pour certains sites (tirée de Welber et al. 2016). 94

Figure 6-10 : Impact de l'alignement de l'image pour un mouvement de la caméra cohérent ((a) et (b)) ou incohérent (shake) ((c) et (d)), avec les moyennes cumulées des vitesses moyennes LSPIV obtenues avec ou sans correction de ces mouvements (e) (tirée de Le Boursicaud et al. 2016) 97

Figure 6-11 : Analyse bayésienne de la courbe de tarage hauteur-débit de l'Auzon à Vogüé-gare, station hydrométrique mise en service dans le cadre du projet FloodScale, équipée d'un dispositif de jaugeage automatique par rafales d'images. Les résultats obtenus avec le logiciel BaRatin montrent comment la courbe de tarage et son enveloppe d'incertitude à 95% évoluent grâce à l'ajout des jaugeages sans contact (SVR et LSPIV) aux jaugeages traditionnels intrusifs, seulement disponibles à bas débit pour cette station récente d'accès difficile, (tirée de Branger et al. 2015) 99

Figure 6-12 : Analyse bayésienne de l'hydrogramme de l'Auzon à Vogüé-gare pendant les crues de novembre 2014 ; l'hydrogramme et son enveloppe d'incertitude à 95% sont calculés sans jaugeage (courbe a priori, « Config 0 »), avec seulement les jaugeages traditionnels intrusifs (« Config 1 »), avec tous les jaugeages y compris les techniques sans contact (« Config 2 »), (tirée de Branger et al. 2015) 101

Figure 6-13 : Comparaison de trois indicateurs hydrologiques annuels (débits maximum instantané, minimum moyen sur 30 jours, moyen sur l'année) pour 3 années consécutives aux stations hydrométriques de l'Ardèche à Sauze et Vallon. Les incertitudes sont calculées avec BaRatin en propageant les composantes d'incertitude de la courbe de tarage (« rc »), du limnigramme (« h ») ou les deux (« total »). La comparaison des deux résultats incertains est quantifiée par le rang de 0 dans la cdf de la différence des deux résultats, avec une échelle de couleur subjective assumée, (tirée de Horner et al., en préparation)..... 101

Figure 6-14 : Coefficient d'écoulement annuel moyen (%°) (en couleur sur la carte) pour les 14 sous-bassins de l'Ardèche calculé avec les débits de la Banque Hydro et les réanalyses SAFRAN. Les graphes du régime hydrologique mensuel montrent les pluies mensuelles interannuelles (mm), l'ET0 (mm) et l'écoulement (mm) pour la période de mesure disponible.

Les intervalles de confiance à 95% ont été dérivés par une méthode Bootstrap. On note un coefficient d'écoulement très faible pour le Chassezac lié aux ouvrages hydroélectriques. On note aussi l'impact des apports de la Loire sur des coefficients d'écoulement forts sur la branche principale de l'Ardèche à partir de Pont de Labeaume. Les valeurs faibles sur Gazel et Claduègne peuvent être liées à la très faible longueur de la chronique (4 ans) qui ne permet pas de calculer des moyennes interannuelles robustes (tiré de Coussot, 2015). 103

Figure 6-15: Comparaison des capacités de stockage des sols estimées à l'aide des bases de données sol et estimées par analyse des récessions. On compare aussi (trait noir) à une autre estimation proposée dans Vannier et al. (2014) (tiré de Vannier et al., 2014)..... 104

Figure 6-16 : Gauche : application de l'analyse de récession proposée par Kirchner (2009) à la station de Meyras (haut) et ajustement d'un polynôme de degré 2 (bas). Droite : simulation des débits pour l'année 2000 sur le bassin de l'Altier à Goulette, sans correction de la pluie et de l'évapotranspiration (haut), avec correction de la pluie uniquement (milieu) et avec la correction de la pluie et de l'évapotranspiration (bas) (tiré de Adamovic et al., 2015). 106

Figure 6-17 : Représentation des 6 épisodes pluvieux étudiés sur l'Avène dans un même espace distance à l'exutoire/temps, figure tirée de Vannier (2013) 107

Figure 6-18 : Décomposition des 6 épisodes étudiés sur l'Avène selon les termes R1 à R4 avec la contribution absolue (gauche) et la contribution relative (à droite), figure tirée de Vannier (2013) 108

Figure 6-19: Principe du calcul des indices de variabilité de la pluie au sein du bassin versant et illustration de pluies concentrées à l'aval, en milieu et à l'amont d'un bassin..... 108

Figure 6-20: Evolution des indices de localisation (gauche) et de concentration (droite) en fonction de la surface des bassins versants 109

Figure 6-21 : Gauche : représentation dans un espace distance à l'exutoire/temps de l'intensité de pluie moyennée sur le maillage du modèle SIMPLEFLOOD de l'épisode du 31/10 au 03/11/2008 sur l'Ardèche pour les pluie SAFRAN (haut), réanalyses radar+ pluvio (KED, milieu) et moyenne des 100 simulations SAMPO (TBM, bas). Droite : haut : évolution temporelle de la pluie moyenne de bassin ; bas : indice $\delta_1(t)$ de Zocatalli et al. (2010) pour les trois jeux de pluie ($\delta_1(t)$ vaut 1 si la pluie est homogène, >1 si la pluie est concentrée à l'amont et <1 si elle est concentrée à l'aval (tiré de Braud et al., 2015). 110

Figure 7-1 : Boxplot des conductivités hydrauliques à saturation (méthode double anneau) en fonction de la géologie et de l'occupation du sol 115

Figure 7-2 : Illustration de la structure du modèle CVN-p (tiré de Vannier et al., 2016). 116

Figure 7-3 : Capacité de stockage des sols et épaisseurs/conductivité hydraulique des horizons altérés obtenues à partir de l'analyse des récessions de 24 petits bassins versants de la région Cévenole (tiré de Vannier et al., 2014) 117

Figure 7-4 : Comparaison des débits observés (points rouges) et simulés avec les modèles CVN (vert) et CVN-p (noir) sur le bassin du Tarn à Pont de Montvert sur l'année 2008 (simulation longue, en haut) et l'épisode de novembre 2008 (en bas) (tiré de Vannier et al., 2016)..... 118

Figure 7-5 : Comparaison des débits observés (points rouges) et simulés avec les modèles CVN (vert) et CVN-p (noir) sur le bassin sur le Gardon de Mialet sur l'année 2008 (simulation longue) et l'épisode d'octobre 2008 (tiré de Vannier et al., 2016) 119

Figure 7-6 : Comparaison des débits simulés par le modèle CVN-p pour l'épisode des 21-23 Octobre 2008 aux estimations de pointe obtenues suite à un retour d'expérience (tiré de Vannier et al., 2016)..... 120

- Figure 7-7: Schéma de principe du modèle distribué SIMPLEFLOOD : composantes et paramètres. Les composantes en rouge sont spécifiques à SIMPLEFLOOD ; celles en noir ont été reprises du modèle J2000 dans la plate-forme JAMS (tiré de Adamovic et al., 2016b) .. 122
- Figure 7-8: Géologie dominante de la zone et sous-bassins d'application de la SDSA dans le travail d'Adamovic (2014), (tiré de Adamovic et al., 2016b)..... 123
- Figure 7-9 : Performance de SIMPLEFLOOD pour plusieurs stations du bassin de l'Ardèche pour les critères Nash au pas de temps horaire et biais en volume (PBIAS), pour la période 2001-2008. Le biais a été calculé au pas de temps journalier avec de données naturalisées pour les observations. (tiré de Adamovic et al., 2016b)..... 124
- Figure 7-10: Comparaison entre le débit simulé par SIMPLEFLOOD (rouge) et observé (bleu) pour l'année 2011 à plusieurs stations du bassin du Gard : (A) : St Jean du Gard ; (B) : Alès ; (C) : Ners et (D) : Remoulins (exutoire)(tiré de Coussot, 2015). 125
- Figure 7-11 : Mise en œuvre du couplage entre le modèle hydrologique SIMPLEFLOOD et le modèle hydraulique MAGE sur le bassin de l'Ardèche (tiré de Adamovic, 2014)..... 127
- Figure 7-12 : Débit simulé à l'exutoire du bassin de l'Ardèche par le modèle couplé SIMPLEFLOOD/MAGE et le modèle SIMPLEFLOOD pour les crues de Novembre-Décembre 2003 (tiré de Adamovic, 2014) 128
- Figure 7-13 : Comparaison entre intermittence observée (en bas à droite) et simulée, pour l'année 2009 et pour les capteurs 1 à 16. (Figure tirée de Fuamba et al., 2016)..... 131
- Figure 7-14: Comparaison des temps de réaction (a), réponse (b), et amplitude de réponse $H_{max}-H_{beg}$ (c) observés et simulés. La définition de ces indicateurs est schématisée en (d). Les points sont colorés selon l'occupation des sols dominante du sous-bassin drainant chaque station (tiré de Fuamba et al., 2016)..... 132
- Figure 7-15 : Temps de transition saisonnier moyen (été-hiver : noir ; hiver-été : vert) pour les stations de mesure d'humidité des sols regroupées par classe climatique d'après la classification REC (Snelder et al., 2005) : CD : cool dry ; CW : cool wet ; CX : cool extremely wet ; WD : warm dry ; WW : warm wet. 133
- Figure 7-16. Illustration de l'approche de base pour comparer deux séries incertaines se présentant sous la forme de « spaghettis » (simulations Monte Carlo). La figure de gauche montre deux telles séries (bleue et rouge). La figure de droite montre les spaghettis obtenus après passage aux résidus, c'est-à-dire après avoir soustrait deux à deux les spaghettis bleus et rouges. Il suffit alors de comparer ces spaghettis avec une série constante égale à zéro, ce qui peut être fait avec des approches classiques issus du domaine des prévisions probabilistes. 134
- Figure 7-17 : Illustration de la différence entre des spaghettis issus d'erreurs non-systématiques (à gauche), purement systématiques (au milieu) ou d'un mélange d'erreurs systématiques et non-systématiques (à droite). Noter que si l'incertitude était représentée sous forme d'intervalles et non de spaghettis, on obtiendrait exactement les mêmes intervalles dans les trois cas. 134
- Figure 7-18 : Illustration de la notion de « biais conditionnel », matérialisé ici par la courbe rouge : les résidus entre deux séries incertaines (en abscisses) ont une espérance non nulle et non constante, qui varie ici en fonction du débit..... 136



Liste des tableaux

Tableau 4-1 : Instrumentation et caractérisation des bassins de méso-échelle bassins versants (en bleu, instrumentation/données nouvelles).....	26
Tableau 4-2 : Répartition du nombre de jaugeages en crue	31
Tableau 5-1 : Instrumentations mises en place à l'échelle des versants sur les différents sous-bassins.....	59
Tableau 10-1 : Jeux de données disponibles et liens sur les méta-données	147





1 Remerciements

Nous remercions le programme Blanc de l'Agence Nationale de la Recherche (ANR-2011 BS56 027) qui a financé le projet FloodScale. Le projet a aussi bénéficié de financements du programme MISTRALS/HyMeX, de la région Rhône-Alpes (2 bourses de thèse), de l'université de Montpellier 2 et de l'Ecole des mines d'Alès (1 bourse de thèse), d'Irstea et la CNR (1 bourse de thèse), d'Irstea et SINTEF (1 bourse de thèse), du gouvernement Vénézuélien (une bourse de thèse) ; du CNRS, de la CNR et du Schapi (CDDs).

Nous tenons aussi à remercier tous les organismes qui nous ont fourni les données opérationnelles : Météo-France et le SPC Grand Delta. Les bases de données sol Languedoc-Roussillon et Ardèche sont issues du programme Inventaire et Gestion des Sols/ Référentiel Pédologique Régional. Les images Pléiades ont été mises à disposition dans le cadre d'un projet CNES/TOSCA CALVADOVS coordonné par J.-L. Roujean (CNRM). Nous remercions aussi l'équipe de la base de données HyMeX (ESPRI/IPSL et SEDOO/Observatoire Midi-Pyrénées) pour leur aide dans l'accès et la mise en forme des données et Météo-France pour l'accès au site <http://sop.hymex.org/> durant les campagnes d'automne.

Les bassins étudiés font partie de l'Observatoire HydroMétéorologique Cévennes-Vivarais (OHM-CV) soutenu par l'INSU/CNRS, l'OSUG/Grenoble, l'Alliance Allenvi (Réseau de Bassins Versants).

Nous remercions aussi les nombreux étudiants et collègues qui nous ont aidé dans la collecte et l'analyse des données.

Le projet a bénéficié du soutien du Pôle Risques pour l'organisation du séminaire de restitution du 24 novembre 2015.

2 Résumé en français et en anglais

2.1 Résumé en Français

Le projet FloodScale avait pour objectif de progresser sur la connaissance, la compréhension et la simulation des processus hydrologiques conduisant aux crues rapides en zone Méditerranéenne. Ces crues rapides et les épisodes pluvieux importants qui les génèrent conduisent chaque année à des pertes humaines et matérielles très importantes dans cette région mais les processus conduisant à leur genèse restaient encore mal connus ou hiérarchisés. Par ailleurs, FloodScale représente une contribution importante au volet « hydrologie » du programme international HyMeX (Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment).

Le projet a abordé plusieurs volets : l'observation, la compréhension et la simulation des crues rapides, avec en toile de fond, deux questions fondamentales en hydrologie : le changement d'échelle et la prédiction en bassins non jaugés. Ces deux problématiques sont particulièrement pertinentes pour les crues rapides qui affectent souvent de petits bassins sans mesure des débits et peuvent concerner de larges étendues, nécessitant une compréhension et une modélisation à échelle fine et sur de vastes territoires.

Pour l'observation des crues rapides et le recueil de données permettant d'aborder les questions ci-dessus, une stratégie multi-échelle a été mise en œuvre sur deux bassins de méso-échelle des Cévennes : le Gard et l'Ardèche. Trois échelles spatiales ont été considérées : 1/ le versant pour la documentation des processus ; 2/ l'échelle du petit bassin (1-100 km²) pour la description de la variabilité spatiale des paysages et des réponses hydrologiques et 3/ l'échelle du bassin de méso-échelle (100-2000 km²) pertinente pour la gestion et la prévision. Ces observations ont combiné des mesures en continu sur quatre ans (pluie, hauteur d'eau, débits, humidité des sols) et des mesures sur alerte durant les quatre automnes du projet : jaugeages en crue, échantillonnage de l'humidité des sols, échantillonnages géochimiques. Cette stratégie d'observations s'est révélée pertinente et a permis de documenter non seulement plusieurs épisodes de crues rapides à différentes échelles mais aussi le fonctionnement « normal » des bassins versants. Le projet a aussi permis de tester et valider des méthodes de mesure innovantes telles que le saturomètre pour les capacités d'infiltration des sols, ainsi que l'intérêt de mesures sans contact pour 1/ l'estimation des profondeurs de sols ou le suivi des flux d'eau grâce à la résistivité électrique, 2/ les mesures de débit de crue (utilisation de radars de vitesse, de caméras fixes, analyses de vidéo amateurs). Des méthodes de fusion de données radar et pluviomètres ont aussi été proposées et développées et se sont aussi révélées pertinentes pour améliorer la connaissance de la pluviométrie et sa variabilité spatiale et temporelle. Mentionnons aussi les avancées méthodologiques permettant de quantifier les incertitudes sur les pluies et les débits.

L'analyse des données collectées a permis de mettre en évidence une forte variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols intra-versant, mais une relative stabilité de ces propriétés inter-versants. A l'échelle des Cévennes, la géologie et l'occupation des sols apparaissent comme des éléments discriminants sur la variabilité spatiale de ces grandeurs. La variabilité des profondeurs des sols est aussi une caractéristique des milieux étudiés, qu'il est nécessaire de prendre en compte dans les modèles. Les expérimentations de versants, mais aussi l'analyse des données géochimiques des campagnes sur alerte ou mesurées en continu confirment la prépondérance d'écoulements latéraux de sub-surface rapides en terrain granitiques ou sur schiste et végétation naturelle, et leur importance, même sur terrains sédimentaires et agricoles. Il a aussi été montré que les capacités de stockage des sols issues de bases de données sols étaient largement sous-estimées car elles ne prennent pas en compte le stockage dans les horizons de socle altéré et fracturé. L'interface sol-bedrock s'est par

ailleurs révélée perméable, avec des capacités d'infiltration élevées. Les mesures d'humidité des sols combinées à l'analyse de la réponse hydrologique mettent en évidence un effet de seuil au moment du passage de conditions de sol sèches à humides avec une réponse hydrologique très faible en conditions sèches et une forte variabilité de la réponse hydrologique en conditions humides.

La modélisation et la simulation des crues rapides ont été abordées dans un esprit d'évaluation/comparaison de différentes hypothèses de fonctionnement en s'appuyant sur les données collectées et l'analyse des différences entre simulation et observation. Les résultats du projet ont aussi permis de valider la pertinence de cette approche itérative. A l'échelle des petits bassins, différents modèles reposant sur différentes hypothèses de processus dominants ont été mis en œuvre et testés. Ces essais montrent qu'un seul processus ne peut suffire à expliquer les réponses observées et que les flux de sub-surface doivent impérativement être considérés pour une simulation correcte des observations, de même que la variabilité spatiale des capacités de stockage des sols. En particulier, une modélisation distribuée, construite à partir des observations de terrain s'est révélée particulièrement pertinente et robuste au changement d'échelle. A l'échelle régionale, deux approches de modélisation « top-down » et « bottom-up » ont été mise en œuvre et évaluée. Les études confirment la nécessité de prendre en compte les horizons altérés pour la bonne représentation des capacités de stockage dans les sols. Elles mettent en évidence la nécessité de bien prendre en compte la géologie pour simuler correctement la variabilité des réponses hydrologiques et que les deux types d'approches permettent de représenter de manière satisfaisante cette variabilité, notamment pour les crues rapides. Ces modèles permettent d'obtenir des simulations en bassins non jaugés.

Durant le projet, un effort important a été consacré à l'acquisition, la validation et la mise à disposition de riches jeux de données documentant différents aspects pertinents pour la compréhension des crues rapides. Ces données ont été exploitées de manière fragmentaire durant le projet, avec une focalisation sur des analyses par site d'études visant à confirmer la cohérence des données acquises. Une des perspectives les plus prometteuses est maintenant la mise en perspective des données des différents sites et une analyse globale des comportements à l'échelle de toute la région cévenole. Les efforts menés pour caractériser les incertitudes sur la pluie et les débits offrent aussi d'intéressantes perspectives pour une meilleure prise en compte dans les modèles, leur évaluation et leur calibration.

2.2 *Résumé en Anglais*

The objectives of the FloodScale project were to progress in the knowledge, understanding and simulation of hydrological processes leading to flash floods in the Mediterranean area. These flash floods and the rainfall events that trigger them lead, each year, to fatalities and a large amount of damage in this region, but processes leading to their generation remained poorly known and hierarchized. The FloodScale project contributed significantly to the "hydrology" part of the international HyMeX (Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment) program.

Several aspects were tackled in the project: observation, understanding and simulation of flash floods, with in the background, two fundamental questions in hydrology: the change of scale problem and the prediction in ungauged catchments. These two questions are particularly relevant for flash floods that often occur in small ungauged catchments but that may interest a large territory, requiring understanding and modelling at small scale and over a large area.

For the observation of flash floods and data collection allowing tackling the two scientific questions mentioned above, a multi-scale observation strategy was set up in two meso-scales

catchments of the Cévennes region: the Gard and Ardèche catchments. Three scales were considered in the sampling strategy: 1/ the hillslope scale for documenting hydrological processes; 2/ the small catchment scale (1-100 km²) where the spatial variability of landscapes and hydrological processes was monitored and described and 3/ the meso-scale catchment scales (100-2000 km²) relevant for management and warning. These observations combined continuous measurements during four years (rainfall, water level in streams, discharge, soil moisture) and opportunistic measurements during the four autumns of the project: gauging of flooding rivers, sampling of soil moisture and geochemistry sampling of rainfall, streams and soil water. The observation strategy was found relevant and allowed documenting both the “normal” catchment behavior and a selection of flash floods across scales. The project also allowed evaluating several new measurements techniques such as the saturimeter for estimating soil infiltration capacity but also the interest of non-contact measurements for 1/ estimating soil depth or monitoring water fluxes thanks to electrical resistivity, 2/ estimating flooding discharges (use of portable surface velocity radars, fixed cameras and analysis of citizens videos). Methods for merging radar rainfall and pluviometers data were also proposed and improved and proved relevant to describe properly rainfall time and space variability. We should also mention methodological progress for quantifying rainfall and discharge uncertainty.

Analysis of the collected data showed a large variability of soil hydraulic properties on the hillslope scale, whereas those properties were quite stable across hillslopes. At the scale of the whole Cévennes-Vivarais region, geology and land use were found discriminant for explaining soil hydraulic properties spatial variability. A high degree of soil depth variability is also a characteristic of the soils in the region and it is necessary to take it into account into models. Hillslope experiments, but also the analysis of opportunistic or continuous geochemistry sampling show the large contribution of quick lateral sub-surface flow in granite and schist geology with a natural vegetation, but also their role in sedimentary and agricultural areas. Soil water storage inferred from existing data bases was also found to be greatly underestimated because they do not account for water storage in the deep weathered and fractured bedrock layers. The soil-bedrock interface was found to be pervious, with high infiltration capacities. Analysis of soil moisture data combined with the hydrological response show threshold effect at the transition between dry and wet conditions with a low hydrological response below this humidity threshold and a large variability in the response when soil water content is above this threshold.

The simulation and modelling of flash floods was performed using a hypothesis testing framework, where various functioning hypotheses are assessed by comparing modeled and observed values. The project results proved the validity and interest of this iterative approach. At the small catchment scales, various models, based on different hypotheses about dominant processes were used. The results show that one process is generally not sufficient to reproduce the observed response and that sub-surface fluxes must be included in the modeling as well as the spatial variability of soil water storage. More specifically, a distributed modelling approach, designed from field observations was shown to be relevant and robust to the change of scale. At the regional scale, top-down and bottom-up approaches were set up and assessed. The studies confirm the need to account for water storage in deeper weathered horizons for a correct simulation of soil water storage capacity. They also show that geology must be also taken into account to correctly simulate the spatial variability of the hydrological response. Both approaches allow a satisfactory simulation of this variability, in particular during flash floods. Those models provide simulations in ungauged catchments.

During the project a large effort was dedicated to data collection, validation and documentation for inclusion in several data bases. The collected data set document various

aspects of flash floods at various scales and is quite unique. All the collected data were only partially analyzed and exploited during the project, with a focus on sites analyses to verify the consistency of the data and have a first insight into active processes. The most promising perspective of the work is certainly a global analysis of the data sets by pooling all the data from the various sites together to obtain a picture of hydrological responses on the scale of the whole region. The effort of documenting rainfall and discharge uncertainty on rainfall and discharge also offers rich perspectives to better take uncertainty into account in models, in their evaluation and calibration.

3 Contexte et objectifs du projet. Méthodologie suivie

3.1 Rappel du contexte et des objectifs du projet

Chaque année, spécialement à l'automne, des épisodes pluvieux intenses affectent les zones Méditerranéennes. Ces épisodes, caractérisés par des cumuls de pluie souvent importants, conduisent régulièrement à des crues rapides, parfois dévastatrices, comme dans les Alpes Maritimes en octobre 2015, sans oublier la dizaine d'épisodes ayant affecté le sud de la France en 2014.

Dans un premier temps, nous allons préciser la définition d'une crue rapide retenue dans le projet (Braud et al., 2014): une crue rapide conduit à une hausse de la hauteur d'eau rapide (en quelques heures pour les bassins de 1-100 km²) et moins d'une journée pour les bassins de quelques milliers de km². Elle est provoquée par un épisode pluvieux intense conduisant à de fortes intensités sur quelques heures ou des cumuls importants sur un à deux jours.

La pluie se caractérise par une forte variabilité spatiale et temporelle qui conduit à une forte variabilité spatiale de la réponse hydrologique. Ces crues conduisent néanmoins toujours à des valeurs élevées des débits spécifiques. Nous avons retenu une valeur minimale assez basse de 0.5 m³ s⁻¹ km⁻² pour parler de crues rapides, mais des valeurs de 20-40 m³ s⁻¹ km⁻² peuvent aussi être atteintes.

Les épisodes de précipitations intenses conduisant aux crues rapides restent encore difficiles à anticiper. En particulier prévoir leur localisation exacte n'est pas encore possible dans les modèles de prévision du temps. L'alerte météo est pour le moment donnée à l'échelle d'un département mais la localisation exacte des bassins/communes impactées n'est pas encore disponible.

Près de la moitié des victimes de la crue du Gard en 2002 a été emportée dans des véhicules sur de petits bassins de taille <20 km² (Ruin et al., 2008), alors que, en France, la majorité des stations hydrométriques concernent des bassins de plus de 50 km² et que l'alerte hydrologique (Vigicrues¹) concerne les cours d'eau principaux.

Plusieurs projets européens récents ont abordé la problématique des crues éclair, notamment le projet HYDRATE² (2006-2010, Borga et al., 2011). Ce projet avait permis de constituer une base de données européenne d'épisodes extrêmes et d'analyser les échelles spatiales et temporelles des différentes variables en jeu. Les résultats ont montré l'importance, selon les épisodes, de la variabilité spatio-temporelle de la pluie, mais aussi l'impact de la géologie, de l'occupation des sols et de l'humidité initiale des sols, sans qu'il soit toutefois possible de dégager des conclusions généralisables à l'ensemble d'un territoire. La

¹ <http://www.vigicrues.gouv.fr/>

² <http://www.hydrate.tesaf.unipd.it/index.asp?sezione=Home>

compréhension des crues rapides constitue par ailleurs un défi métrologique puisqu'elle requiert des observations à des échelles spatiales et temporelles très fines ($\approx 1 \text{ km}^2$, $\approx 5 \text{ min}$) mais sur de très vastes régions. La connaissance des débits de crue durant ces crues rapides est très fragmentaire. En effet, de nombreux bassins ne sont pas jaugés, mais, de plus, s'ils le sont, les débits de crues sont largement extrapolés car il est trop dangereux (pour les opérateurs et le matériel) de réaliser des mesures de débits en crue. Il y a donc de fortes incertitudes sur les débits de crue.

Pour progresser sur ces questions, la littérature internationale préconisait la création et le suivi de bassins expérimentaux emboîtés et des études à différentes échelles : du versant aux bassins de l'ordre du millier de km^2 , en passant par des bassins de taille petite à moyenne (Kirchner, 2006). Ce type de dispositif, combiné à des approches d'analyse des données et de modélisation renouvelées pouvaient permettre d'aborder les deux verrous scientifiques qui limitaient notre capacité de compréhension et de modélisation de ces phénomènes ; la question du changement d'échelle (comment transférer une connaissance acquise à une échelle à une autre échelle) et celle de la prévision en bassins non jaugés (ne disposant pas de données de débits permettant par exemple le calage de modèles hydrologiques). Il fallait néanmoins adapter les dispositifs d'observation aux spécificités des crues rapides, en particulier leur rareté et leur caractère localisé.

Un certain nombre de travaux expérimentaux, mais surtout de modélisation, s'étaient déjà intéressés aux crues rapides en région cévenole méditerranéenne. Les résultats avaient mis en avant un manque de connaissances sur les processus suivants :

1. La capacité de stockage dans les sols, avec la suspicion d'une sous-estimation par les bases de données existantes, ainsi que des questions sur l'imperméabilité du socle (e.g. Cosandey et Didon Lescot, 1990 ; Anquetin et al., 2010 ; Braud et al., 2010 ; Garambois et al., 2013)
2. La part du ruissellement de surface et de sub-surface dans la génération des crues (le paradoxe des eaux anciennes, cf McDonnell et al., 2010) ainsi que la caractérisation des flux latéraux de sub-surface (Tramblay et al., 2010)
3. L'impact respectif de la texture du sol et de l'occupation du sol sur les propriétés d'infiltrabilité des sols (Jarvis, 2008 ; Gonzalez-Sosa et al., 2010)
4. Les contributions respectives de la pluie (intensité, variabilité), des sols (hétérogénéité dans la géologie, la pédologie et les occupations des sols) et des conditions initiales (état initial d'humidité des sols, de la végétation) sur la réponse hydrologique distribuée (Borga et al., 2007 ; Le Lay et Saulnier, 2007 ; Norbiato et al., 2007 ; Anquetin et al., 2010)

Partant de ce constat, le projet FloodScale (Braud et al., 2014) avait pour objectif d'améliorer la compréhension et la simulation des processus hydrologiques conduisant à des crues rapides et de hiérarchiser les processus actifs à différentes échelles d'espace et de temps, via la proposition de méthodes d'observations et de modélisations adaptées au phénomène étudié. Le projet avait aussi pour ambition de mieux caractériser et de réduire les incertitudes sur la connaissance de la pluie et des débits en crue.

Il s'inscrit dans un programme plus vaste, le programme HyMeX³ (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment, Drobinski et al., 2014) qui s'intéresse au cycle de l'eau en Méditerranée, avec un focus sur les extrêmes. La question de la prévision des précipitations

³ <http://www.hymex.org/index.php?lang=english&page=workshops>

intenses est traitée par ailleurs dans le programme HyMeX. Le projet FloodScale s'est concentré sur l'étude de la réponse hydrologique à ces épisodes intenses et a contribué à la période d'observations intenses d'HyMeX à l'automne 2012 (Ducrocq et al., 2014), mais surtout à la période d'observations renforcées 2012-2015 avec un programme d'observations sur quatre ans. Les travaux de FloodScale sont plutôt des travaux de recherche « amont », visant à développer les connaissances qui permettront dans le futur, d'améliorer les outils de mesure et de prévision opérationnels, même si certains résultats, notamment en hydrométrie ont déjà été diffusés dans des services opérationnels.

3.2 Méthodologie suivie

Les crues rapides affectent de larges zones (quelques milliers de km²), mais se manifestent souvent sur de petits bassins. Il y avait donc nécessité d'échantillonner toute une gamme d'échelle, notamment pour voir comment évoluent les processus dominants d'une échelle à l'autre. Le détail de la stratégie d'observation est décrit dans Braud et al. (2014) et résumées ci-dessous.

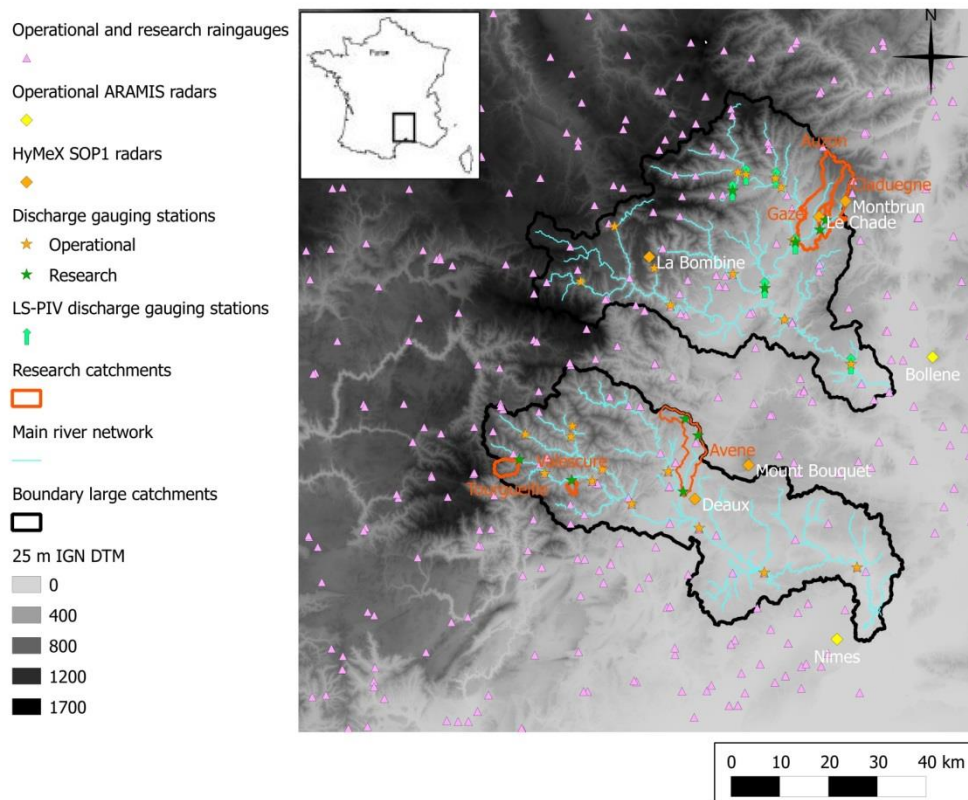


Figure 3-1: Localisation des bassins expérimentaux (tiré de Braud et al., 2014)

Nous avons proposé une stratégie d'observations multi-échelle centrée sur deux bassins de méso-échelle (le Gard et l'Ardèche) déjà suivis depuis 2000 dans le cadre de l'OHM-CV (Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais⁴, Boudevillain et al., 2011). Dans ces grands bassins, plusieurs petits bassins, avec des géologies et/ou des occupations du sol différentes ont été sélectionnés et des mesures de débits sur bassins emboîtés ont été mises en

⁴ <http://www.ohmcv.fr/>

place (Figure 3-1). Le suivi a été réalisé sur 4 ans (2012 à 2015), avec un renforcement des observations durant l'automne. La superficie du domaine suivi, le nombre de petits bassins instrumentés et la durée du suivi, nous paraissent suffisants pour réussir à capturer un phénomène aussi fugace que les crues rapides.

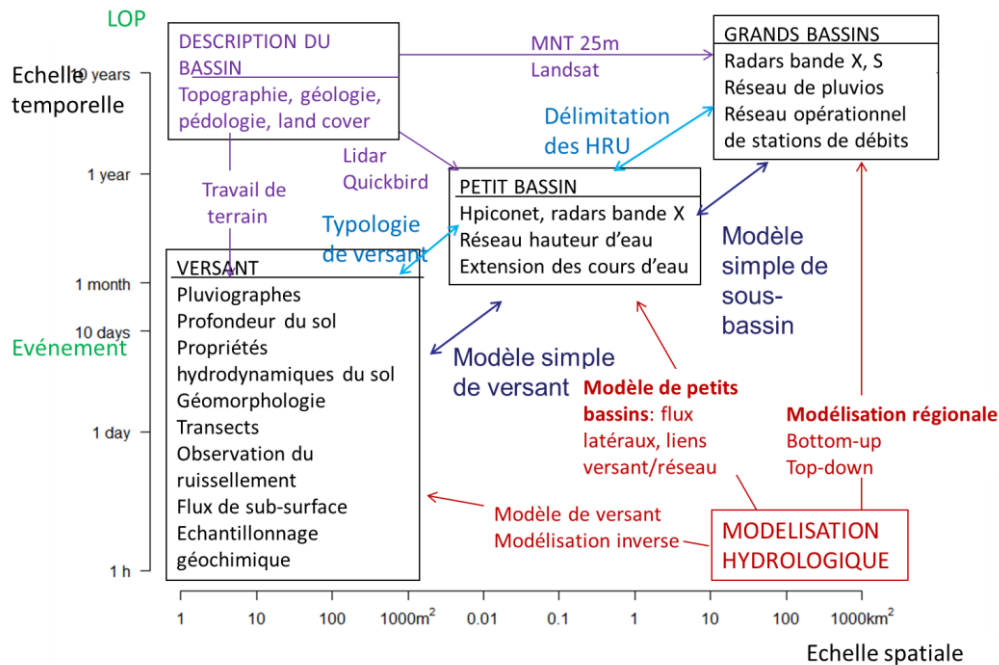


Figure 3-2 : Figure montrant les échelles spatiales et temporelles caractéristiques des processus considérés dans le projet (rectangles noirs). Les données de caractérisation des bassins sont indiquées en violet, les approches de modélisation en rouge. Les interactions entre échelles sont symbolisées par les flèches bleues pour la discrétisation de l'espace et par les flèches bleu foncé pour la représentation des processus. HRU signifie « Hydrological Response Unit » (d'après Braud et al., 2014)

Trois échelles spatiales ont été échantillonnées (Figure 3-2) :

- 1/ L'échelle du versant permet de comprendre la genèse des écoulements (écoulement de surface ou de sub-surface, perméabilité/imperméabilité du socle) et on peut y documenter la variabilité spatiale des caractéristiques de surface. Différents versants en contextes géologiques (granite, schiste, calcaire) et d'occupation du sol (forêts, cultures) variés ont été choisis.
- 2/ A l'échelle des petits bassins de 1-100 km², nous avons documenté la variabilité de la topographie, de l'occupation du sol, de la géologie et des propriétés du sol et observé comment se génère le ruissellement et comment il se concentre dans les ravines et les cours d'eau. Cette instrumentation des petits bassins s'est accompagnée d'un renforcement des mesures pluviométriques pour documenter sa variabilité spatiale aux échelles pertinentes pour l'interprétation des données.
- 3/ A l'échelle des bassins les plus grands (Gard et Ardèche), les données opérationnelles ont été collectées et l'effort a porté sur la production de champs pluviométriques combinant radars et pluviographes et leur incertitude associée ainsi que sur la documentation des débits de crues via l'utilisation de méthodes sans contact (caméras, radars de vitesse, exploitation de films amateurs) et la quantification de leur incertitude. L'incertitude sur la pluviométrie a aussi été caractérisée via l'utilisation d'un simulateur stochastique de pluie.

Cette instrumentation en continu durant les quatre années du projet, combinant mesures de recherche et opérationnelles, a été complétée par une stratégie de mesures sur alerte durant les quatre automnes 2012 à 2015. Ces mesures sur alerte visaient à mesurer les débits de crue durant les épisodes importants, mais aussi l'humidité des sols ou l'échantillonnage géochimique des différentes composantes de l'écoulement. Ces interventions ont été permises grâce à une veille météo en continu de septembre à décembre s'appuyant sur le site <http://sop.hymex.org> mis en place durant la période d'observations intensives du programme HyMeX en 2012 et réactivé chaque automne entre 2013 et 2015 par Météo-France. Ce site nous a permis de disposer des prévisions du modèle Arôme de Météo-France, des bulletins météo des prévisionnistes Météo-France des départements du sud de la France, des images radars réactualisées toutes les 15 minutes et des observations des pluviographes. Nous avons aussi pu bénéficier des prévisions opérationnelles d'EDF-DTG et de la CNR sur nos secteurs d'intérêt, ainsi que des prévisions par analogues du LTHE de 2012 à 2014⁵. Ce dispositif s'est révélé efficace et nous a permis de documenter une dizaine d'épisodes, notamment durant l'automne 2014.

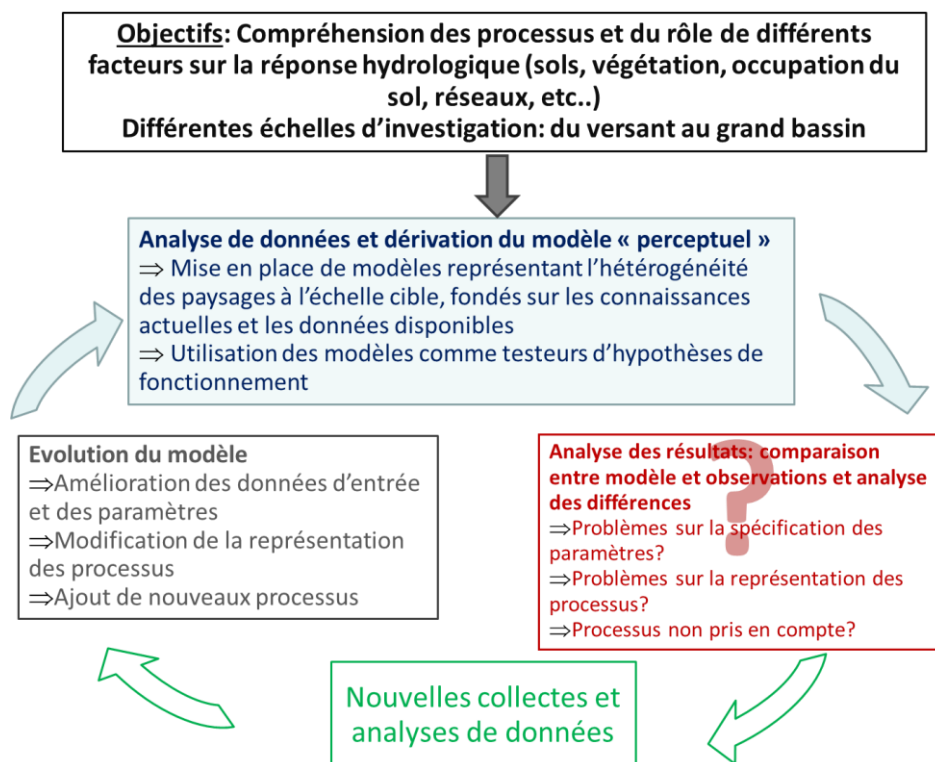


Figure 3-3 : Approche itérative proposée combinant observation et modélisation pour progresser dans la compréhension des processus et leur modélisation (d'après Braud et al., 2014)

Les données collectées durant le projet ont été utilisées dans des travaux de modélisation visant à formaliser les connaissances acquises à l'aide des observations et à tester la pertinence de différentes hypothèses de fonctionnement. Dans ces travaux, dans la mesure du possible, les paramètres des modèles ont été spécifiés à partir des observations et des informations disponibles et les modèles utilisés sans calage. Les simulations du modèle sont comparées aux observations et l'analyse porte essentiellement sur les différences qui peuvent être dues à une mauvaise prescription du forçage pluviométrique, une mauvaise spécification des paramètres, des problèmes dans la représentation des processus ou des processus non pris

⁵ http://www.ohmcv.fr/P750_analogues.php

en compte. Ces différences nous amènent à revenir sur l'analyse des données, voire à acquérir des données supplémentaires. Ceci permet ensuite de faire évoluer le modèle et de recommencer ce processus itératif, jusqu'à obtenir un accord satisfaisant entre modélisation et observations (Figure 3-3).

En termes d'outils de modélisation, pour mettre en œuvre la stratégie décrite ci-dessus, il est utile de pouvoir s'appuyer sur des outils de modélisation souples et nous avons privilégié l'utilisation de plateformes de modélisation telles que JAMS⁶, Liquid (Branger et al., 2010) ou ATHYS⁷.

3.3 Présentation du rapport

Une première synthèse des résultats principaux du projet a été rédigée et sera présentée à la Conférence FloodRisk en Octobre 2016 (Braud et al., 2016). Elle fait suite au séminaire de restitution qui s'est tenu le 24 novembre 2015 à Aix-en-Provence et dont les actes sont disponibles sur le site du projet.

Ce document fournit une présentation exhaustive des différents aspects abordés dans le projet et des résultats principaux correspondants. Une partie des résultats est déjà publiée dans différents articles scientifiques, en particulier dans un numéro spécial de J. Hydrology « Flash Floods and Landslides » dont la coordinatrice du projet est « guest-editor ». Ces articles peuvent permettre d'approfondir les sujets présentés.

4 Hydrologie des petits bassins et des bassins de taille moyenne : observation distribuée des processus

4.1 Rappel du contexte et des objectifs de la tâche

Du point de vue du fonctionnement hydrologique, les crues rapides sont encore mal comprises, en partie parce que les réseaux de mesure sont lacunaires aux échelles fines. Il est nécessaire de s'intéresser aux processus qui conduisent à la formation des crues éclair, depuis les versants jusqu'au petit bassin versant de taille inférieure à 5 km². Ces études doivent s'appuyer sur des mesures dans les sols, dans la nappe et la rivière, intégrer des méthodes de traçage de l'eau dans les différents compartiments traversés et mettre en œuvre une modélisation distribuée à base physique pour tester des hypothèses de travail sur les processus mis en jeu.

Le passage aux bassins de méso-échelle (jusqu'à 100 km²) introduit de l'hétérogénéité dans les sols, la géologie et les usages des sols et introduit également de la variabilité spatiale dans les pluies. La modélisation distribuée à base physique est encore utilisée à cette échelle mais elle doit s'appuyer sur des mesures spatialisées et de différentes natures (quantitatives/qualitatives, hydrologie/ géochimie/ thermodynamique) pour contraindre au mieux les modèles et prétendre comprendre le fonctionnement interne du bassin versant.

Le premier objectif de ce travail est la compréhension des processus de formation des crues rapides à l'échelle du petit au moyen bassin versant (1-100 km²). Il s'agit notamment de comprendre l'origine de l'eau provenant de la surface du sol, de la subsurface et des horizons profonds pour être en mesure de déterminer la contribution de ces différents compartiments aux écoulements de crue rapide et déterminer aussi les temps de transit de l'eau à l'intérieur du bassin versant.

⁶ <http://jams.uni-jena.de/>

⁷ <http://www.athys-soft.org/v1/Index.html>

Le second objectif est de comparer le rôle de la pluie (intensité, variabilité), des sols (hétérogénéité dans la géologie, la pédologie et les occupations des sols) et des conditions initiales (état initial d'humidité des sols, de la végétation) sur la réponse hydrologique distribuée. Le troisième objectif est de faire le lien entre les études à l'échelle du versant et la modélisation pluie-débit distribuée à base physique à l'échelle du bassin versant en se focalisant sur la compréhension des processus d'une part et leur paramétrisation d'autre part, pour tester par exemple si les mesures effectuées à l'échelle locale peuvent servir de données d'entrée dans le modèle à l'échelle du bassin versant. Ce travail pourra contribuer potentiellement à la production de paramétrisations pour les modèles hydrologiques régionaux plus simplifiés. Le dernier objectif consistait à développer des méthodes de validation des modélisations mises en œuvre en s'appuyant sur des observations de différentes natures et à différentes échelles (débits, humidités des sols, ruissellement, géochimie, dynamique temporelle, physico-chimie), qui sont distribuées spatialement et qui tiennent compte des incertitudes.

Nous allons détailler l'instrumentation mise en place pour répondre à ces objectifs et l'analyse des données collectées. Les résultats des travaux de modélisation intégrant/utilisant ces données sont présentés en section 5.4 car ils intègrent/utilisent aussi les résultats des expérimentations de versants décrites dans la section 5.

Les données acquises aux différentes échelles sont d'une part des chroniques (pluie, débit, hauteur d'eau, humidité des sols) en continu, des mesures en crue, et des données caractérisant le milieu, en privilégiant l'acquisition de données à Très Haute Résolution Spatiale (THRS), en cohérence avec la finesse des processus étudiés.

4.2 Instrumentation de sous-bassins représentatifs dans les super-sites du Gard et de l'Ardèche et documentation de leurs caractéristiques physiographiques

4.2.1 Instrumentations mises en place

Plusieurs bassins de méso-échelles ont été instrumentés durant le projet (Figure 4-1) : l'Auzon (Ardèche, Nord et al., 2016), le Gardon de Saint-Jean et l'Avène (Braud et al., 2014), avec une stratégie de mesures par sous-bassins emboîtés, ce qui permet d'assurer un couplage entre les mesures météorologiques et hydrologiques. Le choix de ces bassins s'est fait en s'appuyant sur l'antériorité de l'instrumentation (OHM-CV), mais surtout en cherchant à échantillonner différents paysages typiques des Cévennes en termes de géologie (granite, schiste, marno-calcaire, basalte, karst, voir Figure 4-1), d'occupation du sol (forêts, prairies, vignes) et de pédologie.

L'instrumentation en continu (voir détails dans le Tableau 4-1) a été complétée par des mesures sur alerte, essentiellement pour réaliser des jaugeages en crue, mesurer l'humidité des sols avant et après épisode (bassin du Gazel), et échantillonner des épisodes pour des analyses géochimiques (Valescure uniquement).

Pour caractériser les bassins, des données à Très Haute Résolution Spatiale (THRS) ont été acquises pour décrire finement la topographie (MNT Lidar) et l'occupation du sol (images Pléiades et Quickbird). Sur les bassins de Valescure et Tourgueille, un travail de terrain a été mené pour caractériser la pédologie (voir Tableau 4-1). Enfin, en plus d'une campagne de terrain d'essais d'infiltration (Claduègne, Braud et Vandervaere, 2015), une collecte des essais d'infiltration réalisés sur toutes les Cévennes par les partenaires, mais aussi le BRGM (cf Desprat et al., 2010) a été réalisée.

Tableau 4-1 : Instrumentation et caractérisation des bassins de méso-échelle bassins versants (en bleu, instrumentation/données nouvelles)

Bassins	Valescure (30)	Tourgueille (30)	Avène (30)	Gazel/Claduègne/Auzon(07)
Caractéristiques des bassins				
Géologie	Granite	Schiste	Amont schiste, intermédiaire karst, aval marno-calcaire	Amont basalte, aval marno-calcaire
Occupation du sol	Forêt	Forêt	Cultures	Prairies, cultures
Processus hydrologiques de transfert supposé dominant	Flux de sub-surface et ruissellement sur surfaces saturées	Flux de sub-surface et ruissellement sur surfaces saturées	Ruissellement de surface (excès d'infiltration, surfaces saturées)	Ruissellement de surface (excès d'infiltration, surfaces saturées)
Instrumentation hydro-météorologique (en continu)				
Pluviomètres recherche	3 stations	1 station	3 stations	HPiconet (21 pluviomètres) sur les bassins Gazel/Claduègne
Mesures de débit (avec parfois température, conductivité, turbidité)	0,3 ; 0,5 ; 0,6 ; 0,9 et 3,9 km ² + station opérationnelle de St-Jean du Gard (152 km ²)	1, 2,5, 10 km ² + station opérationnelle de Saumane (99 km ²)	10, 40, 60 km ²	3km ² Gazel (standard), 43 km ² Claduègne (standard), 116 km ² , Auzon (LS-PIV)
Réseau de limnimètres	5 capteurs sur un bassin de 0.6 km ² + réseau de 18 thermo-boutons	Visite de terrain pendant et après les crues	Non	11 capteurs dont 4 avec conductivité sur la Claduègne
Humidité du sol	68 capteurs	32 capteurs	Non	45 capteurs sur 9 sites + mesures manuelles durant certains épisodes
Mesures sur alerte				
Jaugeages	Non	Oui	Oui	Oui
Géochimie des composantes de l'écoulement en crue	Oui	Non	Non	Non
Caractérisation du milieu				
Mesures d'infiltration	Sur différents versants	Collecte de données existantes	Collecte de données existantes	18 points de mesure sur différentes géologies/occupation du sol
MNT	MNT lidar 1m	MNT lidar 1m	MNT lidar 1m	MNT lidar 1m sur Gazel, Claduègne, MNT 25m DEM sur Auzon
Pédologie	Transects pédologiques	Transects pédologiques	BD_Sol Languedoc-Roussillon 1/250000ème	BD_Sol Ardèche 1/250000ème
Cartes d'occupation du sol	Images Pléiades, carte 10 m	Images Pléiades, carte 10 m	Images Pléiades, carte 10 m	Images Quickbird (Claduègne), carte 5 m et images Landsat (Auzon, 30 m)

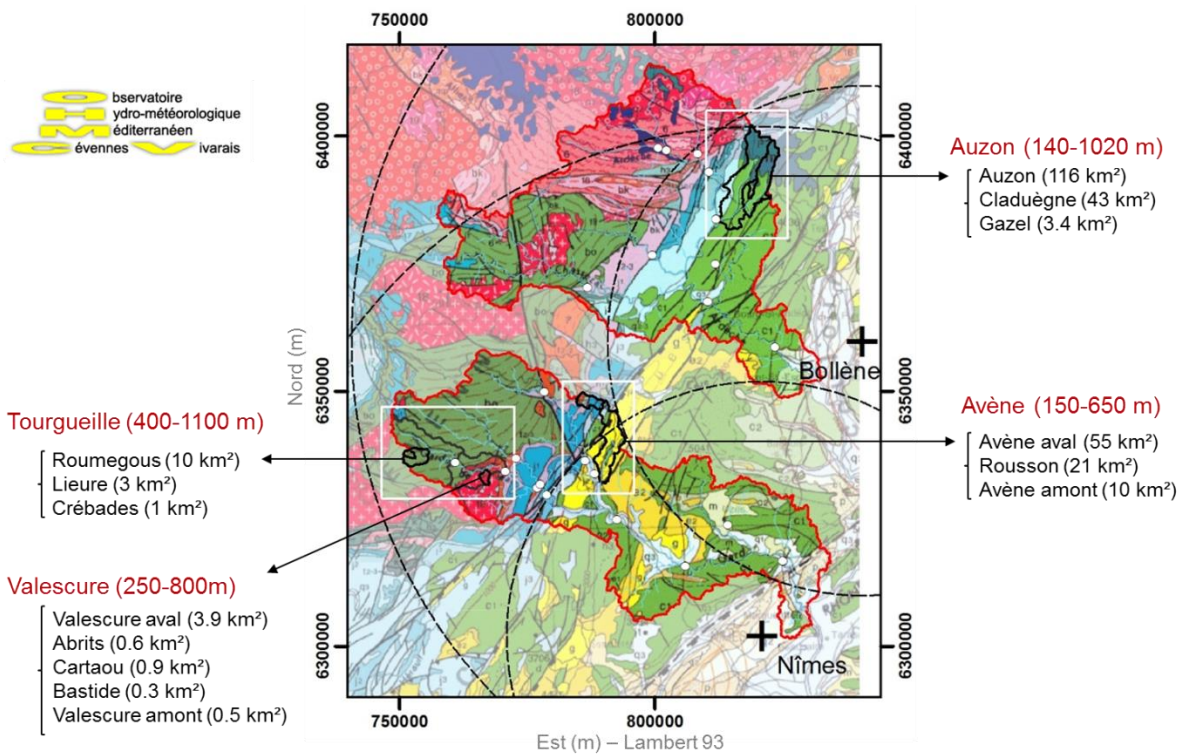


Figure 4-1 : Localisation des bassins de méso-échelle (contours rouges) instrumentés durant le projet FloodScale et des sous-bassins instrumentés (contours noirs). Le fond de carte montre la géologie

La Figure 4-2 et la Figure 4-3 détaillent les instrumentations sur les bassins de Valescure et Tourgueille et de l'Auzon respectivement.

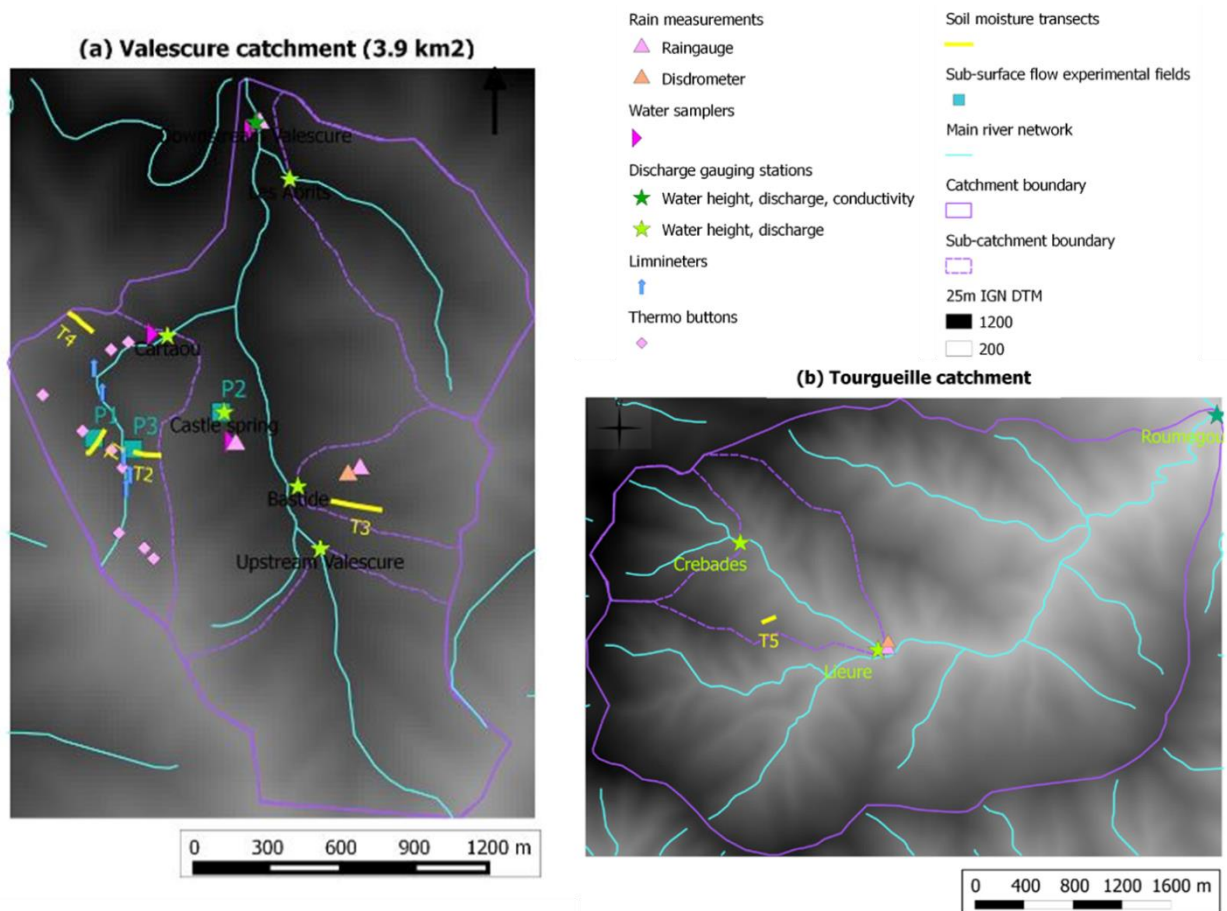


Figure 4-2 : Instrumentation dans les bassins de Valescure et Tourgueille (actualisation de Braud et al., 2014). Le transect T6 est situé au Nord du bassin de Tourgueille et n'apparaît pas sur la figure.

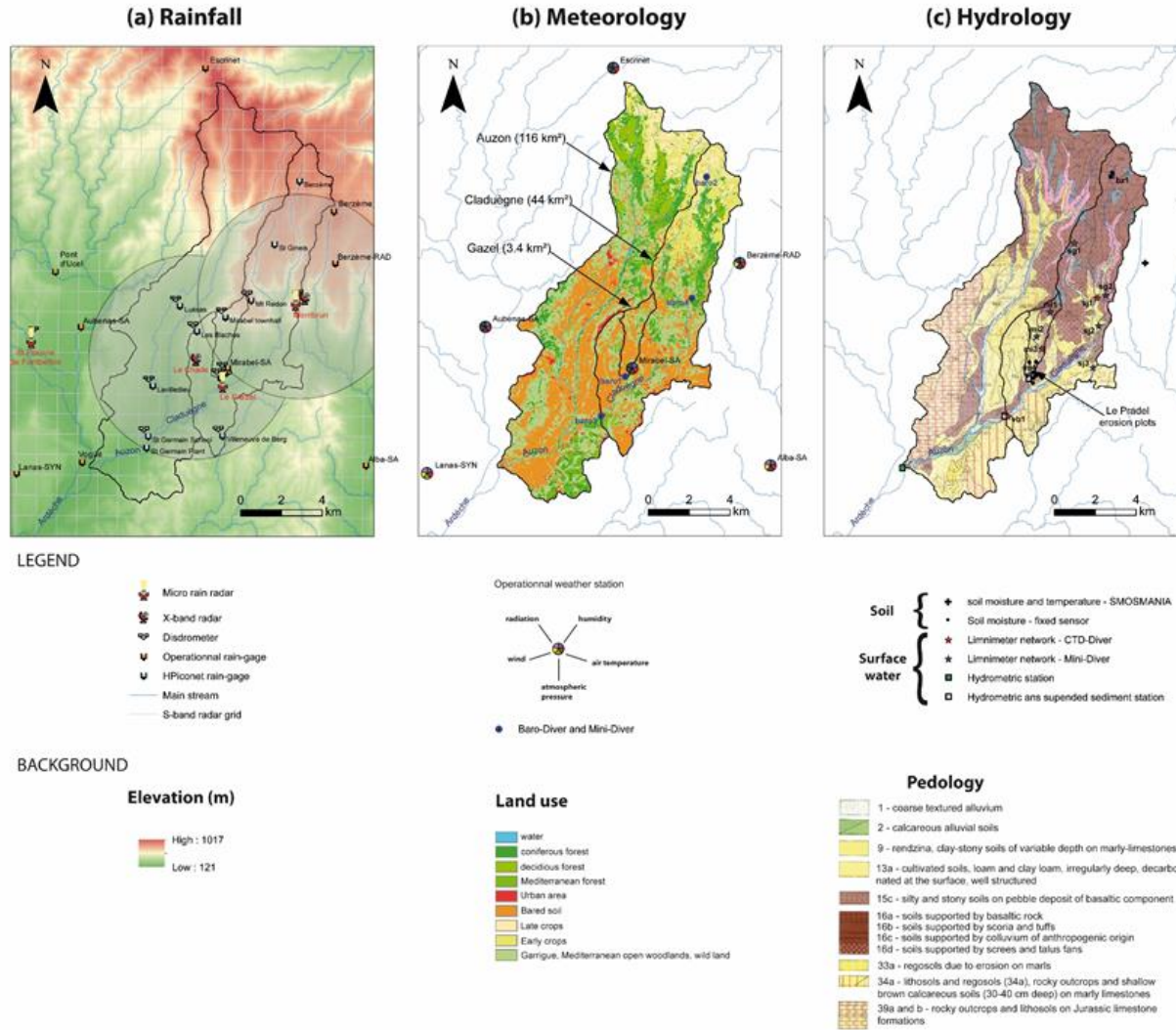


Figure 4-3 : Instrumentation dans le bassin de l'Auzon (tirée de Nord et al., 2016)

4.2.2 Réseau de stations hydrométriques

De l'automne 2012 à fin 2015, ce sont donc 14 stations recherches qui ont été suivies en continu sur les bassins versants de Valescure (Gard), Tourgueille (Gard), l'Avène (Gard) et l'Auzon (Ardèche). Après un automne 2012 sans épisodes majeurs sur nos bassins, un automne 2013 où seul le bassin de l'Ardèche a été affecté par des épisodes importants, des événements plus importants ont été observés durant les automnes 2014 et 2015. Un exemple est donné pour le bassin de Valescure sur la Figure 4-4 où l'on observe 6 crues supérieures à $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ sur la période considérée. La crue la plus importante enregistrée depuis 2004 (date du suivi de ce bassin versant) avec un débit spécifique de $4.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ a été observée le 17 septembre 2014. Sur le bassin de l'Auzon, les épisodes d'automne majeurs ont été enregistrés le 23/10/2013 avec des débits spécifiques sur les sous-bassins mi3 et Gazel de 5.9 et $4.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ respectivement, et le 04/11/2014 avec des débits spécifiques de pointe de 7.9 , 4.1 et $2.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ sur les sous-bassins sj1, de la Claduègne et de l'Auzon respectivement. Au final c'est une grande variété de crue qui a été enregistrée avec notamment des crues de printemps et d'hiver qui viennent s'ajouter à celles de l'automne.

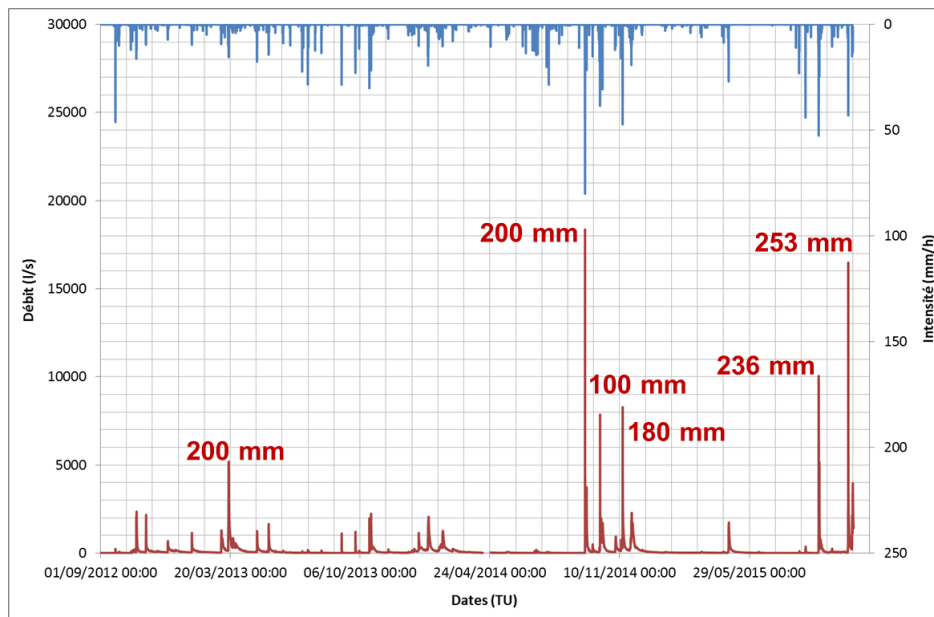


Figure 4-4 : Chronique de débit sur la station de Valescure aval de début septembre 2012 à fin décembre 2015

Sur les 14 stations recherches, 5 seulement disposaient de courbes de tarage opérationnelles avant le début du projet. Une attention particulière a donc été mise sur la réalisation des courbes de tarage de ces nouvelles stations en réalisant de nombreux jaugeages, notamment en crue et en systématisant la méthode BaRatin pour la réalisation de ces courbes (Cf. section 6.6.1). Au final et grâce à un système de veille mis en place lors des automnes 2012, 2013, 2014 et 2015 ce sont 150 jaugeages en crue qui ont été réalisés lors des épisodes pluvieux observés (voir Tableau 4-2).

Tableau 4-2 : Répartition du nombre de jaugeages en crue

	Auzon (07)	Valescure (30)	Tourgueille (30)	Avène (30)
Nombre de jaugeages en crue	47	---	65	37
Nombre d'évènements pour suivi d'humidité du sol	12 + continu	continu	continu	---
Nombre d'évènements pour suivi géochimique	---	10	---	---

L'intérêt de ce réseau de stations hydrométriques est d'avoir pu bancariser des données de débit sur plusieurs bassins versants emboîtés pour des épisodes identiques. Un exemple de résultat obtenu au travers d'un réseau de mesures emboîtées est donné pour le site de Valescure pour l'événement du 17 septembre 2014 (Figure 4-5).

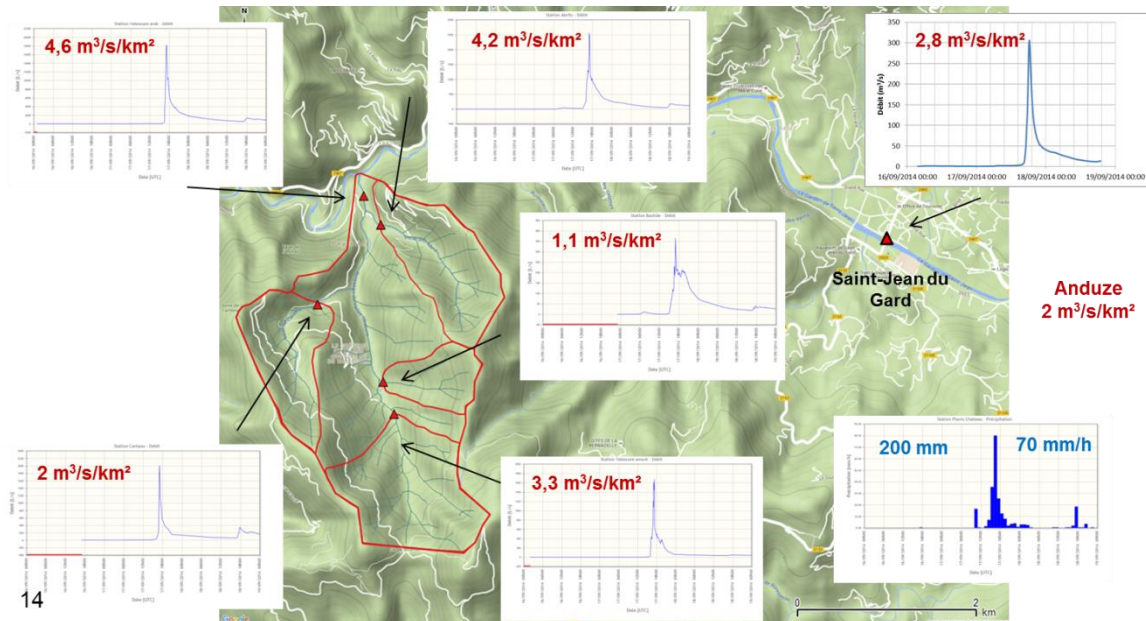


Figure 4-5 : Chronique de débit sur les différentes stations de Valescure pour la crue du 14 Septembre 2014

Les débits spécifiques obtenus varient de $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ à $4.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, avec une variabilité relativement importante (illustrée par les hydrogrammes présentés) sur le bassin versant expérimental (de 4 km^2), variabilité qui sera un atout pour le test et la validation de modèles pluie-débit distribués.

Il est évident que les événements extrêmes sont difficilement observables dans les petits bassins versants de recherche en raison de leur relative rareté et de leur potentiel de destruction élevé. Les Retours d'Expérience sont plus à même de décrire les pics de crue dans ce type de contexte. Néanmoins, les dispositifs d'observation hydrométéorologique classiques (pluviomètres et stations hydrométriques) peuvent fournir des données en continu très pertinentes à haute résolution spatiale et temporelle permettant de documenter des événements faibles à modérés. En outre, la durée minimale des observations (4 ans) permet de caractériser le comportement standard du bassin versant (y compris les périodes de vidange) et offre la possibilité d'observer des événements moins ordinaires avec des processus plus spécifiques aux crues éclairs et de caractériser d'éventuels effets de seuil qui ne sont pas observés dans les événements faibles à modérés. La Figure suivante illustre bien l'apport des données observées ces 4 dernières années dans les bassins versants de taille inférieure à 100 km^2 (carrés rouge sur la Figure).

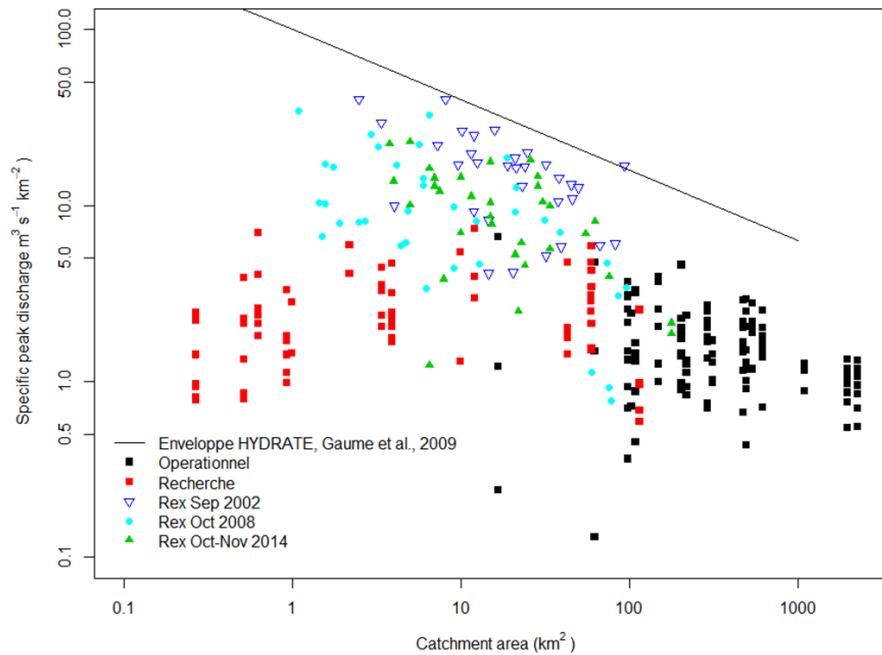


Figure 4-6 : Documentation des débits spécifiques maximums sur la zone des Cévennes (en rouge les débits maximums documentés dans le cadre du projet FloodScale sur le réseau de stations de recherche)

4.2.3 Réseaux de mesures de la hauteur d'eau et instrumentation complémentaire (thermoboutons, caméras, visite de terrain)

Deux réseaux de limnimètres ont été déployés de manière à densifier le suivi de la hauteur d'eau sur les bassins versants de la Claduègne et du Cartaou (Figure 4-7). Il ne s'agit pas ici obligatoirement de remonter à la valeur du débit mais plutôt de suivre la dynamique des écoulements de bassins versants allant de 0,01 km² à 2,2 km².

Sur la Claduègne ce sont 11 limnimètres (Mini-Diver : hauteur d'eau et température) qui contrôlent des exutoires de bassins contrastés d'un point de vue de la géologie et de l'occupation du sol. L'objectif est ainsi d'identifier des fonctionnements différents pour ces hydro-paysages. A noter que 4 sites sont équipés de sondes permettant le suivi de la conductivité électrique en plus de la hauteur d'eau et de la température (CTD Diver). Le pas de temps d'acquisition sur ces sites est de 2 minutes, sauf pour le sous-bassin sj1 (5 min) et Claduègne (10 min).

Mentionnons aussi l'acquisition de données de pluviométrie à haute résolution spatiale et temporelle grâce au réseau de stations pluviométriques Hpiconet qui représentent 19 à 21 stations selon les périodes sur le bassin de l'Auzon, avec une acquisition des données à 1 minute de résolution (voir détails dans Nord et al., 2016 et données sur la base HyMeX – cf annexe 1). Compte tenu de la taille du bassin d'étude (43 km²), l'acquisition de ces données est importante pour disposer d'une information pluviométrique à haute résolution spatiale et temporelle, cohérente avec la taille des bassins versants échantillonnés en termes de hauteur d'eau, de température et de conductivité électrique.

Sur le Cartaou, sous-bassin versant de 0.6 km² du bassin versant de Valescure, le réseau de limnimètres se compose de 5 stations (Mini-Diver : hauteur d'eau et température). L'objectif est ici de suivre finement la concentration des eaux dans le réseau des ravines lors des épisodes pluvieux.

En complément de ce suivi, un réseau de capteurs de température «low cost » a été installé sur les ravines du bassin versant de Cartaou. Ces capteurs, traditionnellement utilisés pour suivre la chaîne du froid ou encore la température dans les aquariums, sont positionnés dans les ravines par 2, le premier capteur dans le lit de la ravine, le second à 15 cm au-dessus du lit. 18 capteurs permettent ainsi de suivre 9 sites (voir Figure 4-7). Le postulat est que lors de la mise en eau de la ravine, le capteur enregistrera une modification décelable de la température. Enfin pour compléter ce dispositif hydrologique spatialement distribué, plusieurs points ont été définis au niveau des ravines du Cartaou pour collecter des informations lors des épisodes (voir Figure 4-7). En général il s'agit de faire l'état qualitativement et/ou quantitativement (jaugeages) de la présence ou l'absence de l'eau sur ces points avant, pendant et après l'épisode pluvieux. Il est ainsi possible de déduire de ces informations une cartographie de la mise en eau des ravines avant, après et au maximum d'un épisode pluvieux.

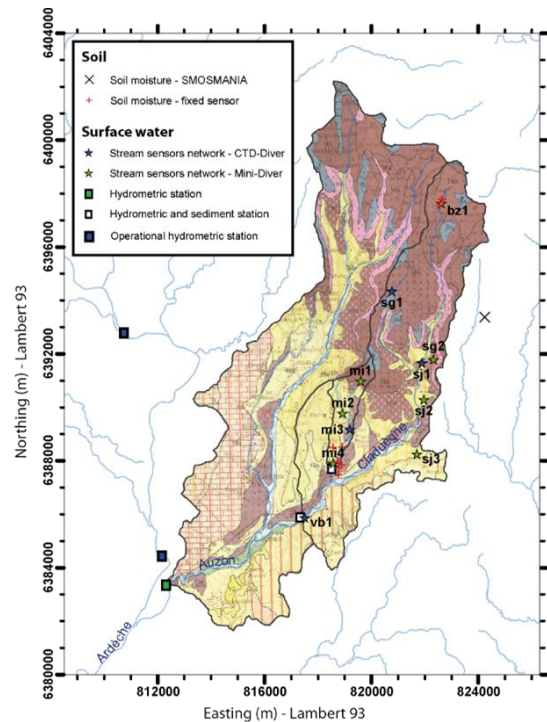
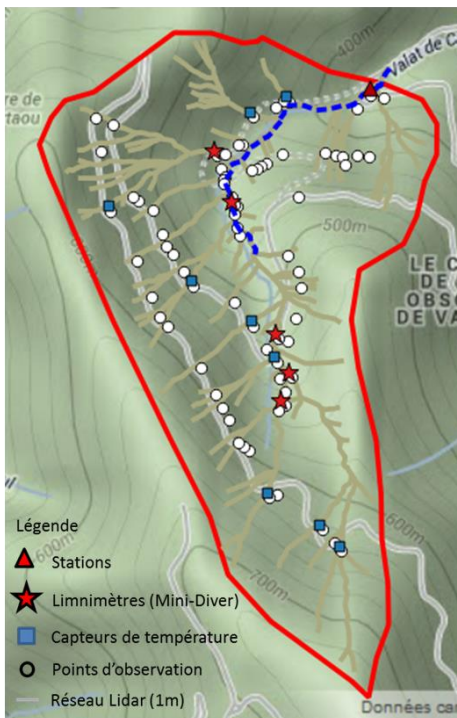


Figure 4-7 : Réseaux de limnimètres sur les bassins versants du Cartaou (Valescure, à gauche) et de la Claduègne (Auzon, à droite)

Le choix de l'Avène comme bassin instrumenté de moyenne taille (100 km²) pose un problème dans la mesure où, comme elle conflue avec le Gardon très à l'aval de la ville d'Alès, il a pu s'établir un shunt karstique (une capture de bassin), pour le haut bassin de l'Avène, au bénéfice du Grabieux (pertes), qui rejoint le Gardon plus en amont, dans la ville même d'Alès, et par un trajet plus court.

Fort de cette constatation l'UMR ESPACE, sur ses ressources propres, a complété l'installation hydrométrique déployée sur l'Avène dans le cadre de l'ANR FloodScale en équipant le bassin du Grabieux (pluviomètre, etc.) et le karst amont qu'il draine (stations exo

et endokarstiques). C'est cet ensemble de données que le stage sur l'hydrologie de la Basse Cévennes Carbonatée (BCC) a commencé à explorer essentiellement au travers d'analyses corrélatoires et spectrales simples et croisées (Rebolho, 2015). Celles-ci montrent un fonctionnement hydrologique complexe (mise en charges différentielles dans les cavités), mais confirment largement l'idée d'une alimentation importante du Grabieux par les eaux de la haute Avène. Ceci revient à amputer la surface drainée du bassin versant de l'Avène d'une surface qui varie en fonction certainement de l'état d'imbibition du karst. L'écoulement dans le karst ne se fait toutefois pas aisément puisque l'on enregistre des mises en charge de plusieurs dizaines de mètres dans les cavités équipées. Celles-ci fonctionnent donc comme des vases d'expansion lors des phases de montée de crue.

Il devient dès lors illusoire d'imaginer modéliser le fonctionnement de l'Avène en amont du fossé d'Alès sans prendre en compte cette situation. C'est donc l'ensemble Grabieux — Avène (ou BCC) qu'il convient d'analyser. Cette association augmente certes la taille du bassin versant pris en compte d'environ un tiers, et conduit à concevoir un système hydrologique à deux émissaires, mais permet surtout de commencer à intégrer explicitement le facteur karstique dans le fonctionnement hydrologique, ce qui est indispensable pour toutes les rivières cévenoles (Ardèche, Cèze, Gardon et au-delà Hérault...). Nous avons donc là un modèle physique à une échelle tout à fait maîtrisable, qui en outre offre l'avantage scientifique de se situer en partie sur un secteur péri urbain et urbain donc d'accès facile et soumis à des inondations récurrentes qui préoccupent les autorités locales.

Le système karstique des Fonts se situe au niveau du compartiment oriental de la basse Cévennes Carbonatée (décrit par Martin, 1998), au sud-est du Massif Central, essentiellement dans la commune de Saint-Julien-les-Rosiers (Gard, France). Les limites géographiques de la zone d'étude sont, au nord le bassin versant de l'Avène, au sud la plaine de Saint-Julien-les-Rosiers, à l'ouest la départementale 906 et à l'est le fossé d'Alès.

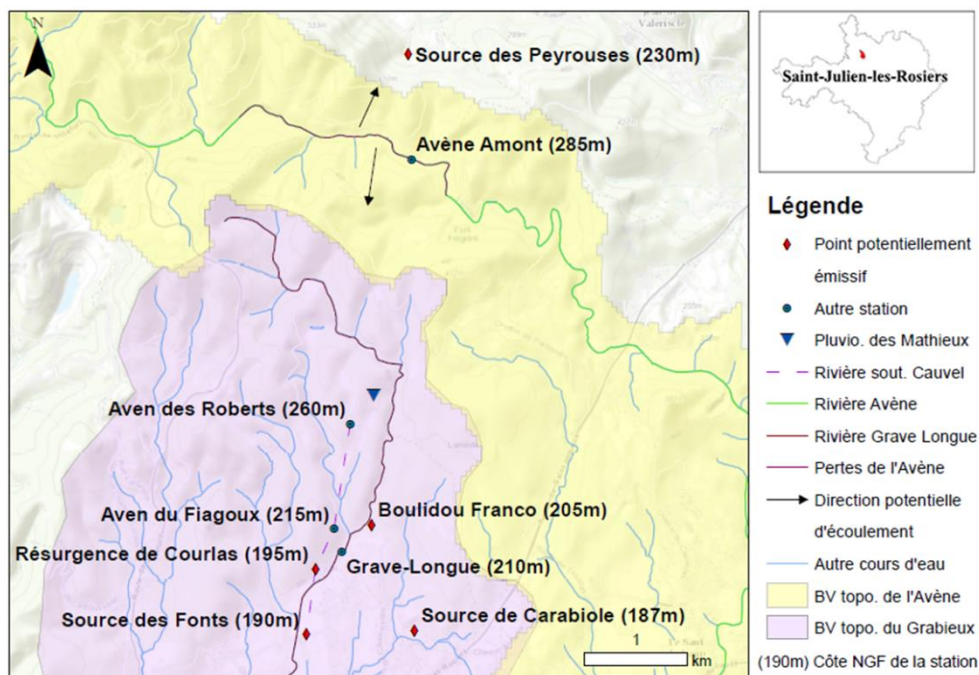


Figure 4-8: Le système karstique des Fonts (Rebolho, 2015)

Cinq stations limnimétriques sont installées depuis l'automne 2011 (Figure 4-8). Une sur le ruisseau de Gravelongue affluent du Grabieux, une dans les avens des Roberts et du Fiagoux, une dans le bouldou Franco (source très temporaire), une à la résurgence temporaire de Courlas (trop plein) et une à la source de Carabiole. À celles-ci, on peut ajouter la station limnimétrique de l'Avène amont, dont les pertes avérées feront l'objet d'une étude approfondie, et le pluviographe des Mathieux, non loin de l'aven des Roberts. À noter que la source pérenne des Fonts, point de sortie (le plus bas de l'aquifère, mais à faibles débits) de la rivière souterraine Cauvel (Martin, 1993), n'est pas jaugée. La source des Peyrouses, sur le territoire de la commune de Saint-Florent-sur-Auzonnet, n'est pas équipée, mais se trouve néanmoins sur l'une des deux directions probables d'écoulement des pertes de l'Avène, ici en direction du bassin versant de la Cèze.

4.2.4 Suivi géochimique

Les mesures géochimiques et isotopiques de l'eau avaient pour objectif de compléter la connaissance des processus de formation des crues à l'échelle de petits bassins, en mettant en évidence les apports des eaux de pluie (eau nouvelle) et des eaux stockées dans le sol et dans le sous-sol (eau pré-existante) en phase de crue. Ces mesures ont porté sur plusieurs indicateurs complémentaires : paramètres physico-chimiques de l'eau, isotopes stables de l'eau, éléments traces, carbone organique total. Les signatures des eaux profondes ont été caractérisées sur 5 sous-bassins de Valescure, par des prélèvements en basses-eaux, réguliers au cours de l'année (25 prélèvements de 2012 à 2014). L'eau du sol (0-40 cm), a également fait l'objet de prélèvements réguliers dans des bougies poreuses, de type Tensionic (35 prélèvements de Septembre 2013 à Décembre 2014, réalisés sur 2 sites de 8 à 10 Tensionics). Les pluies (station du Château) et les écoulements de crues (Valescure aval et Cartaou) ont été échantillonnés par des préleveurs automatiques à des pas de temps horaire ou bi-horaire, un total de 8 épisodes (2 en 2012, 2 en 2013 et 4 en 2014) a finalement pu être échantillonné et analysé. Les analyses des échantillons ont toutes été effectuées à HSM par le Laboratoire de Chimie des Eaux et le Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau (LAMA).

4.2.5 Suivi de l'humidité des sols

A l'échelle des petits bassins versants ardéchois, l'humidité des sols a été suivie selon plusieurs protocoles complémentaires : des mesures en continu et deux protocoles de mesures sur alerte durant l'automne. Sur les bassins de Valescure et Tourgueille, ce suivi s'est concentré sur des versants et le protocole est décrit en section 0.

- 1/ Des suivis en continu à l'aide de sondes Decagon 10HS réparties en différents points du bassin de la Claduègne (Figure 4-3, Nord et al., 2016) pour échantillonner différentes occupations du sol (deux sites de vigne, quatre sites de prairies, un site de jachère, deux sites de forêt de petits chênes) et deux géologies : basalte sur le nord du bassin (trois sites dans le sous-bassin bz1) et piémont marno-calcaire dans le sous-bassin du Gazel (six sites dont deux dans le sous-bassin mi3 et un dans le sous-bassin mi4) de manière cohérente avec la localisation des mesures de hauteur d'eau décrites dans la section précédente. Ces mesures ont débuté en 2013 et se sont poursuivies jusqu'à fin 2015, avec, pour chaque site cinq capteurs : deux à 10 cm de profondeur environ, deux à 20-25 cm de profondeur et un profond placé à 30-50 cm de profondeur suivant la densité de roches rencontrées. Le pas de temps d'acquisition est de 20 minutes et le nombre total de capteurs est de 45. La Figure 4-9 montre un exemple de chroniques acquises grâce à ce dispositif.

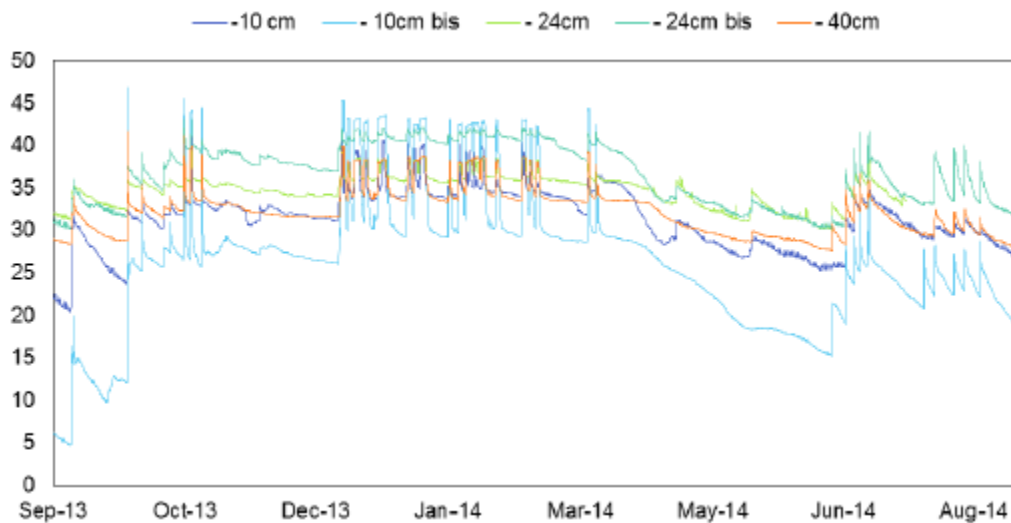


Figure 4-9 : Exemple de chroniques d'humidité du sol acquises à différentes profondeurs sur un site de prairie permanente sur le bassin de la Claduègne entre septembre 2013 et Octobre 2014 (tiré de Nicoud, 2015)

- 2/ Une campagne réalisée durant l'automne 2012 sur le bassin de la Claduègne où un transect de six parcelles, localisé sous un lien micro-ondes installé par l'Université de Wageningen (Figure 4-10) a été suivi avant et après les principaux épisodes pluvieux. Sur chaque parcelle, des transects de 50 m ont été définis et les mesures réalisées tous les deux mètres à l'aide d'une sonde portable ThetaProbe (Delta-T Devices Ltd, Cambridge, UK) à 3 branches. Les parcelles étaient soit des prairies, soit des pâturages. Au total, 16 dates ont pu être échantillonnées. La campagne de mesures est détaillée dans Huza et al. (2014).
- 3/ Des campagnes sur alerte de suivi de l'humidité des sols (0-5 cm de profondeur) à l'aide de sondes Delta-T SM200 sur des parcelles prédéfinies dans le sous-bassin du Gazel (cinq prairies, quatre vignes, un site de culture et un site de jachère). Dans chaque parcelle, un échantillonnage aléatoire d'une dizaine de valeurs distantes de plus de 1 m est réalisé (voir localisation des parcelles sur la Figure 4-10 pour l'année 2012). Ces mesures visaient à documenter l'humidité du sol initiale et finale pour autant d'épisodes que possible. Les mesures ont été réalisées durant les quatre campagnes d'automne du projet (2012-2015). Compte tenu de contraintes liées à l'anticipation, la disponibilité de personnels, sept dates ont été échantillonnées en 2012, quatre dates en 2013, dix dates en 2014 et quatre dates en 2015 (Uber, 2016).

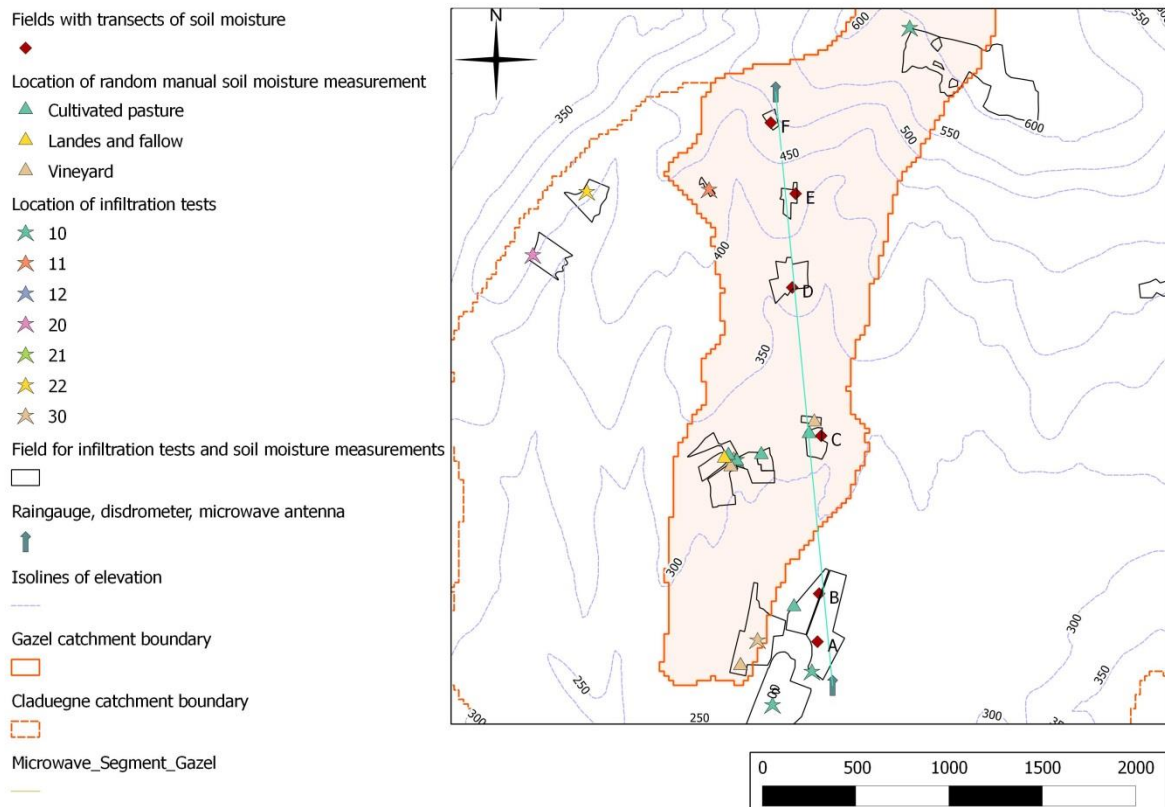


Figure 4-10 : Localisation des parcelles de suivi de l'humidité du sol sur le transect du Gazel durant l'automne 2012 et des parcelles où des mesures aléatoires ont été réalisées (tiré de Braud et al., 2014)

4.2.6 Acquisition de MNT lidars et d'images satellites à Très Haute Résolution Spatiale

Dans le cadre du projet, quatre MNT lidar à résolution métrique ont été acquis auprès de la société Sintégra. Ils couvrent les bassins de Valescure, de Tourgueille, de l'Avène et de la Claduegne (malheureusement pas la partie aval du bassin). Le détail de la méthode d'acquisition et de traitement des données se trouve dans Sintégra (2012). La précision en altitude est de 1-3 cm. Ces MNT ont été versés à la base de données HyMeX (voir liens sur les méta-données en Annexe 1).

Pour documenter l'occupation du sol, des images THRS ont été acquises. Il s'agit d'images Quickbird utilisées à la résolution de 5 m sur la Claduegne et d'images Pléiades utilisées à la résolution de 10 m sur les trois autres bassins. Pour classifier l'usage du sol, une méthode de classification non supervisée a été utilisée selon la méthode proposée par Andrieu et Mering (2008). Cette classification (commune aux différentes cartes) comporte 9 classes : 1/ sols nus, urbains, routes et roches ; 2/ cultures de printemps ; 3/ cultures d'été ; 4/ prairies ; 5/ forêts de feuillus ; 6/ forêts mixtes ; 7/ forêts de conifères ; 8/ Landes et arbustes ; 9/ surfaces en eau.

Les cartes d'occupation du sol ont été versées à la base de données HyMeX (voir liens sur les méta-données en Annexe 1). La Figure 4-11 présente un exemple sur le bassin de l'Avène.

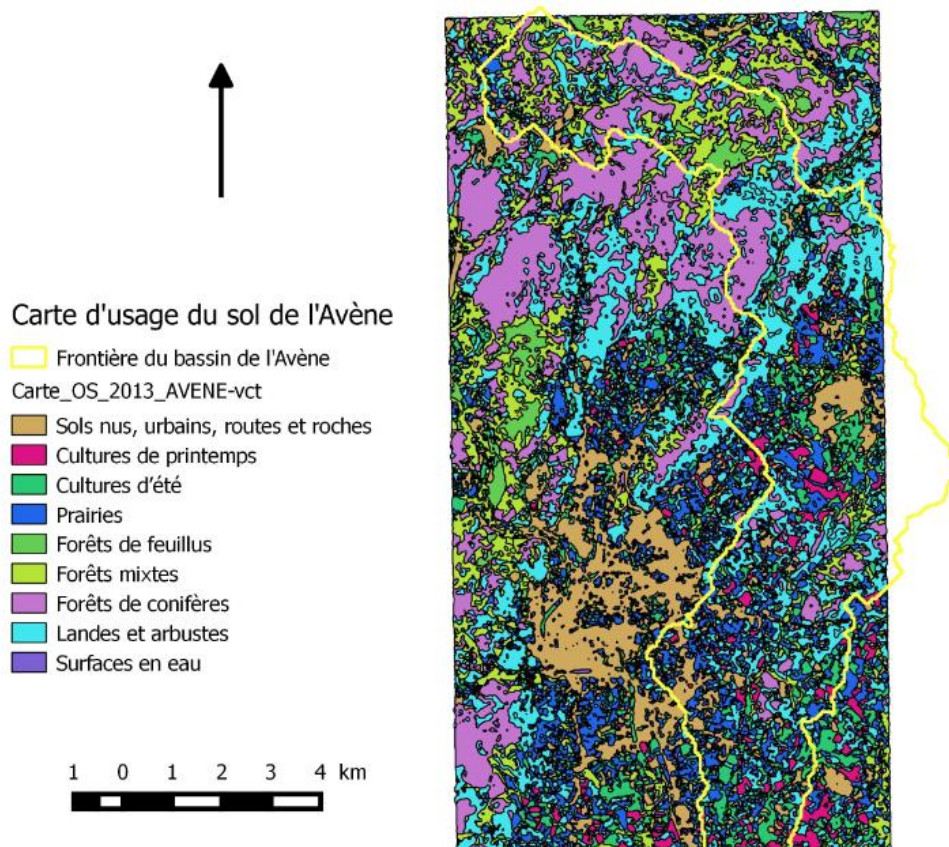


Figure 4-11 : Carte d'occupation du sol du bassin de l'Avène dérivé d'images Pléiades à 10 m de résolution

4.3 Analyse de données et identification des comportements hydrologiques

4.3.1 Temps de réponse

Sur le bassin de la Claduègne, un premier travail a permis d'analyser conjointement les données de pluie issues des pluviomètres de Météo-France (données à 6 min) et du réseau Hpiconet (données à 1 min) lorsqu'elles étaient disponibles, et les données de hauteurs d'eau, température de l'eau et conductivité électrique (lorsqu'elle était disponible) pour l'ensemble des stations du réseau limnimétrique et la période 2012-2014. Pour chaque sous-bassin, un fichier continu contenant les 3 (4) variables au pas de temps d'acquisition des limnimètres (2, 5 ou 10 min) a été créé, nécessitant une interpolation de la pluie à l'aide des pluviomètres disponibles (pondération par polygones de Thiessen). Puis une première extraction des épisodes de pluie et des réponses hydrologiques correspondantes a été réalisée à l'aide d'un code développé initialement à l'Ifsttar pour les bassins urbains (Morena, 2004) et adapté par nos soins aux bassins ruraux. Nous avons pu constater, pour une application sur notre bassin d'étude, qu'il était nécessaire de prendre un critère de redescende des valeurs de hauteur d'eau/débits après le pic très élevées (80 à 90% de la valeur au pic) pour découper correctement les épisodes de crues, notamment au moment de la transition période sèche/période humide qui se traduit par un changement dans la forme des hydrogrammes/limnigrammes. Quand les sols sont secs, ces derniers redescendent à leur valeur avant la crue. En revanche, après des épisodes importants, on s'aperçoit que ça n'est plus le cas et un débit

de base significatif s'installe durablement. Ce comportement s'est rencontré sur tous les sous-bassins et signe un effet de seuil marqué sur l'humidité des sols qui impacte ensuite la réponse hydrologique (voir aussi les résultats section 4.3.5). Après ajustement manuel des résultats, différentes caractéristiques des épisodes ont été déterminées : temps de réaction, de réponse, et hauteur correspondantes (voir Figure 4-12, gauche pour leur définition). Ces données sont complétées par des caractéristiques des bassins versants (géologie, pédologie, occupation du sol ainsi que des caractéristiques morphométriques (pente, orientation, indice de compacité, etc..), les caractéristiques des épisodes de pluie (durée, volume, intensité) et celles des conditions d'humidité antérieure. Une fois le jeu de données complet, nous envisageons une analyse statistique, ainsi que l'utilisation de réseaux bayésiens (voir section 4.3.7) pour déterminer les relations entre les réponses hydrologiques observées et les facteurs explicatifs possibles.

La topographie des différentes sections a aussi été levée et utilisée pour caractériser la sensibilité de chaque section. Nous voulions en particulier savoir si l'absence de réponse hydrologique (pas de variation du niveau d'eau) pouvait être liée aux conditions d'écoulement se traduisant par une augmentation de la vitesse avant celle de la hauteur d'eau (Figure 4-12, droite). Cette configuration se rencontre malheureusement sur la majorité des stations, mais l'analyse nous a permis de déterminer les gammes de hauteurs pour lesquelles les données étaient exploitables. A noter cependant que, même si la variation de hauteur d'eau est imperceptible, on peut néanmoins voir des réponses sur la température et la conductivité électrique qui nous permettent de trancher sur la présence ou l'absence de réponse hydrologique (Figure 4-13).

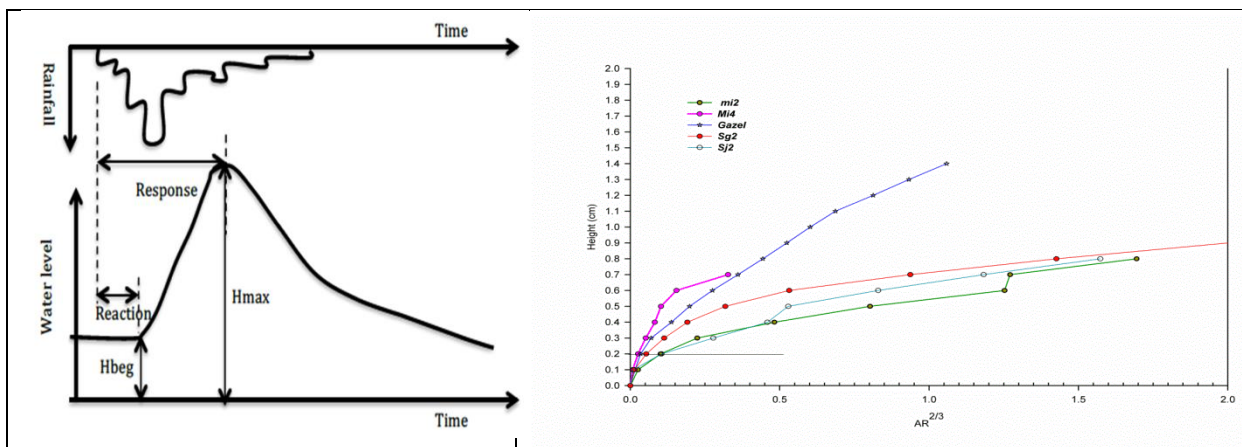


Figure 4-12 : Gauche : schéma d'extraction des caractéristiques extraites des épisodes : temps de réaction (T_{start}), , de réponse (T_{peak}) et hauteurs d'eau correspondantes H_{beg} et H_{max} . Droite : calcul de sensibilité de la réponse en hauteur d'eau pour différentes sections. La sensibilité est définie par le facteur $K = AR_h^{2/3}$ dans la formule de Manning (tiré de Gonzalez-Sosa et al., 2016)

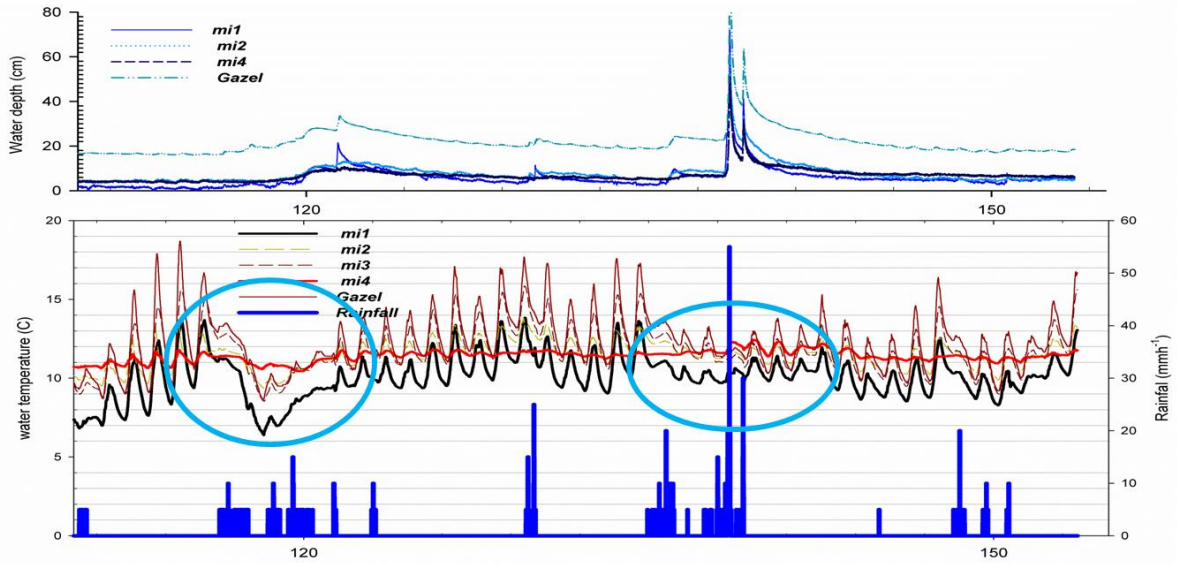


Figure 4-13 : Exemple d'épisodes du printemps 2013. On observe une baisse de la température au moment des deux épisodes pluvieux (cercles bleus) qui précède l'augmentation de hauteur d'eau, signalant certainement une réponse hydrologique qui peut traduire une augmentation de la vitesse de l'eau avant celle de la hauteur d'eau (tiré de Gonzalez-Sosa et al., 2016)

Une démarche similaire a été menée sur le bassin versant de Valescure en calculant les temps de réaction (T_{start}), les temps de réponse (T_{peak}) pour les 6 événements enregistrés, ayant dépassé les $1\text{ m}^3\text{ s}^{-1}\text{ km}^{-2}$, sur les 5 stations instrumentées. Le décalage entre le pic de pluie et celui de débit (T_{gap}) a également été calculé pour les mêmes épisodes et sur les mêmes bassins versants. Les résultats sont présentés sur la Figure 4-14 en fonction du débit spécifique.

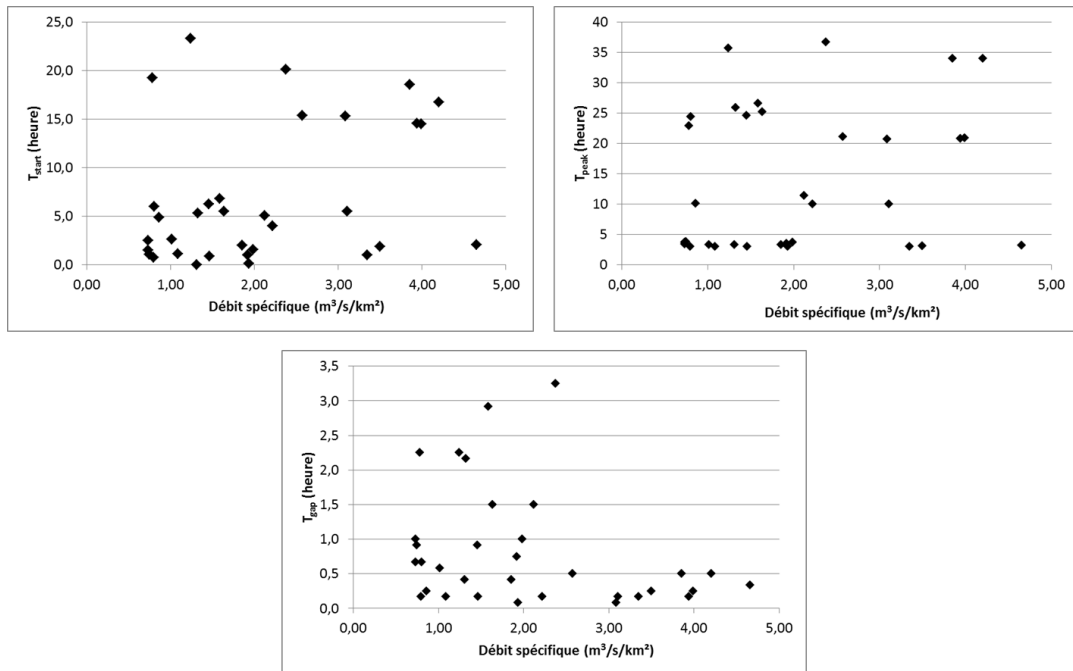


Figure 4-14: Temps de réponse (T_{start}), temps de réaction (T_{peak}) et décalages entre pic de pluie et pic de débit (T_{gap}) sur les 5 stations du bassin de Valescure pour les 6 événements maximum enregistrés durant la période d'observation

Il est tout d'abord intéressant de noter qu'une grande variété de temps de réaction et de temps de réponse peut être observée. Ces temps vont pouvoir être très grand (supérieur à 20 heures pour T_{start} et 25 à 35 heures pour T_{peak}), proches des 5 heures voire proches d'1 heure et cela pour une grande variété de débits spécifiques. Les cumuls de pluie ou les intensités enregistrés lors des différents épisodes n'apportent pas d'éléments explicatifs après une première analyse. Il s'agit donc bien de processus de genèse de crue qui semblent bien distincts.

L'analyse des décalages entre le pic de pluie et le pic de crue montre cette fois une réaction rapide ($<3h30$), avec là encore des distinctions à faire entre des événements ayant un décalage de l'ordre de 3 heures, de ceux qui ne sont décalés que de quelques minutes (< 10 min). Si là encore la situation est très variable pour différents débits spécifiques, il semble qu'à partir de $2,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, ce décalage soit fortement réduit (inférieur à 30 minutes).

Autre élément qui ressort de cette première analyse, à de très rares exceptions près, les pics de crue des différents bassins étudiés, dont les superficies varient de 3,9 à 0,4 km^2 , sont très proches et se tiennent généralement dans la même heure voire sont synchrones sur certains événements.

Comme pour les données précédemment cités sur l'Ardèche, l'analyse de ces premiers résultats demande à être approfondie, mais ces résultats constituent assurément des données originales et prometteuses pour affiner la compréhension de la genèse des crues mais également pour constituer des jeux de données pour la validation des modèles hydrologiques.

Une autre contribution sur ce volet ayant trait au temps de réponse a été réalisé dans le cadre d'un stage de Master (Lahouasnia N., 2015), encadré par Philippe Martin, qui avait pour but de caractériser statistiquement les montées de crues. On appelle accroissement relatif l'augmentation d'un jour sur l'autre du débit en fonction du premier débit (t_1). Ces taux ont été systématiquement calculés pour toutes les montées de crues, de toutes les chroniques disponibles, à toutes les stations ayant plus ou moins (bien ?) fonctionné sur environ 50 ans dans le bassin du Gardon (données Banque Hydro ; Figure 4-15).

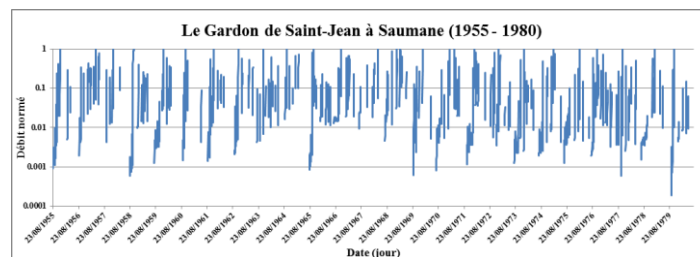


Figure 4-15 : Débits de montée de crue normés ; Gardon de Saint Jean à Saumane ; partie de l'hydrogramme disponible (Lahouasnia N., 2015)

Il s'agissait de réaliser une description statistique de chroniques, parfois assez médiocres (précision, lacunarité...) d'une phase de l'hydrogramme assez peu prise en compte. L'objectif est de montrer *in fine* quelles peuvent être les modalités d'accroissement des débits en fonction des conditions géomorphologiques et de la géométrie du bassin versant, c'est-à-dire de préciser l'importance du facteur morphologique au regard des apports, beaucoup plus systématiquement pris en compte.

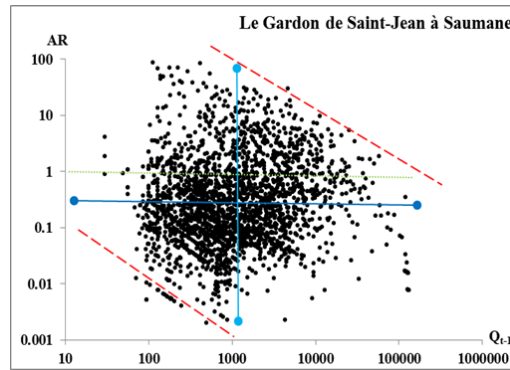


Figure 4-16 : Relation entre les débits au temps $t-1$ et les accroissements relatifs normés des débits du Gardon de Saint-Jean à Saumane. Pointillés vert : $AR = 1 =$ doublement ; pointillés rouges = droites enveloppes ; lignes bleues = médianes de la statistique des AR et des Q_{t-1} (Lahouasnia N., 2015)

Une description empirique permet de mettre en évidence la population des accroissements pris en compte (Figure 4-16). On notera dans la Figure 4-16, qu'en fonction du débit initial, l'accroissement peut atteindre une valeur importante, mais qui est d'autant plus faible que le débit est fort et inversement. Ceci conduit à définir deux droites enveloppes dont les valeurs seront à comparer en fonction des lieux des stations. Par ailleurs ce graphique pour certaines stations montre des structures pour les faibles débits qui pourraient indiquer des problèmes de mesure (Figure 4-17).

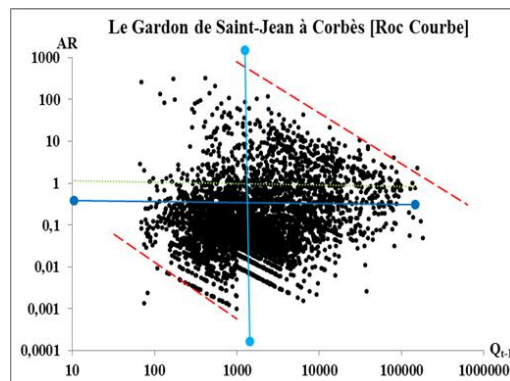


Figure 4-17 : Relation entre les débits au temps $t-1$ et les accroissements relatifs normés des débits du Gardon à Corbès. Pointillés vert : $AR = 1 =$ doublement ; pointillés rouges = droites enveloppes (Lahouasnia N., 2015).

La statistique utilisée pour décrire ces séries est celle de Pareto, mais en modélisant la courbure qui apparaît systématiquement, même si elle est parfois faible (Figure 4-18). Elle traduit l'existence d'un facteur limitatif aux accroissements qui est variable en fonction des points instrumentés du réseau. Très généralement la relation bilogarithmique entre les densités de fréquence normées et les accroissements relatifs peut être modélisée par une fonction polynomiale d'ordre deux dont il est aisé d'extraire le coefficient de courbure (C_c) ; lequel porte cette information sur un facteur limitatif de l'accroissement, un paramètre - b - et la constante C .

Cette solution s'avère parfaitement valide pour rendre compte statistiquement de ces accroissements. Les paramètres extraits peuvent donc être mis en relation avec des indicateurs morphologiques. Il apparaît ainsi une relation statistique significative entre un indice qui est le produit de la distance drainée (des crêtes à la station) par l'altitude de la station, et un indice

rendant compte de la caractérisation statistique parétienne de la forme : $(C_c/b) \times C$. dans ce cas le coefficient de corrélation est voisin de 0,45 ; 0,43 avec seulement l'altitude qui semble être un paramètre morphologique essentiel. Cette approche sera poursuivie d'une part en améliorant les ajustements et d'autre part en intégrant d'autres caractéristiques, en particulier celles fractales des formes (voir section 4.3.6), dans les relations.

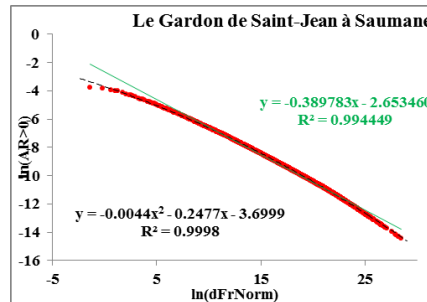


Figure 4-18 : Relation entre les densités de fréquence normées et les accroissements relatifs des débits de la station du Gardon de Saint-Jean à Saumane (Lahouasnia N., 2015).

4.3.2 Mise en eau des réseaux intermittents

Le suivi de l'extension des ravines a été systématiquement mis en place durant les automnes, 2012, 2013 et 2014. La Figure 4-19 présente les résultats du suivi durant l'automne 2012 et illustre tout l'intérêt que l'on peut avoir à déployer un réseau de mesure spatialement distribué. On peut noter que les extensions maximums observées lors des épisodes (en rouge) sont relativement proches pour les 3 événements étudiés. Par contre, la saturation progressive du bassin lors de l'automne est particulièrement visible au travers de la présence de plus en plus importante d'un écoulement pérenne dans les ravines.

Une exploitation quantitative de ces résultats (densité de drainage notamment) est actuellement en cours. Il est également tout à fait envisageable que ce type de résultat puisse servir à la validation de modèles hydrologiques distribués. L'intérêt de ce type de suivi hydrologique distribué avait été montré sur ce même bassin par Maréchal et al. (2013).

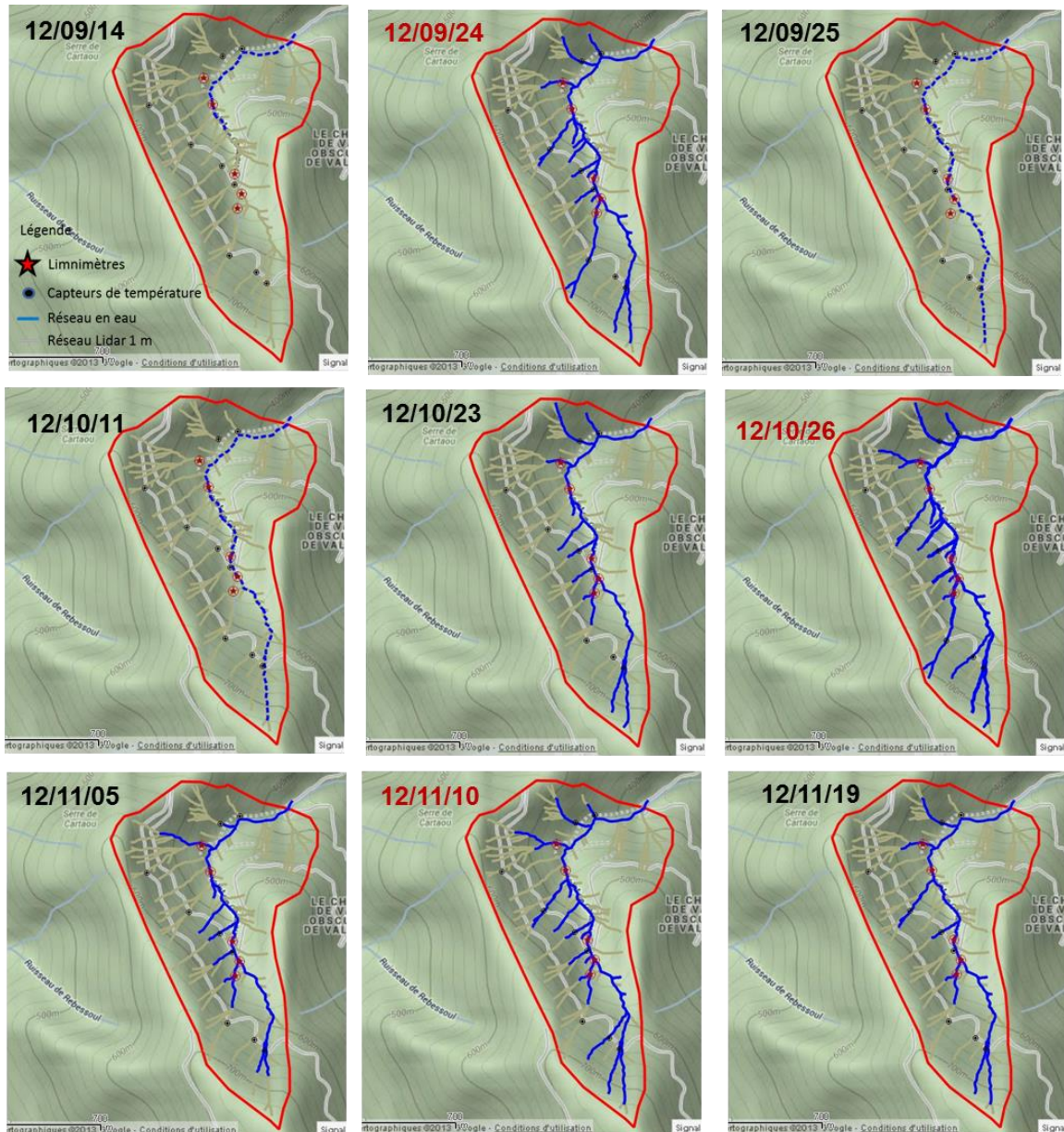


Figure 4-19 : Suivi de l'extension des ravines sur le Cartaou – Automne 2012

4.3.3 Eléments d'analyse sur la réponse hydrologique du système karstique des Fonts

Il est en général difficile de chercher à déterminer la structure d'un karst, de par sa complexité, son hétérogénéité et son accès limité. C'est pourquoi d'autres techniques indirectes ont été développées, en se basant uniquement sur les informations habituellement obtenues à l'entrée et à la sortie du système hydrologique comme les précipitations, la hauteur d'eau, le débit, la température, la conductivité etc. L'idée est alors d'interpréter des analyses statistiques, généralement des analyses corrélatoires et spectrales, réalisées sur les séries chronologiques, dans le but de dégager des caractéristiques intrinsèques au karst étudié, en particulier la réponse impulsionnelle donnée par la fonction d'intercorrélation. Le travail de master de Rebolho (2015) a permis de formaliser un schéma conceptuel du fonctionnement de ce système karstique (Figure 4-20).

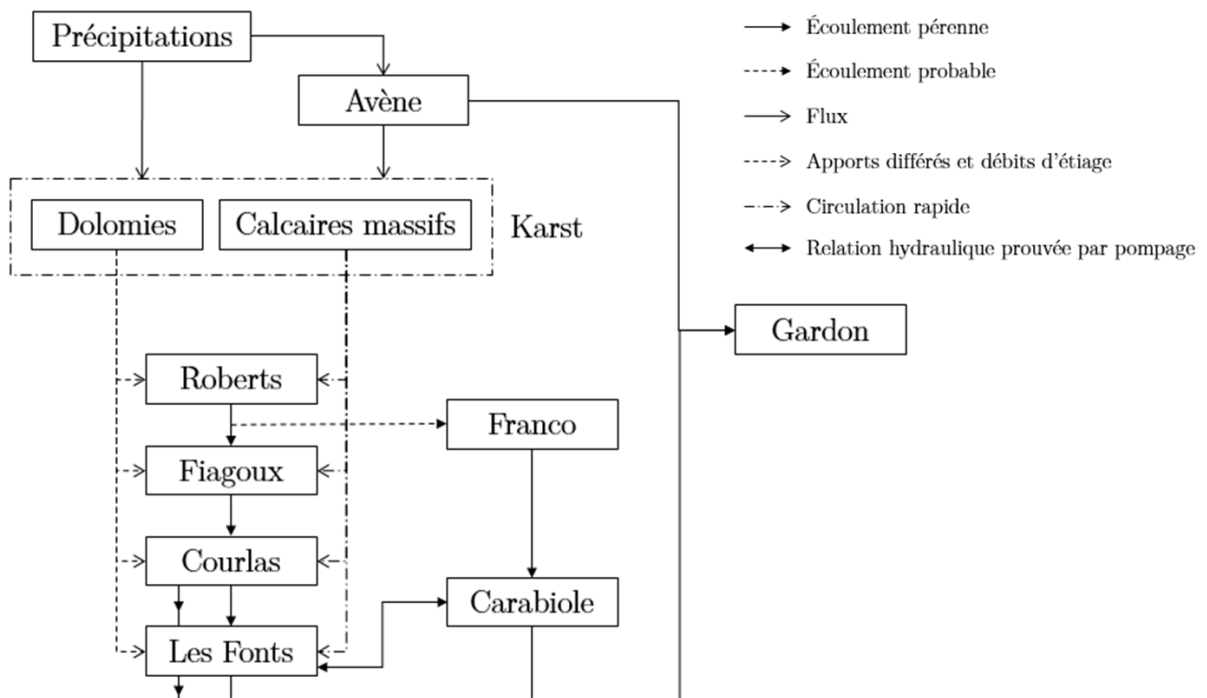


Figure 4-20: Schéma conceptuel du fonctionnement du système karstique des Fonts (Rebolho, 2015)

Ainsi, les précipitations et l'eau de l'Avène amont forment les principales entrées du karst. En sous-sol, l'eau passe soit par les calcaires massifs, et circule rapidement, soit par les dolomies, qui, elles, diffèrent son arrivée dans les conduits principaux. A partir de la rivière souterraine Cauvel (axe principal, écoulement pérenne sur la figure), l'eau peut rejoindre la branche secondaire et alimenter le Franco et la source de Carabiolo, qui drainent aussi les précipitations du plateau du Larnède. Aux différents exutoires de l'aquifère, l'eau rejoint les ruisseaux habituellement asséchés, affluents du Grabieux, avant de se jeter dans le Gardon en zone urbaine alésienne.

Au niveau du rôle du karst, l'étude des bilans hydrologiques sur la zone d'étude suggère qu'en hautes eaux le volume d'eau transitant à travers les pertes de l'Avène amont n'est pas significatif pour la rivière notamment à l'aval. La situation doit être plus contrastée si l'on considère le début ou la fin des épisodes pluvieux (niveau du remplissage du karst) et/ou la position sur le bassin (amont, intermédiaire et aval).

Les résultats impliquent également que le karst peut s'avérer écrêteur ou amplificateur des crues du Grabieux, en retenant une partie des précipitations sur le bassin, ou en relâchant certaines réserves. Le système karstique des Fonts ne peut donc être négligé si l'on cherche à modéliser la réaction des cours d'eau de la région d'Alès et tout particulièrement du Grabieux. En considérant un équipement capable de transmettre les mesures, au sein du karst, en temps réel, il serait alors possible de créer des indicateurs facilitant la prise de décision pour la ville d'Alès par exemple qui vient de subir en septembre 2014 puis en septembre 2015 des crues violentes et dommageables du Grabieux.

Les stations de Courlas et Carabiolo permettraient par exemple la surveillance du volume s'ajoutant au Grabieux, celles des Roberts et du Fiagoux de s'intéresser aux entrées de l'aquifère, et le Franco, en cas de débordement, d'indicateur de possible crue extrême.

4.3.4 Résultats tirés de la géochimie sur le bassin de Valescure

Les mesures dans les rivières de Valescure en basses eaux ont montré, pour chaque sous bassin, des signatures peu variables dans le temps, caractéristiques des eaux profondes, et conformes à ce qu'on peut attendre d'un substratum granitique ($\text{Ca} \sim 10 \text{ mg l}^{-1}$; conductivité électrique $\sim 100\text{-}120 \mu\text{S cm}^{-1}$, $\text{Al} < 1 \text{ ppb}$, $\text{d}^{18}\text{O} \sim -5 \text{ ‰}$), avec quelques variations d'un sous bassin à l'autre.

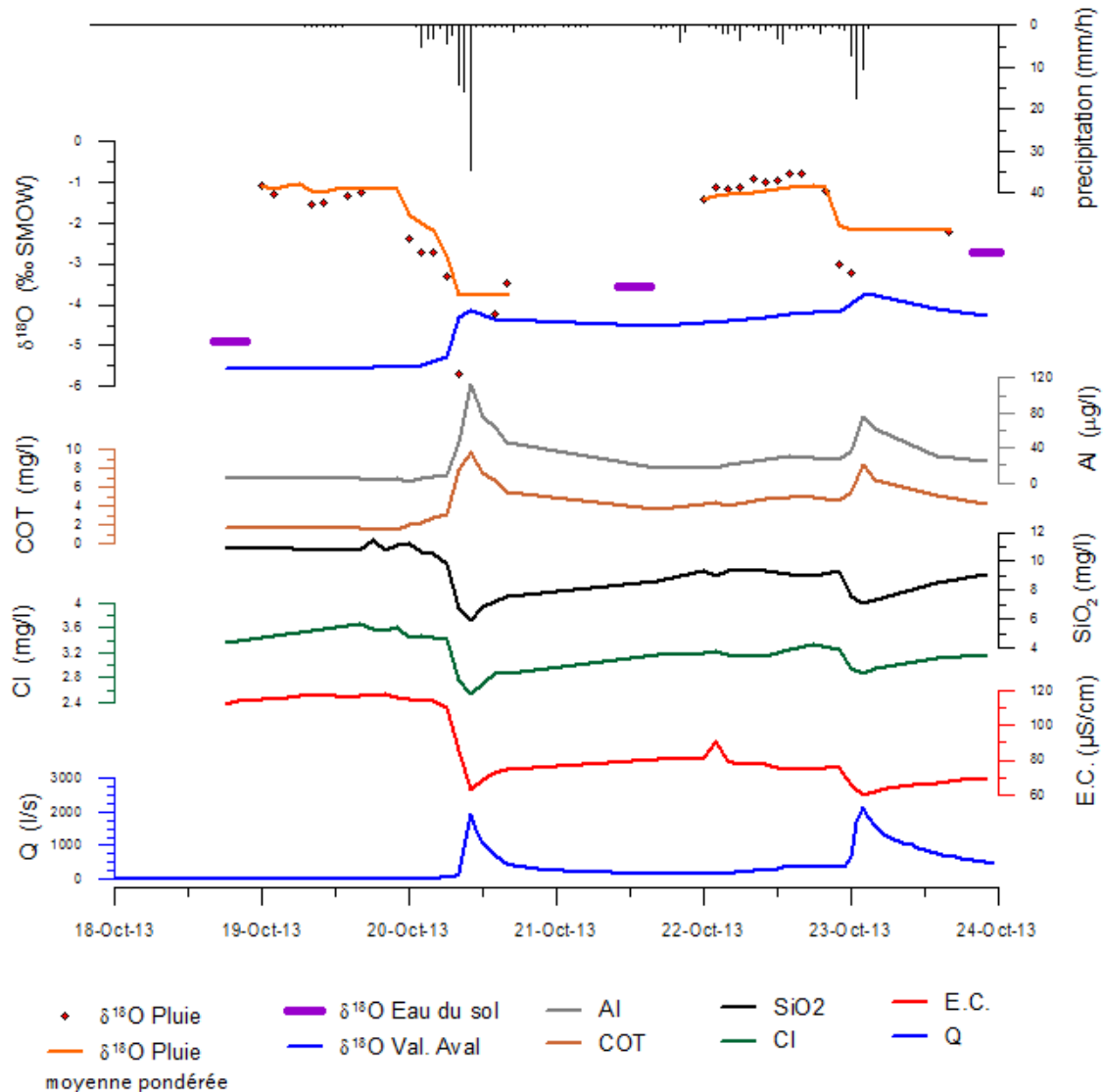


Figure 4-21: Variations des concentrations ou des paramètres physico-chimiques de l'eau lors des 2 crues du 19 au 23 octobre 2013 à Valescure Aval. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ montrent un enrichissement des écoulements à Valescure Aval (3.9 km^2) pendant les pointes de crue, correspondant à un mélange 50-50% de l'eau de pluie et de l'eau du sol, l'eau profonde ne participant pas ou peu au mélange au pic de crue. Les variations de Cl, SiO_2 et de la conductivité électrique indiquent des dilutions de l'ordre de 50 % au pic de crue ; dans l'hypothèse où les concentrations correspondant à l'eau profonde et à l'eau du sol sont équivalentes, ces dilutions représentent la contribution des eaux nouvelles, ce qui est cohérent avec les résultats fournis par $\delta^{18}\text{O}$. L'enrichissement au pic de crue en aluminium et en COT, présents exclusivement dans les horizons du sol, marque une contribution importante de l'eau contenue dans ces horizons, également cohérente avec les résultats fournis par $\delta^{18}\text{O}$.

Les mesures les plus détaillées de l'eau du sol, fournies par les isotopes stables de l'eau, ont montré que l'eau de pluie remplaçait l'eau du sol dans les premiers 40 cm, par effet de chasse, lors des épisodes les plus intenses. Durant la crue, les différents éléments chimiques ont montré que la proportion d'eau nouvelle était de l'ordre d'au moins 50% au pic de crue (Figure 4-21). Cette proportion peut parfois atteindre 80% lors des épisodes les plus intenses. La différenciation des concentrations isotopiques de l'eau de pluie, de l'eau du sol et de l'eau profonde permet d'affirmer que la contribution de l'eau profonde est négligeable au pic de crue, et que l'eau préexistante est essentiellement fournie par l'eau des premiers mètres du sol (la profondeur restant difficile à préciser, probablement 1 ou 2 m). La contribution des eaux nouvelles au pic de crue reste cependant éphémère, et à l'échelle de l'épisode complet, les proportions eau nouvelle/eau préexistante sont inversées, avec 20-30% d'eau nouvelle et 70-80% d'eau préexistante.

De façon plus détaillée, il est prévu que les paramètres physico-chimiques et les concentrations en éléments chimiques et isotopes soient utilisés comme contrôle supplémentaire pour contraindre la modélisation pluie-débit à base physique (voir section 5.4.5). Un modèle couplé entre flux liquides et physico-chimiques a été développé à cet effet dans la plate-forme de modélisation ATHYS, et a donné des premiers résultats prometteurs.

Par ailleurs, l'installation récente de trois piézomètres d'une dizaine de mètres de profondeur et atteignant le substratum granitique permettra de progresser dans la connaissance de l'évolution en profondeur des paramètres physico-chimiques, et de mieux caractériser la contribution des eaux des premiers mètres du sol (écoulements dans la zone altérée et au sein du granite fracturé), qui sont apparus déterminants au cours du projet.

4.3.5 Humidité des sols et réponse hydrologique

La campagne sur le transect du Gazel a eu lieu uniquement à l'automne 2012 qui n'a pas été très riche en épisodes importants sur nos bassins d'étude, mais les épisodes enregistrés ont néanmoins permis de mesurer des humidités contrastées. L'impact de l'humidité initiale sur la réponse hydrologique a été analysé pour les différents épisodes. Comme attendu, les conditions sèches conduisent à des réponses faibles alors que lorsque les épisodes pluvieux importants ont lieu en conditions humides, cette réponse est plus marquée. Un effet de seuil sur le coefficient de ruissellement a pu être détecté (Figure 4-22), mais avec peu d'épisodes, nécessitant une confirmation par l'analyse d'un jeu de données plus important.

C'est ce qui a pu être réalisé lors de campagnes de mesures présentées dans les travaux de Nicoud (2015) et surtout Uber (2016) qui a pu intégrer les épisodes de l'automne 2014, les plus importants enregistrés sur la période. Deux aspects ont été abordés dans l'analyse des données: d'une part, une analyse de la variabilité spatiale de l'humidité du sol (intra et inter-parcellaire) ainsi qu'à l'échelle des sous-bassins du Gazel et de la Claduègne et, d'autre part, l'analyse de la relation entre humidité initiale du sol et réponse hydrologique en exploitant les données de pluie du réseau Hpiconet et des stations hydrométriques du Gazel et de la Claduègne, ainsi que les mesures de conductivité électrique concomitantes.

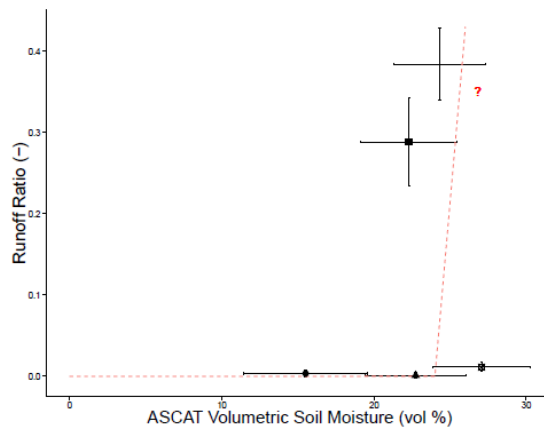


Figure 4-22 : Relation entre humidité initiale (satellite ASCAT) et coefficient de ruissellement (a) et débit (b) pour cinq épisodes pluvieux de l'automne 2012. Les différents épisodes sont représentés par les symboles suivants : diamonds (Event #1, 23–28 September), solid squares (Event #2, 19–22 October), triangles (Event #3, 9–17 November), no symbols (Event #4, 22 November–1 December), and hollow squares (Event #5, 23–31 October) (tiré de Huza et al. (2014)).

L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle de l'humidité du sol a été abordée en comparant la moyenne et l'écart-type par parcelle, la moyenne et l'écart-type par type d'occupation du sol, et enfin, la moyenne et l'écart-type à l'échelle du sous-bassin. Une analyse de stabilité temporelle a également été menée. Ces évaluations ont été faites à la fois avec les mesures sur alerte et les mesures réalisées en continu. Des tests statistiques ont été utilisés pour évaluer la significativité des différences entre occupations du sol. Les résultats montrent que la variabilité intra-parcelle est très forte et que, sur l'humidité de surface (mesures sur alerte), il n'y a pas de différence significative entre les différentes occupations du sol (sauf entre cultures et prairies, plus humides) que ce soit avant ou après l'épisode (Figure 4-23). En revanche, la Figure 4-24 montre que, lorsqu'on considère le contenu en eau intégré sur 50 cm de profondeur (mesures en continu), il y a des différences de comportement significatives entre vignes et prairies, les vignes ayant des conditions initiales plus sèches en surface et un gradient plus marqué sur le profil vertical, probablement le signe d'une évaporation plus grande entre les épisodes.

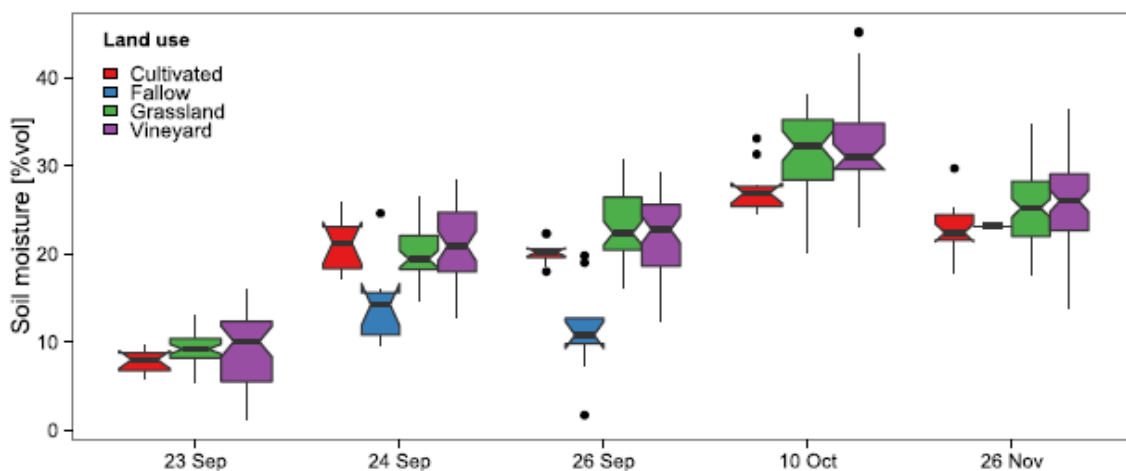


Figure 4-23 : Boxplot de l'humidité de surface durant l'automne 2012 pour différentes classes d'occupation du sol (tiré de Uber, 2016).

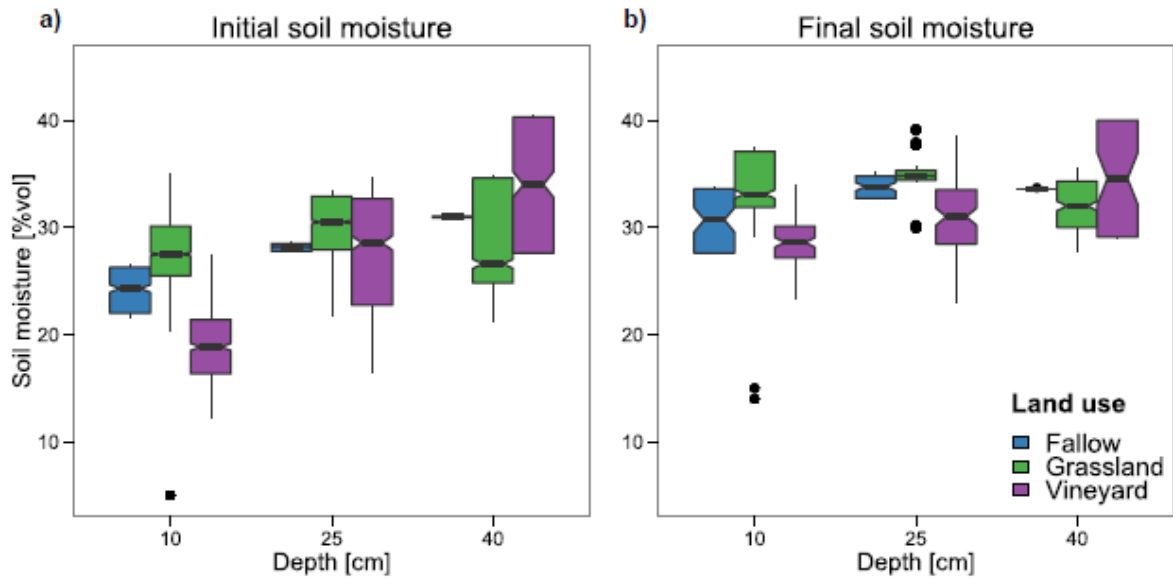


Figure 4-24 : Humidité du sol initiale (a) et finale (b) à différentes profondeurs et pour différentes occupations du sol pour l'épisode du 5 au 9 Septembre 2013 (tiré de Uber, 2016).

Pour l'analyse de la relation entre humidité initiale du sol et réponse hydrologique, un ensemble de 13 événements a été extrait des données de pluie et de débit, avec disponibilité de mesures d'humidité du sol. Afin d'estimer le coefficient de ruissellement, il convient de soustraire le débit de base au débit total mesuré. Pour ce faire, plusieurs méthodes de séparation d'hydrogrammes ont été testées et comparées, dont une utilisant la mesure de conductivité électrique. Des relations entre coefficients de ruissellement et cumul de pluie, intensité de pluie maximale ou moyenne ont été recherchées. Ces dernières se montrent assez faibles avec des coefficients de détermination inférieurs à 0.30. Si on essaie d'évaluer le bilan hydrologique à partir de la pluie cumulée, de la variation du stock d'eau dans le sol (sur 50 cm uniquement) et la lame d'eau écoulée, on constate sur la moitié des épisodes, que la somme de la lame écoulée et de la variation de stock est égale à moins de 50% de la pluie cumulée, ce qui peut signifier que la variation de stock calculée n'est pas représentative du bassin versant ou encore que de l'eau peut se stocker plus profondément dans le sol en certains points. Il est en revanche, intéressant de noter que, avec plus d'épisodes, on retrouve le type de non-linéarités déjà obtenues par Huza et al. (2014) (voir Figure 4-22), avec un coefficient de ruissellement très faible jusqu'à un certain seuil d'humidité, et une brutale augmentation au-delà de ce seuil, mais avec une forte variabilité dans la réponse qui n'est pas encore complètement expliquée (Figure 4-25). Le même seuil d'humidité initiale de 34% vol semble convenir aux réponses des bassins du Gazel et de la Claduègne, à deux échelles spatiales différentes.

Pour ces épisodes, des essais de modélisation ont été réalisés avec le modèle HEC-HMS et les résultats sont décrits en section 5.4.4.

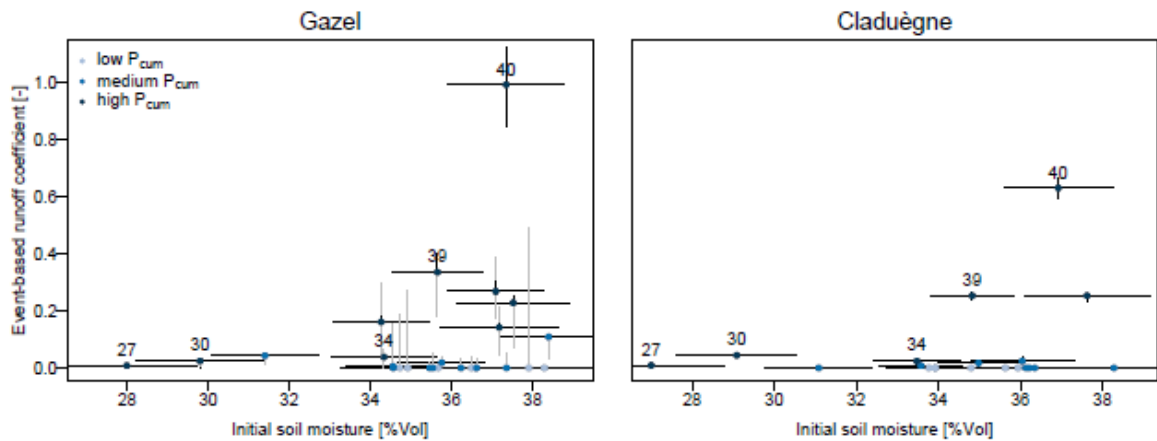


Figure 4-25 : Relation entre humidité du sol initiale et coefficient de ruissellement pour les bassins du Gazel et de la Claduègne (tiré de Uber, 2016).

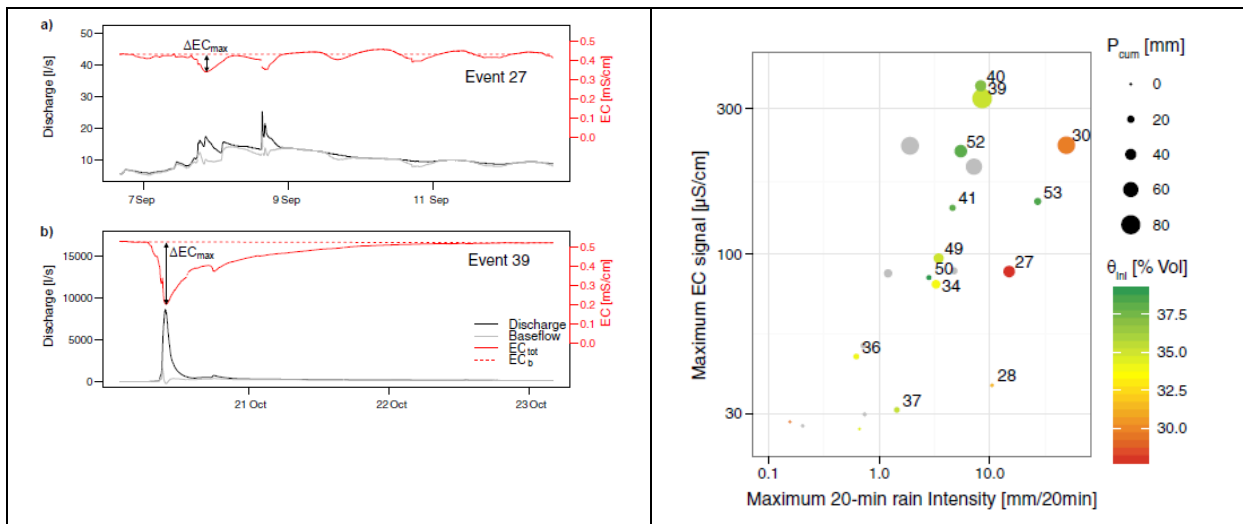


Figure 4-26 : Gauche : décomposition de deux hydrogrammes en s'appuyant sur la conductivité électrique pour deux épisodes contrastés : le premier avec un fort écoulement de sub-surface, le second avec un faible écoulement de sub-surface. Droite : relation entre variation maximale de conductivité électrique et humidité initiale, cumul de pluie et humidité initiale.

D'autres informations intéressantes sur les processus mis en jeu ont aussi été tirées de l'analyse des données de conductivité électrique. Deux exemples d'hydrogramme sont présentés sur la Figure 4-26 (gauche). Si on suppose qu'une forte variation de conductivité électrique est liée à de l'apport de ruissellement de surface, la valeur maximale de variation de la conductivité électrique peut être utilisée comme marqueur de la part d'écoulement de surface associée à un épisode. La Figure 4-26 (droite) montre la relation entre cette valeur, l'intensité maximale de pluie, le cumul de pluie et l'humidité initiale. Si plusieurs épisodes où ΔEc_max est élevé sont associés à des humidités initiales fortes (n°39 et 40), un épisode (n°30) est associé à une valeur faible. Il est donc difficile de déduire des relations claires entre toutes ces grandeurs. On peut néanmoins retenir que cette méthode de décomposition d'hydrogrammes fait apparaître une forte proportion d'écoulements de sub-surface, même dans des bassins plutôt agricoles et à texture de sols plutôt fine, où l'hypothèse de départ était une prépondérance des écoulements de surface. On peut donc en conclure que, même dans ces

bassins, les écoulements de sub-surface ne peuvent pas être négligés pour expliquer les réponses hydrologiques durant les crues.

4.3.6 Approche fractale des formes du relief : le bassin versant amont du Gardon

Les modèles hydrologiques de prévision des crues intègrent assez peu, jusqu'à maintenant, comme facteur explicite de transformation des pluies en débits, la géométrie des bassins. Celle-ci est donc rarement prise en compte, comme sujet d'étude, dans une telle perspective. Or ces formes, fractales pour l'essentiel, sont une partie intégrante, si ce n'est majeure, du filtre qui transforme les précipitations en crues.

Ainsi prendre en compte les fonctionnements souvent non-linéaires observables lorsque les sols, voire les aquifères, sont saturés revient à minimiser grandement l'effet des formes de surface et/ou souterraines, ou plus exactement cela revient à se placer dans une situation où leur effet est stable et constant. Si effectivement les réponses sont d'autant plus rapides et puissantes quand il en est ainsi (cf. aussi les problèmes de concentration des écoulements par le réseau hydrographique), ce cas particulier ne doit pas occulter les autres moments de recharge ou de décharge pendant lesquels les morphologies de surface et souterraines jouent un rôle majeur et variable. Ceci est particulièrement vrai pour les karsts, mais ce point n'a pas été abordé dans le projet qui s'est concentré sur l'analyse des formes du relief. Nous avons regardé ce qui se passait dans une configuration plus simple (sans formes et fonctionnement souterrain important) à savoir dans les amonts sur socle du bassin du Gardon.

Dans ces cas, outre la lithologie, les grandes différences reposent sur la hauteur de chute qui est de l'ordre de 5 à 10 fois celle observable au niveau des piémonts, et sur l'importance des précipitations qui est de l'ordre de 2 à 3 fois ce que l'on mesure sur les plateaux. En d'autres termes, les énergies mécaniques, hydrauliques disponibles pour la glyptogénèse dans ces amonts sont infiniment supérieures à celles observables sur le piémont.

Par ailleurs, l'objectif de l'ANR FloodScale étant en particulier de travailler sur les rapports scalaires, sur les échelles, aborder la problématique des crues éclair au travers des morphologies de surface et/ou souterraines qui sont expressément fractales, est conforme au projet initial. Faisant suite à différents travaux de morphologie théorique et quantitative (Martin 2012, Martin et al. 2012, Nottale et al 2012, Forriez et al. 2010, Forriez et al. 2011), nous avons essayé de contribuer au développement d'une géomorphologie théorique d'essence géométrique. Pour cela, dans le cadre de la Relativité d'Échelle (RE) de L. Nottale (2011), nous avons déconstruit le haut bassin versant du Gardon (en amont d'Anduze) pour le ramener à une information spatialisée (ses courbes de niveau) que nous estimons, pour le moment, suffisante pour décrire la morphologie du dit bassin.

Ces courbes issues d'abord d'un MNT de l'IGN à 50 m ont été analysées au moyen de la méthode classique des boîtes (box counting). Il s'est toutefois avéré que celle-ci introduisait 2 biais : l'un pour les grandes boîtes, l'autre pour les petites boîtes. Ces biais ont pu être corrigés. Il est donc devenu possible de mettre en relation la dimension fractale de chacune des courbes avec leur altitude et en fonction de l'échelle (Martin et al. 2016). Le résultat est une surface quadratique (Figure 4-27).

Gardon: dépendance combinée de la dimension fractale en fonction de l'altitude et de l'échelle, modèle

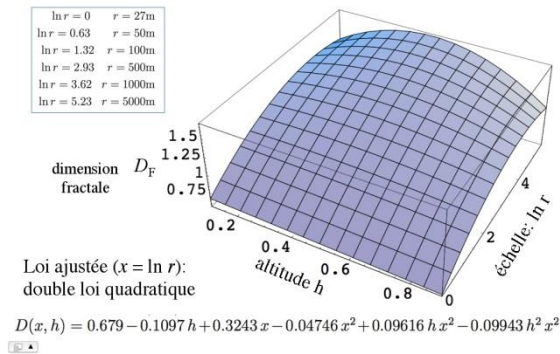


Figure 4-27 : Gardon cévenol en amont de Ners (socle) ; variations de la dimension fractale en fonction de l'altitude et de l'échelle modélisée par une double loi quadratique ; parabole entre l'altitude et la dimension fractale (cf. Figure 4-29) et relation sigmoïde entre le logarithme de l'échelle et la dimension fractale (cf. Figure 4-28) ; les calculs sont faits avec un MNT IGN à 50 m ; méthode box-counting

Cet objet de connaissance parfaitement original établit donc que la dimension fractale des courbes de niveau varie avec l'altitude selon une fonction parabolique. Faible à l'aval, la dimension est maximale entre 400 et 500 m, puis diminue jusqu'à l'altitude des crêtes les plus hautes. Nous avons donc là une structure spatiale (variation dans l'étendue) de structures scalaires (les dimensions fractales).

Cela étant, il est aussi apparu que les dimensions fractales de chacune des courbes de niveau ne sont pas constantes en fonction des échelles (dimension scalairement locale). La situation observée n'est donc pas, globalement, une invariance d'échelle, mais une covariance d'échelle qui nécessite de dériver la fonction expérimentale $\ln(N)$ vs $\ln(E)$ (avec N l'effectif des boîtes occupées et E l'échelle des dites boîtes) pour arriver à un invariant, à la caractérisation d'une « accélération d'échelle » définie dans le cadre de la relativité d'échelle. Pratiquement c'est une fonction de forme sigmoïde qui indique que la dimension fractale est faible aux échelles les plus locales du MNT (soit 100 m, soit 2 fois la valeur de la résolution), qu'elle croit ensuite linéairement pour, aux plus petites échelles, au sens géographique (ensemble du bassin versant), se stabiliser généralement vers des valeurs proches de 1,4 – 1,5. Ce n'est donc qu'à ce niveau que peut être identifiée une situation d'invariance d'échelle (Figure 4-28).

Le MNT de l'IGN étant à 50 m il ne pouvait donner d'information, donc nous livrer des dimensions fractales qu'à partir de deux fois la longueur de sa résolution. Pour comprendre ce qui se passe aux échelles les plus grandes (phénomènes locaux) nous avons utilisé les MNT à haute résolution en faisant un premier test sur un sous bassin du bassin de Valescure que l'on nomme le Cartaou (environ 1 km²).

En utilisant la même méthodologie (box counting avec correction des biais) on peut de façon très satisfaisante raccorder la variation de la dimension fractale observée sur les courbes de niveau du Cartaou à celles obtenues pour l'ensemble Gardon en amont d'Anduze. Ce raccord prolonge la courbe sigmoïde de base vers les plus grandes échelles (au sens géographique) par une diminution de la dimension fractale jusqu'à des valeurs subégales à 1 pour les phénomènes les plus locaux. (Résolution à 1 m et donc dimension fractale calculable à partir de 2 m ; Figure 4-28).

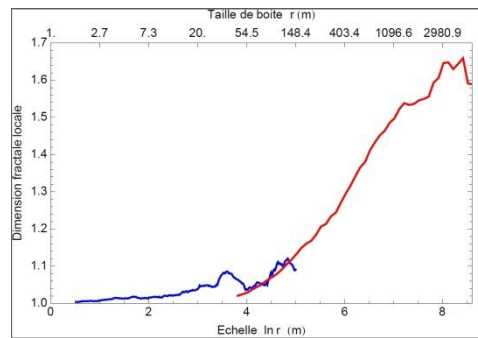


Figure 4-28 : Gardon cévenol en amont de Ners (socle) ; variations de la dimension fractale en fonction de l'échelle ; courbe de niveau de 450.m ; en rouge la variation calculée à partir du MNT à 50 m de l'IGN ; méthode box-counting biais corrigés ; en bleu la variation calculée sur le MNT à haute résolution du Cartaou

Ceci est géomorphologiquement cohérent puisque nous sommes à ces niveaux sur des « placettes » que l'on peut considérer comme subaplanies même si elles sont inclinées (pente du versant) ce qui se vérifie empiriquement sur les chemins de randonnée (faible irrégularité à l'échelle d'un pas d'un homme, à altitude constante).

Ce qui est aussi remarquable c'est que ce tout petit morceau de bassin versant (environ 1 000 fois plus petit), soit totalement représentatif de l'organisation morphologique de l'ensemble du bassin versant, à condition toutefois qu'il n'y ait pas, en plus, de contrôles lithologiques majeurs, différents de l'ensemble du bassin versant et que ne subsiste pas de paléo topographies (par exemple messinienne pour la vallée du Rhône).

C'est d'ailleurs pour éviter ces deux écueils que nous avons choisi le Gardon amont qui est très majoritairement mono lithologique (schistes) et soumis à une telle érosion linéaire (1 000 m de hauteur de chute et environ 1,5 m de précipitations par an) qu'on pouvait penser que toute trace de paléomorphologie avait été érodée.

Ceci est vrai jusqu'à un certain point (Figure 4-29). Il a par exemple pu être montré que l'essentiel de la morphologie actuelle dépend très vraisemblablement du niveau régressif wurmien (-120 m sous le niveau actuel de la Méditerranée). Ceci implique que la remontée du niveau de la mer a fait baisser consécutivement le potentiel érosif en diminuant (toutes choses étant égales par ailleurs, mais les pluies ont dû augmenter depuis la période glaciaire) la hauteur de chute d'environ 10 %. Nonobstant les conséquences des actions anthropiques sur le couvert végétal, nous sommes donc plutôt face à une situation de dépôts possibles moins importants de la charge solide de versant (altérite). Ceci doit contribuer à générer de petits aquifères superficiels plus conséquents lesquels peuvent être fort utiles pour la couverture végétale qui a, plus ou moins, achevé sa remontée biologique (reforestation) actuellement.

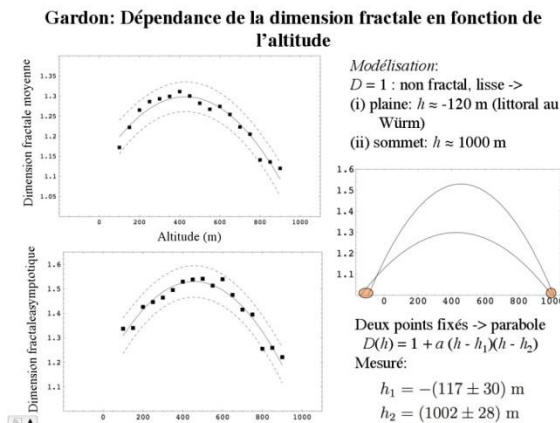


Figure 4-29 : Gardon cévenol en amont de Ners (socle) ; variations de la dimension fractale en fonction de l'altitude et modèle parabolique permettant de retrouver les bornes du potentiel de glyptogénèse (-117 ± 30 m et 1002 ± 28 m) ; ces valeurs sont conformes au niveau de la mer lors de la régression wurmienne et à l'altitude des crêtes amont ; méthode box-counting

De même on peut penser que la persistance peut-être plus grande de colluvions et d'altérites sur les versants, aujourd'hui reforestés en grande partie, joue un rôle dans la formation des crues cévenoles surtout en début d'automne (sols +/- secs) et si les précipitations ne sont pas totalement hors-normes.

Sur un tout autre plan, les tout derniers travaux faits avec le MNT Lidar de Tourgueille, semblent montrer qu'il pourrait exister, tout en haut du bassin versant, vers 800 ou 1 000 m, des traces d'érosions plus anciennes que l'on pourrait peut-être mettre en rapport, soit avec la régression messinienne, soit avec la surface d'aplanissement antétriasique dont certains lambeaux sont bien connus sous et autour des petits causses (Bondons, etc.). Il est toutefois peu probable que ces paléo morphologies jouent un rôle important dans la formation des crues. Par contre si elles se révélaient messiniennes, elles pourraient donner la possibilité de caractériser la vitesse de recul des têtes des vallons (travaux en cours).

Nous sommes donc très loin d'avoir totalement exploré la richesse des MNT Lidar obtenus au travers de l'ANR FloodScale. Ceci nécessitera en particulier de mettre au point des outils ergodiques afin de pouvoir se concentrer sur l'aspect thématique du problème.

4.3.7 Utilisation des réseaux bayésiens

Dans un cadre, prospectif, de recherche d'outils pour l'exploitation des nombreuses données acquises dans le projet, l'utilisation des réseaux bayésiens a été envisagée. Pour ce faire, une journée de formation a été organisée à Lyon le 25 juin 2013 par Sandra Perez (UMR ESPACE) au travers de la solution logicielle BayesiaLab (<http://www.bayesia.com/>). Suite à ces travaux un groupe d'élèves ingénieurs de l'Ecole des mines d'Alès, composé de Jean-Benoît Mandon, Cédric Rebolho et Sophie Tourenq et encadré par Sandra Perez et Pierre-Alain Ayrat (EMA et UMR ESPACE), a mis en œuvre une première application de BayesiaLab sur un jeu de données acquises dans le cadre de FloodScale sur le bassin versant expérimental de Valescure (Mandon et al., 2014).

Dans le domaine des crues et des inondations, les approches bayésiennes vont classiquement concerner l'analyse des erreurs et les incertitudes des modèles hydrologiques pour le choix du « meilleur » modèle et/ou des « meilleurs » paramètres pour un même modèle (Filla et Stedingerb, 1998 ; Niggli et Musy, 2005 ; Biondi et De Lucas, 2012). Dans le cadre de cette étude il s'agissait de voir les potentialités de l'outil pour étudier (1) les liens

entre différentes variables (pluie, teneur en eau du sol, débit,...) et (2) les potentialités de cet outil pour la classification d'événements pluvieux.

Pour ce faire une base de données a été constituée à partir des enregistrements d'humidité du sol des Transects 1 et 2 sur le bassin de Valescure (valeur d'humidité de chaque sonde, profondeur de la sonde, position de la sonde sur le versant, profondeur du sol au droit de la sonde considérée, numéro du transect), de la pluie (cumul et intensité), du débit (5 stations du bassin versant). A partir de cette base de données, plusieurs analyses ont été proposées avec différents jeux de données et différents types d'apprentissage. Il ressort de ces analyses que les réseaux bayésiens permettent de bien représenter des graphes de relation entre paramètres. A titre d'exemple, voir en Figure 4-30, deux comportements observés pour expliquer les variations d'humidités des sols pour des épisodes de pluie différents sur le Transect 2.

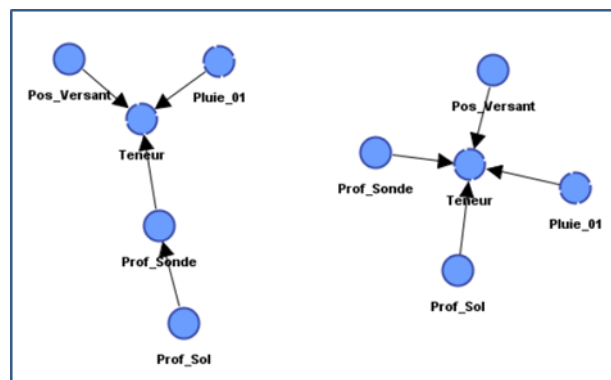


Figure 4-30 : Organisation des variables liées à l'humidité des sols pour 2 groupes d'événements pluvieux sur le transect n°2 (Mandon et al., 2014)

Ce type de représentation graphique et les indicateurs statistiques associés (coefficient de Pearson notamment) permettent bien d'identifier des comportements différents dans l'organisation des variables étudiées pour différents évènements pluvieux.

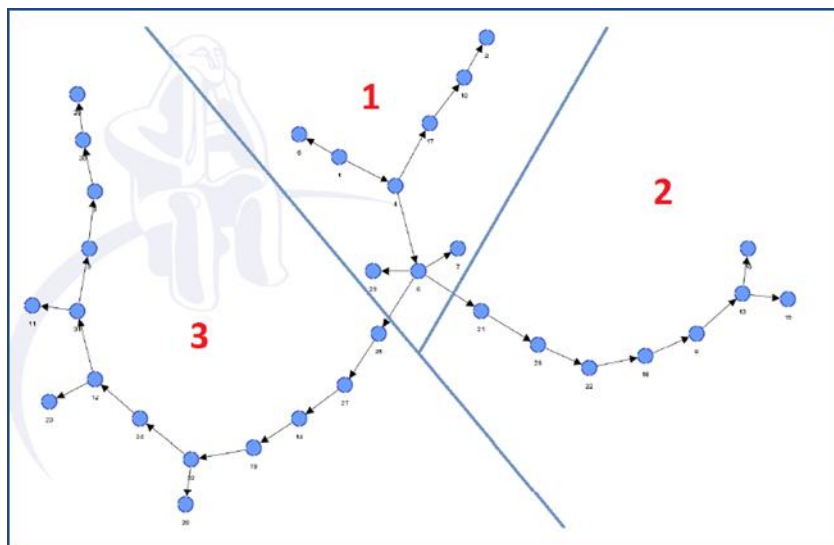


Figure 4-31: Graphe des classes de pluie selon BayesiaLab (Mandon et al., 2014)

Dans le cadre de cette étude, les potentialités de « classifieur » de cette approche ont également été testées. Les 32 événements de pluie retenus ont ainsi été traités avec BayesiaLab et la Figure 4-31 présente le résultat.

Cette répartition en 3 classes a été testée au regard d'une démarche plus empirique basée sur l'analyse des précipitations antérieures, et des variables classiques (cumul, intensité horaire, 5 min,...) et a permis une validation de la répartition générée par BayesiaLab (Mandon et al., 2014).

Cette première étude, si elle n'a pas permis de lever entièrement le côté « boîte noire » de BayesiaLab a permis toutefois de bien montrer tout l'intérêt que peut tirer l'hydrologue dans l'utilisation de ce type d'algorithme pour notamment la représentation graphique de ses variables d'intérêts. A lui de développer dans un second temps des démarches pour affiner l'interprétation de ces graphes. Signalons également les potentialités de classifieur de ces réseaux, potentialités bien connues mais qui ont été ici largement confirmées.

4.3.8 Identification de fonctionnements à seuil

La question de l'existence de phénomènes à seuil est une question récurrente dans la genèse des crues rapides. Les analyses des données collectées durant le projet d'ores et déjà réalisées ont permis de mettre en évidence une réponse hydrologique différenciée entre période « sèche » et « humide », avec une augmentation significative des coefficients de ruissellement au-delà d'un certain seuil d'humidité du sol (Braud et al., 2014 ; Uber, 2016). Néanmoins, une fois ce seuil d'humidité atteint, la variabilité des réponses hydrologiques, traduites par le coefficient de ruissellement reste élevée et il reste encore difficile d'identifier les facteurs explicatifs (Uber, 2016). Il conviendra de reprendre cette analyse, réalisée essentiellement avec les données collectées sur la Claduègne, avec l'ensemble des transects d'humidité pour voir si on peut généraliser les conclusions à l'ensemble des Cévennes et voir s'il est possible de mieux identifier les facteurs explicatifs.

4.4 Synthèse et conclusions

Les travaux menés à l'échelle des petits bassins versants (1-100 km²) visaient en premier lieu à documenter la variabilité spatiale et temporelle de la pluie et des processus hydrologiques associés, ainsi que celle des propriétés physiographiques des bassins correspondant. Pour ce faire, plusieurs sous-bassins couvrant des gammes d'échelle de 1 à 100 km² et différentes géologie/occupation du sol ont été suivis pour documenter la pluie, les débits, ainsi que les hauteurs d'eau et l'humidité des sols. Des MNT lidar à 1 m ont aussi été acquis, ainsi que des images satellites qui ont permis de cartographier l'occupation du sol à résolution 2.5 ou 10 m. Les propriétés hydrodynamiques des sols ont aussi été déterminées. Les données collectées ont été critiquées et fournies à la base de données HyMeX, selon la « data-policy » HyMeX. Le jeu de données acquis sur l'Auzon fait l'objet d'un « data-paper » soumis à Earth Sciences System Data (ESSD) pour lequel la mise en ligne du jeu de données est nécessaire.

Le dispositif expérimental a permis de documenter sur quatre ans, la dynamique de la réponse hydrologique grâce aux mesures en continu complétées par les mesures sur alerte lors des automnes. Le jeu de données acquis apparaît d'ores et déjà unique par la gamme d'échelle couverte en termes de débits spécifiques de pointe, avec des échelles fines non documentées jusqu'à présent (Figure 4-6). Même si des crues exceptionnelles n'ont pas été enregistrées, des débits de pointe significatifs, allant jusqu'à 4 à 7 m³ s⁻¹ km⁻² ont pu être mesurés. Notons d'ailleurs que des valeurs de débits plus élevées auraient certainement endommagé les réseaux de mesure, ce qui a d'ailleurs été partiellement le cas à l'automne 2015. Des données

initialement non prévues dans le projet, acquises sur le karst sur fonds propres de l'UMR ESPACE, permettent de donner un aperçu du rôle que peut jouer ce milieu sur la limitation ou l'aggravation des crues à l'aval.

L'analyse des données a été bien entamée, grâce au concours de nombreux étudiants de licence, master ou école d'ingénieurs et permet d'ores et déjà un premier regard critique sur la qualité des données acquises et leur intérêt par rapport aux questions initiales posées. Ces analyses ont, pour le moment, essentiellement été menées site par site et sur une première partie des données pour les travaux les plus anciens. Les données de 2014, l'année la plus riche en épisodes intenses sur l'ensemble de la zone, n'ont ainsi été que très partiellement exploitées pour le moment, notamment en modélisation pour des questions de temps de critique et de mise en forme. Ces données fourniront un jeu intéressant pour tester la validité des conclusions tirées sur les épisodes moins intenses des années antérieures.

Les données acquises sur les réseaux de limnimètres tant sur la Claduègne que sur le Cartaou fournissent une information spatialisée des réponses hydrologiques sur différents sous-bassins aux géologies/occupations du sol contrastées. Le volume de données correspondant est énorme compte tenu des pas de temps d'acquisition (quelques minutes). Des premiers travaux ont été entamés, qui cherchent à relier les temps de réponse et de réaction aux caractéristiques de la pluie, des conditions initiales ou des bassins versants, mais restent à finaliser. L'analyse par réseaux bayésiens, qui a été testée avec succès dans le projet, offre des perspectives prometteuses pour tirer le maximum d'informations de ces jeux de données. Il conviendrait aussi de faire une analyse croisée des différents terrains d'étude pour évaluer la généralité des résultats. A ce stade, un élément semble pour le moins généralisable : l'existence d'un seuil d'humidité du sol, au-delà duquel la réponse hydrologique, traduite par le coefficient de ruissellement, peut devenir importante. Suggérés par les premières analyses de Braud et al. (2014), ces résultats sont confirmés sur la Claduègne par les analyses des données de teneur en eau acquises en continu et sur alerte couvrant la période 2012-2015 (Uber, 2016). Il sera intéressant de revisiter les données des transects d'humidité acquises sur Valescure et Tourgueille avec ce même regard pour voir si ces résultats se retrouvent de manière systématique sur ces terrains.

Sur Valescure, le suivi des isotopes stables et des éléments chimiques de l'eau a permis de caractériser les proportions des eaux nouvelles et préexistantes dans la composition des crues. L'eau nouvelle représente une proportion de l'ordre de 60-80% lors du pic de crue, suggérant qu'à ce stade de la crue, l'écoulement provient majoritairement de ruissellement sur sols saturés. Cette proportion se réduit à 20-30% si on considère la totalité de l'événement, ce qui indique une forte mobilisation de l'eau préexistante lors des récessions de crue, revenant à l'exutoire par exfiltration des flux latéraux de sub-surface. Les premières analyses sur les données de conductivité électrique du sous-bassin de la Claduègne montrent aussi un apport des flux de sub-surface significatif, dans une zone agricole où le ruissellement de surface était supposé dominant au début du projet.

L'analyse des courbes de niveau, issues des MNTs lidars sont prometteuses, car elles permettent de couvrir des échelles non documentées par les MNTs classiques à 25 ou 50 m et de montrer une continuité dans les échelles. Les caractéristiques fractales des surfaces des bassins versants ont été mises en évidence, mais des réflexions restent nécessaires pour voir comment on pourrait utiliser cette information sur la morphologie (la forme) dans l'interprétation de la réponse hydrologique, voire la modélisation.

5 Hydrologie de versant : observation distribuée, paramétrisation du fonctionnement d'un versant et modélisation à l'échelle d'un petit bassin

5.1 Rappel du contexte et des objectifs de la tâche

La formation des crues peut résulter de processus multiples qu'il importe de bien identifier pour une région et une échelle données. Ceci permet de proposer des modèles à base physique, qui représentent explicitement ces processus et permettent de prévoir les crues dans un contexte non stationnaire (aménagement, changement d'origine anthropique ou climatique), d'extrapoler vers les extrêmes, et de coupler les flux d'eau avec les flux de sédiments ou d'éléments chimiques.

Dans les Cévennes, plusieurs modélisations représentant différents types de processus ont déjà été testées (Cosandey et Didon-Lescot, 1999 ; Ayrat et al., 2005 ; Moussa et al., 2007 ; Le Lay et Saulnier, 2007 ; Saulnier et Le Lay, 2009 ; Roux et al., 2011). Ces modèles ont pu être ajustés avec succès sur les débits observés, quels que soient les processus représentés. Il n'a cependant pas été possible, compte tenu de l'absence ou de la faible connaissance des caractéristiques du terrain, de confronter ces modèles à une réalité physique distribuée.

Dans le cadre du projet, l'objectif était de mettre en adéquation observation et modélisation, pour proposer des modèles qui fonctionnent bien pour de bonnes raisons. L'échelle du versant, intermédiaire entre l'échelle d'observation (locale) et l'échelle d'intérêt (bassin versant de plusieurs centaines de km²) est pertinente pour cet objectif parce qu'elle permet une observation au plus près des processus mis en jeu.

5.2 Instrumentation de versants représentatifs dans les super-sites du Gard et de l'Ardèche

5.2.1 Instrumentation mise en place

Dans le cadre du projet, nous nous sommes intéressés aux points suivants :

- 1/ Les formations superficielles ont fait l'objet d'une étude détaillée, visant à caractériser les propriétés texturales et hydrauliques des différentes couches des profils verticaux sur plusieurs mètres de profondeur. Quelles sont les porosités, les conductivités hydrauliques, les rétentions en eau, les profondeurs des différentes couches du sol ? Quelle est la variabilité spatiale de ces propriétés, cette variabilité est-elle organisée dans l'espace ? Est-elle prédictible par la connaissance de l'usage du sol ? Quelle est la capacité totale de stockage en eau des formations superficielles, en particulier dans les couches altérées profondes, et quelle est la dynamique de ce stock ?
- 2/ D'un point de vue météorologique, les sols cévenols sont souvent des sols grossiers, très caillouteux et présentant une forte hétérogénéité spatiale. Les conditions d'instrumentation sont donc difficiles, et doivent être orientées vers les méthodes de mesures non intrusives. Le projet a donné l'occasion de tester et de comparer différents types de mesure pour l'infiltration et la rétention en eau, la profondeur, et d'évaluer les apports de méthodes adaptées au contexte.
- 3/ Une autre question concerne la possibilité de mettre en évidence une signature hydrologique d'un versant, au sens d'une caractéristique invariante, ou dépendant de grands traits du paysage (géologie, exposition, pente ...). Sachant que la mesure locale est peu représentative, comment et à partir de combien de points de mesure est-il possible de caractériser cette signature ?

- 4/ Enfin, les questions ont porté sur la représentation des flux verticaux et latéraux au sein, du versant, et le lien avec les propriétés du milieu. Quels sont les processus finalement identifiés, quelle est, suivant les sites, la part des écoulements de surface, celles des écoulements de sub-surface ou profonds sur la formation des crues ? Et finalement, le schéma proposé pour les petits bassins est-il applicable à des bassins de quelques centaines de km² ?

Le Tableau 5-1 résume les différentes expérimentations mises en place. Ces dernières sont détaillées dans les sections qui suivent. La Figure 4-2 dans la section 4.2.1 présente le détail des instrumentations sur les sites de Valescure et Tourgueille.

Tableau 5-1 : Instrumentations mises en place à l'échelle des versants sur les différents sous-bassins.

Bassins	Valescure (30)	Tourgueille (30)	Gazel/Claduègne (07)
Géologie	Granite	Schiste	Amont basalte, aval marno-calcaire
Occupation du sol	Forêt	Forêt	Prairies, cultures
Processus hydrologiques de transfert supposé dominant	Flux de sub-surface et ruissellement sur surfaces saturées	Flux de sub-surface et ruissellement sur surfaces saturées	Ruissellement de surface (excès d'infiltration, surfaces saturées)
Transects humidité des sols	Un transect comprend 8 à 10 couples de mesures des teneurs en eau, à 20 et à 40 cm, sur un axe orienté dans la pente du versant. Les transects diffèrent principalement selon la pente, l'exposition et le couvert végétal : T1 : granite NW T2 : granite SE T3 : granite W T4 : orthogneiss NW	Idem que Valescure T5 : schistes S T6 : schistes N	Humidité des sols en 9 points sur différentes occupations du sol (prairie (4), vigne (2), jachère (1), bois (2)) et géologies (basalte, marne-calcaire) avec 5 capteurs par site : 2 à 10 cm, 2 à 20-25 cm et Un à 30-50 cm de profondeur
Parcelles	3 parcelles flux de sub-surface, surface 10m2, 10 sondes teneur en eau, 4 piézomètres, 2 tensiomètres, 3 lignes ERT, traçage au sel. Suivi sous pluies naturelles et artificielles		2 parcelles ruissellement de surface (Pradel)
Résistivité électrique et traçage	Sur transects et parcelles	Sur transects et parcelles	NA
Fosses pédologiques	Sur transects T1 à T4	Sur transects T5 à T6	NA
Essais d'infiltration	Sur transects T1 à T2		Répartis dans la Claduègne en 18 sites avec différentes géologies et occupation du sol Mise en œuvre et évaluation du saturomètre
Profondeur des sols	Oui	Oui	Oui

5.2.2 Transects (teneur en eau du sol, géomorphologie, profondeur du sol, Ks)

Pour la caractérisation des profondeurs et des propriétés hydrodynamiques des sols, six transects ont été disposés sur les bassins de Valescure (4) et de Tourgueille (2). Chaque transect est un ensemble de 8 à 10 sites espacés de quelques dizaines de m en suivant le sens de la pente. Chaque site a fait l'objet de mesures d'humidité du sol en continu (20 et 40 cm de profondeur), de mesures de résistivités électriques (lignes de 48 électrodes sur 12 m, en travers de la pente), complétées par des sondages mécaniques et des ouvertures de fosses à la fin des mesures. Chaque transect a également fait l'objet de mesures locales de tension et d'infiltration, et d'analyses granulométriques. L'objectif de ces mesures était de caractériser la variabilité spatiale des propriétés des sols, au sein d'un transect, et d'un transect à l'autre. Le suivi en continu de l'humidité des sols était également destiné à caractériser les teneurs en eau initiales, au début de chaque crue.

L'installation des transects a été choisie selon la géologie (schistes, granites, orthogneiss), le couvert végétal (pins, chênes verts, châtaigniers) et l'exposition du versant (adret/ubac). Chaque transect a été installé pour une période de un an, puis ensuite déplacé sur un autre versant. Deux transects étaient toujours simultanément en place sur la période 2012-2015.

5.2.3 Parcelles de suivi de l'infiltration

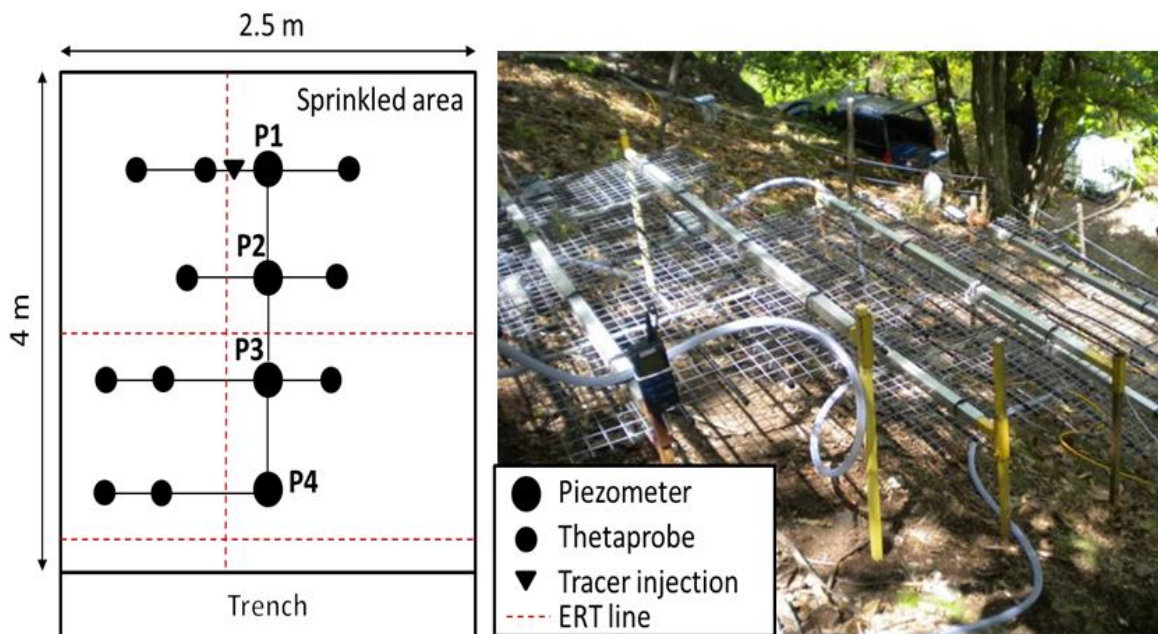


Figure 5-1: A droite, vue des panneaux d'aspersion, surmontant les différents capteurs enterrés à l'aplomb des panneaux. A gauche, plan d'installation des capteurs : piézomètres, sondes d'humidité des sols, zone d'injection de traceur, lignes d'électrodes pour les mesures de résistivités électriques, ainsi que tensiomètres (ceux-ci ne figurent pas sur le plan)

En complément des transects, trois parcelles (10 m²) ont fait l'objet d'un suivi des écoulements sous pluies naturelles et artificielles, ces dernières simulant des conditions extrêmes. Le suivi sous pluies artificielles (100 mm h⁻¹ pendant 2 à 5 h) visait à faciliter la caractérisation de l'infiltration profonde au contact de l'interface sol/bedrock, et à quantifier les flux latéraux et leurs caractéristiques. Le suivi sous pluies naturelles avait pour objectif de contrôler la stabilité de l'expérimentation, au regard des différentes conditions aux limites. Chaque parcelle était équipée de quatre piézomètres, dix sondes d'humidité, deux

tensiomètres, plusieurs lignes d'électrodes dans le sens ou en travers de la pente, une fosse d'injection pour les traceurs (Figure 5-1). Le suivi du traceur (sel) au cours de la pluie était assuré par des mesures de résistivités multi-temporelles et par la mesure des conductivités électriques dans les piézomètres, en aval du point d'injection.

Les 3 parcelles ont été installées sur des sols plus ou moins profonds (30 à 100 cm), sur le bassin de Valescure, pour des durées d'au moins un an chacune. Trois ou quatre pluies artificielles ont été réalisées par parcelle, complétées par le suivi des pluies naturelles sur la période d'installation.

5.2.4 Développement du satuomètre pour évaluer la capacité d'infiltration du sol

Sur les sites ardéchois, le comportement supposé hortonien, nous a conduits à accorder beaucoup d'importance à la mesure de la conductivité hydraulique de la surface des sols. Les sites expérimentaux ont été fréquemment vus saturés et inondés après les événements pluvieux les plus forts. Les méthodes de caractérisation hydrodynamique des surfaces sont, pour la plupart, fondées sur l'application d'une condition limite en légère charge ou en légère dépression et sur l'utilisation d'équations d'infiltration impliquant l'établissement, ou l'approche tout au moins, d'un régime permanent. Celui-ci peut être long à obtenir et/ou conduire à des incertitudes pénalisantes pour le calcul de la conductivité. Au cours du projet, nous avons utilisé une méthode innovante développée au LTHE (Ugarte, 2011) fondée sur l'application d'une condition limite de flux sans obtention d'un régime d'infiltration stabilisé et utilisant un appareil appelé satuomètre (Figure 5-2).



Figure 5-2 : Satuomètre sur parcelle de vigne. La pression du gicleur est contrôlée par un manomètre. Les bâches protègent de l'action du vent sur les gouttes. L'eau est amenée par un asperseur à main.

Le principe du satuomètre est d'appliquer un flux constant et de valeur connue (la valeur approximative est choisie a priori et la valeur exacte est mesurée a posteriori) en un point d'une parcelle à caractériser. Ce "point" est en réalité une zone de 30x30 cm². On observe ensuite l'humectation progressive du sol et, plus précisément, le temps mis à atteindre la saturation qui se caractérise par une brillance assez reconnaissable si l'éclairage par le soleil est suffisant. L'utilisation de gicleurs à fines gouttelettes et donc à faible énergie cinétique

permet de ne pas encroûter le sol pendant l'essai mais cela nécessite une protection contre le vent. Le temps de saturation, ou "*ponding time*", t_P , qui détermine également l'instant où le refus à l'infiltration commence, a été donné par (Boulier et al, 1987) :

$$t_P = \text{mean} \left\{ \frac{S^2}{2 i_P K_S} \ln \left(\frac{i_P}{i_P - K_S} \right) ; \frac{S^2}{2 i_P (i_P - K_S)} \right\} \quad (1)$$

où S est la sorptivité capillaire ($LT^{-1/2}$), i_P est l'intensité de pluie appliquée (LT^{-1}) et K_S est la conductivité hydraulique à saturation (LT^{-1}). S et K_S sont les variables que l'on cherche à déterminer. Le temps à partir duquel l'écoulement commence, ou "*runoff time*", t_R , qui dépend de t_P mais aussi du relief du sol à cette échelle (détention superficielle) peut également être mesuré.

En appliquant une série d'intensités variées grâce à des gicleurs de différents modèles et en plusieurs points de la parcelle, on obtient une série de couples (i_P ; t_R) sur lesquels l'équation (1) peut être ajustée afin de déterminer S et, surtout, K_S . Seule la sorptivité est dépendante de l'humidité initiale du sol, K_S étant un paramètre intrinsèque. Les essais qui ne produisent pas de saturation, généralement à faible intensité, participent à l'ajustement en fournissant des asymptotes à K_S en limite basse ($i_P < K_S$). L'avantage de la saturométrie par rapport à l'infiltrométrie traditionnelle est de permettre de nombreux essais de courte durée, parfois moins d'une minute, puisque la détermination du "*ponding time*" ne nécessite pas le déclenchement du ruissellement ni donc, a fortiori, l'attente des régimes permanents d'infiltration et de ruissellement. Il est alors possible de multiplier les parcelles échantillonnées ou le nombre de points à l'intérieur d'une même parcelle.

Le saturomètre a été développé au laboratoire (Ugarte, 2011 ; Vandervaere et al., à soumettre⁸) et testé in situ sur des espaces sahéliens au Niger (Malam Abdou, 2014) où un jeu de données unique a pu être obtenu à partir de 272 essais.

5.2.5 Essais d'infiltration sur différentes géologie/occupation du sol

L'objectif de ces mesures était de documenter les propriétés d'infiltrabilité des sols, ainsi que les courbes de rétention et de conductivité hydraulique sur l'ensemble du territoire d'intérêt. Des données avaient déjà été collectées sur le secteur des Gardons et de l'Avène dans le cadre de campagnes passées (Desprat et al., 2010) et ont aussi été récupérées durant le projet sur les transects décrits plus haut. Une synthèse de l'ensemble des essais d'infiltration collectés durant le projet a été réalisée et est présentée dans la section 7.2.2.

La campagne d'essais présentée ici s'est donc concentrée sur le sous-bassin de la Claduègne, représentatif d'une occupation du sol et d'une géologie encore peu documentée et sur lequel se concentrait l'instrumentation versant/petit bassin versant dans le bassin de l'Ardèche. Ceci permettait aussi de caractériser les propriétés du sol sur ce bassin en vue de travaux de modélisation futurs.

Par ailleurs, des travaux précédents avaient mis en évidence que, contrairement à l'hypothèse faites lorsque des fonctions de pédo-transfert sont développées, la texture seule du sol ne permettait pas d'expliquer les variations de conductivité hydraulique et que l'occupation du sol devait aussi être prise en compte (e.g. Jarvis, 2008 ; Caliano, 2010 ;

⁸ Vandervaere, J.-P., Ugarte, C., Prat, C. and Descroix, L. The use of ponding time to determine soil hydraulic properties during infiltration prior to runoff. A soumettre à Hydrol. Earth Surf. Syst.

Gonzalez-Sosa et al., 2010). Nous voulions tester la validité de cette hypothèse sur notre zone d'étude.

Une campagne d'essais d'infiltration a donc été menée sur le bassin de la Claduègne en Mai-Juin 2012. Dix-huit sites ont été échantillonnés, après sélection en fonction de leur géologie, pédologie, occupation du sol, et accessibilité. Deux types d'essais d'infiltration ont été réalisés : des essais sous charge à l'aide de la méthode *Beerkan* (Braud et al., 2005) avec trois répétitions par site et des essais à l'aide de mini-infiltromètres de diamètre 4.5 ou 8 cm avec une ou deux répétitions par site. Des essais avec des infiltromètres à multiple succions ont aussi été réalisés sur certains des sites. L'ensemble est détaillé dans Braud et Vandervaere (2015). Des essais à multiple succion ont aussi été réalisés sur le site de Valescure dans le cadre des installations des transects d'humidité des sols et des parcelles d'infiltration (Tableau 5-1).

5.3 Analyse de données et identification des comportements des versants

5.3.1 Résultats tirés des transects

L'analyse des transects de mesures d'humidité des sols a fait l'objet de la thèse de O. Le Bourgeois (2015).

Les propriétés hydrodynamiques des sols sur les versants de Valescure et de Tourgueille ont été déterminées par modélisation inverse des teneurs en eau du sol (Le Bourgeois et al., 2016), pour un ensemble de 50 points de mesure. La méthode est basée sur l'utilisation d'un algorithme génétique pour caractériser les 6 paramètres du modèle de Mualem-van Genuchten (MvG) pour 3 couches de sol : 0-30, 30-50, 50-200 cm, cette dernière représentant le *bedrock*. La modélisation inverse a conduit à caractériser des sols très perméables retenant peu l'eau, et des paramètres proches des mesures directes d'infiltrométrie et de tensiométrie, pour les horizons supérieurs.

En outre, l'accent a été mis sur la caractérisation de l'infiltration profonde, et la méthode a permis d'estimer les propriétés de la couche profonde, à partir des mesures proches de la surface, à 20 et 40 cm ; cette couche s'est avérée plus ou moins perméable (2 à 100 mm h⁻¹), selon l'altération et la fracturation du matériau.

La variabilité spatiale des paramètres MvG est importante au sein d'un transect (intra-transect), mais réduite d'un transect à un autre (inter-transect, voir Figure 5-3). Les paramètres médians sont en effet très proches d'un transect à l'autre, et ne semblent pas être influencés par les grands traits du paysage (géologie et exposition). En d'autres termes, les paramètres fournis par les mesures sur transects peuvent être considérés comme une signature stable des propriétés hydrodynamiques des sols à l'échelle du versant, tant du point de vue de la médiane que de la dispersion (Adamovic et al., article en préparation⁹).

L'étude se poursuit actuellement pour intégrer la totalité de l'information recueillie sur les transects de Tourgueille, jusqu'à présent partiellement pris en compte.

⁹ Adamovic, M., Bouvier, C., Le Bourgeois, O. et al., Hillslope spatial variability of the soil hydrodynamic properties in Cevennes mountains, J. Hydrology, in preparation.

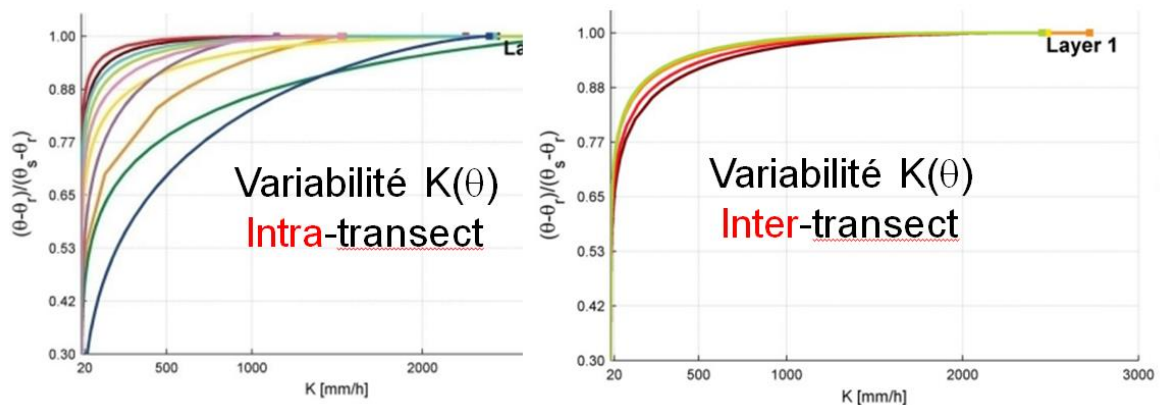


Figure 5-3 : Courbes des conductivités hydrauliques estimées par modélisation inverse, pour la couche supérieure du sol (0-30 cm). A gauche sont représentées les courbes obtenues pour chaque station du transect n°1 (1 à 10). A droite sont représentées les courbes médianes obtenues pour chacun des transects (1 à 6).

5.3.2 Profondeurs des sols

Les profondeurs des sols ont été déterminées sur les versants de Valescure et de Tourgueille à l'aide de différentes méthodes, appliquées sur chaque transect : mesures des résistivités électriques, sondages mécaniques et ouverture de fosses. Les mesures de résistivités électriques, les plus complètes (plus de 200 valeurs par transect), montrent généralement un contraste important autour de 5000 $\Omega.m$, qui peut être considéré comme un seuil de délimitation de l'interface sol/bedrock (Figure 5-4). Les profondeurs de sol calculées à partir de ce seuil apparaissent être distribuées selon une loi log-normale, autour d'une profondeur moyenne de 30 cm (Brunet et al., article en préparation¹⁰). Cette estimation est cohérente avec celles fournies par les autres méthodes. En zone granitique, la variabilité autour de cette valeur est importante, illustrant la structure chaotique du matériau. En zone de schistes, les sections de résistivités font apparaître une stratification plus régulière. En dépit de ces résultats prometteurs, plusieurs interrogations subsistent, notamment sur la caractérisation des zones altérées, capables de stocker des volumes d'eau importants: quelle est l'épaisseur de ces zones (probablement plusieurs mètres dans les formations granitiques), comment les différencier de la roche consolidée, peu perméable ? Des sondages de résistivités électriques sont prévus, à des profondeurs supérieures à 5 m, pour chercher un nouveau contraste de résistivité susceptible de différencier les roches altérées/consolidées. D'autres questions portent sur les résistivités très élevées mesurées in situ sur schistes et granites, très supérieures à ce qu'elles sont sur échantillon en laboratoire. Enfin, la profondeur des sols sur schistes semble supérieure à celle indiquée par les résistivités électriques, sans qu'une explication satisfaisante ait pu être donnée.

¹⁰ Brunet, P., Bouvier, C., et al., Spatial variability of the soil depths in the Cevennes hillslope using ERT, Catena, in preparation.

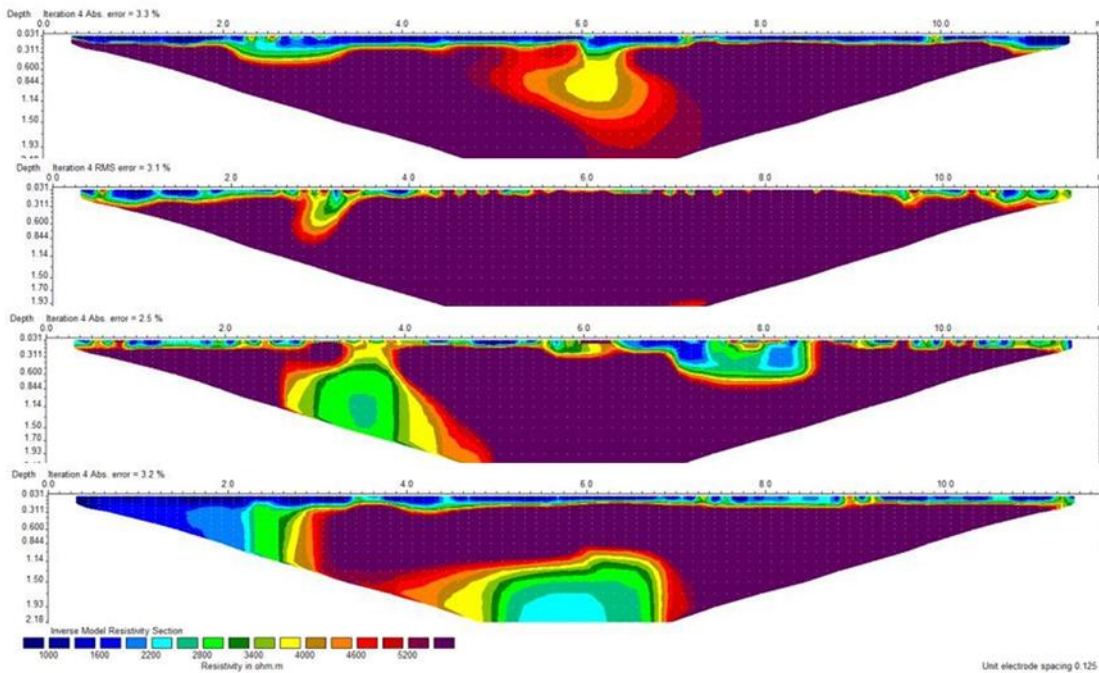


Figure 5-4 : Sections de résistivités électriques sur le transect n°4. Chaque section correspond à une ligne de 48 électrodes, espacées de 25 cm, perpendiculairement à la pente. Un premier contraste de résistivité apparaît autour de 5000 $\Omega\cdot m$, à 20-40 cm, et matérialise le passage entre sol et roche plus ou moins altérée. On note cependant çà et là des zones profondes moins résistives, traduisant la structure chaotique du granite. La section du bas semble montrer une accumulation d'eau en profondeur, indiquant que la perméabilité des horizons résistifs reste élevée.

5.3.3 Résultats tirés des parcelles

Le suivi des parcelles sous pluies artificielles (et naturelles) apporte des compléments aux résultats obtenus sur transects, en termes de profondeurs et de propriétés des sols. Les conditions extrêmes, contrôlées, permettent également de mieux appréhender les propriétés des couches profondes et l'apparition éventuelle de flux de sub-surface. Même dans le cas d'un sol peu épais dont le substrat est fortement cohésif, les suivis des traceurs par ERT multi-temporelles n'ont pas permis de faire apparaître de flux latéraux sur une profondeur au moins égale à 2m, profondeur limite de prospection des résistivités électriques (Figure 5-5). Ces profondeurs ont également été estimées par modélisation inverse des teneurs en eau, appliquée à un profil vertical à 2 couches, perméable et imperméable. La profondeur de la zone imperméable est réglée pour ne pas surestimer la saturation des horizons supérieurs. Les résultats montrent que la perméabilité doit rester élevée sur une profondeur au moins égale à 2.50 m (et sans doute plus), à l'aplomb de chacune des sondes de teneur en eau (Figure 5-6). Sur versant granitique, la capacité de stockage du sol a été estimée à au moins 600 mm, dans des conditions initiales moyennement saturées (Adamovic et al., 2016a), et dépasse largement la capacité du sol seul, qui n'est que d'une centaine de millimètres dans les mêmes conditions. Les résultats obtenus en conditions naturelles confirment ceux obtenus en situation extrême (on obtient en effet les mêmes paramètres du modèle de Mualem-van Genuchten dans les 2 cas), et montrent que l'expérimentation sous pluies extrêmes n'est pas influencée par les conditions aux limites particulières.

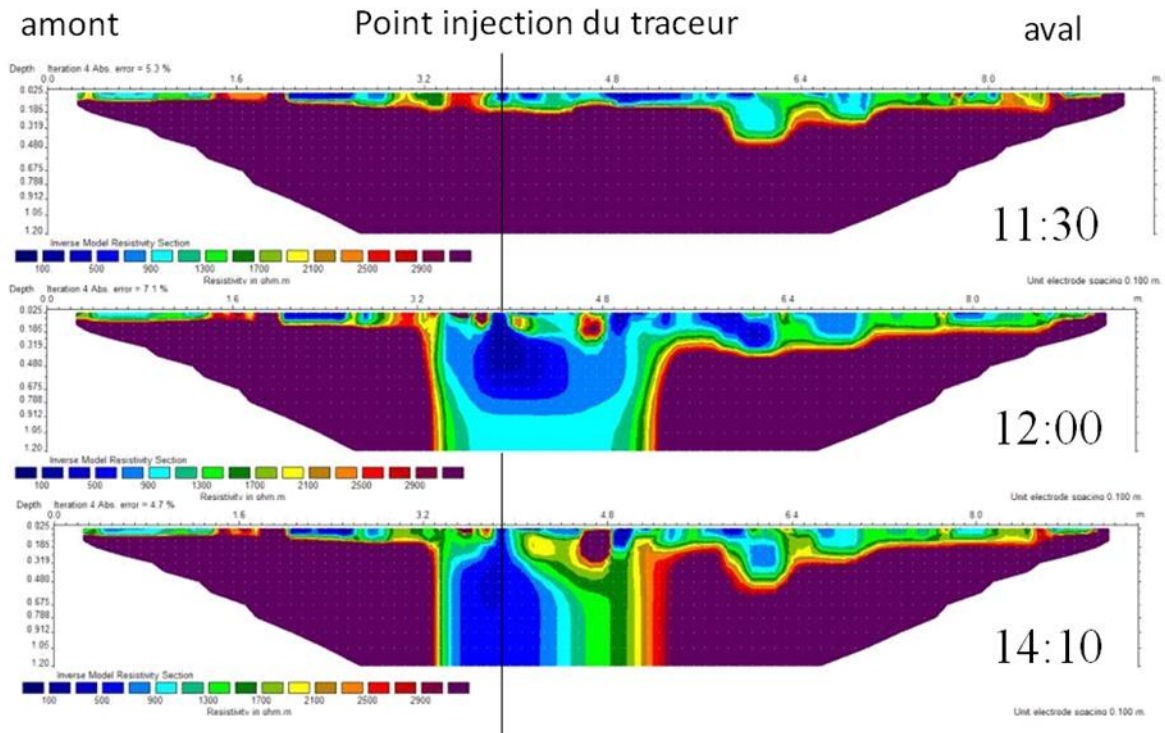


Figure 5-5 : Mesures de résistivités électriques multi-temporelles après injection locale d'un traceur (sel). Les mesures sont réalisées le long d'une ligne suivant la pente. L'injection du traceur intervient après 2 heures de pluie artificielle, soit 200mm de pluie. La propagation du traceur, correspondant à une diminution des résistivités, montre que le transfert est essentiellement vertical dans les 2 premiers mètres du sol.

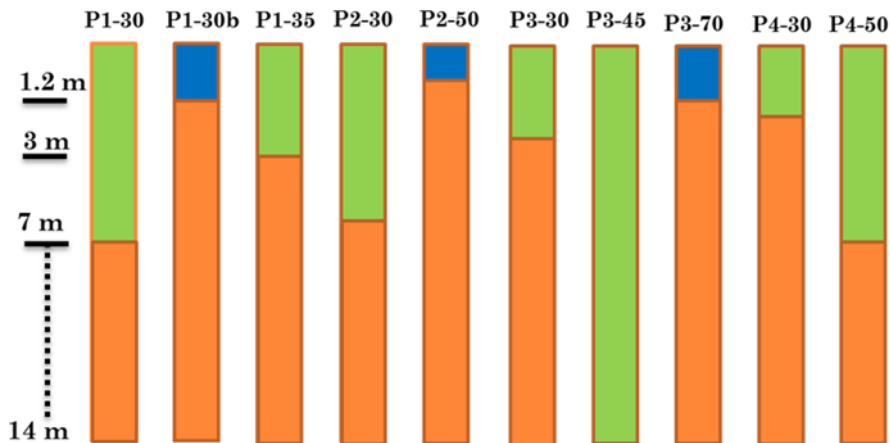


Figure 5-6 : Profondeurs minimales d'apparition de la zone imperméable, à l'aplomb de chacune des sondes de teneur en eau. Dans 7 cas sur 10, la perméabilité reste élevée sur au moins 2.50m. Dans les autres cas, la couche imperméable est trouvée à quelques dizaines de cm, et correspond à la présence de blocs peu altérés. La capacité de stockage du profil vertical, égale au produit de la profondeur par le déficit en eau initial, est de l'ordre de 600 mm, pour des conditions moyennes d'humidité initiale.

La capacité de stockage élevée des horizons profonds remet en question la possibilité de saturer l'ensemble du profil du sol sous l'action de la pluie, et d'expliquer le déclenchement des crues rapides par du ruissellement survenant sur des surfaces saturées. Il conviendra cependant de vérifier que les résultats obtenus ne sont pas liés aux sites choisis, relativement

distant des talwegs marquant les versants. Ces talwegs pourraient être des zones plus propices à la saturation des sols par concentration des écoulements de sub-surface.

5.3.4 Résultats tirés des essais d'infiltration

Les deux types d'essais d'infiltration menés sur le bassin de la Claduègne permettent de déduire des informations complémentaires sur les propriétés des sols. Les essais sous charge (méthode *Beerkan*) permettent de déduire les courbes de rétention et de conductivité hydraulique. Les essais par mini-disques (une pression $h=-20\text{mm}$) donnent des informations sur la conductivité hydraulique près de la saturation. Les différences entre les deux types de mesures donnent des informations sur l'existence d'une macro-porosité. Cette information peut aussi être déduite des essais d'infiltration par infiltromètres lorsque plusieurs succions (du plus sec au plus humide) sont successivement appliquées. Cette deuxième méthode, appliquée sur quelques sites, est plus précise, mais relativement longue et donc difficilement utilisable pour échantillonner un grand nombre de parcelles. Quelques essais ont néanmoins été réalisés sur quelques parcelles communes pour comparaison.

Les essais d'infiltration sous charge et par mini-disques ont été analysés par la méthode décrite dans Lassabatère et al. (2006) (L06) et, lorsque c'était possible, cette méthode a été comparée avec la méthode proposée par Vandervaere et al. (2000) (DL). Lorsque les deux méthodes étaient applicables, on a pu noter une bonne concordance entre les méthodes, même si la méthode de Lassabatère et al. (2006) tend à donner des valeurs de sorptivité et de conductivité plus faibles (Figure 5-7).

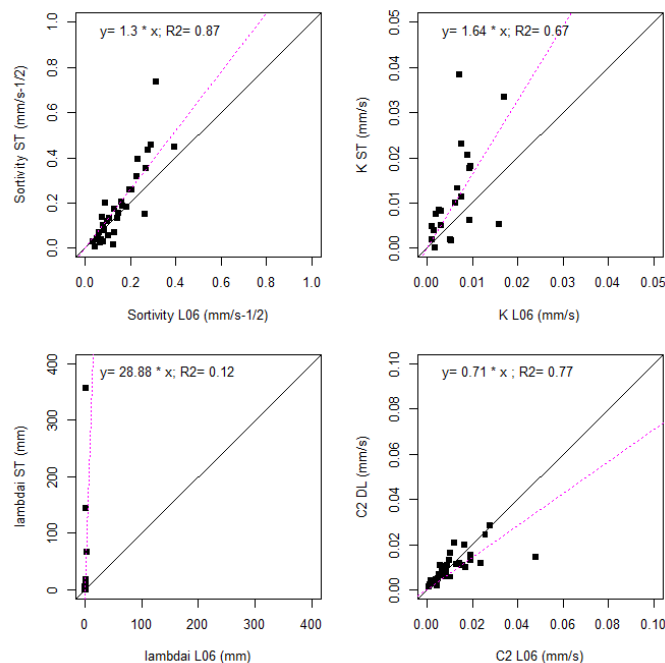


Figure 5-7 : Comparaison, pour les essais d'infiltration par mini-disques, de la sorptivité (en haut à gauche), de la conductivité (en haut à droite), du diamètre actif de pores (en bas à gauche) et du coefficient C2 de l'équation d'infiltration (en bas à droite) entre la méthode DL et la méthode L06 (tiré de Braud et Vandervaere, 2015)

Les résultats des essais montrent que les sols ont généralement une conductivité hydraulique à saturation élevée, surtout sous forêt. La densité sèche est aussi beaucoup plus faible dans les sols « naturels » (forêts, prairies permanentes) que les sols cultivés, conduisant à des porosités plus élevées sur les sols naturels. Les données *in situ* ont été comparées aux

valeurs prédites par des fonctions de pédo-transfert (reliant les propriétés hydrodynamiques des sols à la texture et parfois la porosité du sol), montrant la faible capacité prédictive des fonctions de pédo-transfert. Les tests statistiques ont permis de mettre en évidence deux classes d'occupation des sols pour lesquelles les porosités sont significativement différentes. Deux autres classes ont aussi été proposées pour la conductivité à saturation. L'ensemble conduit à trois classes de land use pour la spatialisation des propriétés hydrodynamiques sur la Claduègne (Figure 5-8). On peut noter que les valeurs de K_s obtenues pour les cultures avec la méthode *Beerkan* sont largement plus élevées que celles tirées du saturomètre (section suivante), même si les valeurs de $K_s(-20mm)$ sont assez proches de celles du saturomètre. Ce point devra être approfondi, mais on peut supposer que, du fait d'une charge d'eau en surface positive largement plus élevée avec la méthode *Beerkan*, ce type d'essais puisse activer des macropores plus grands.

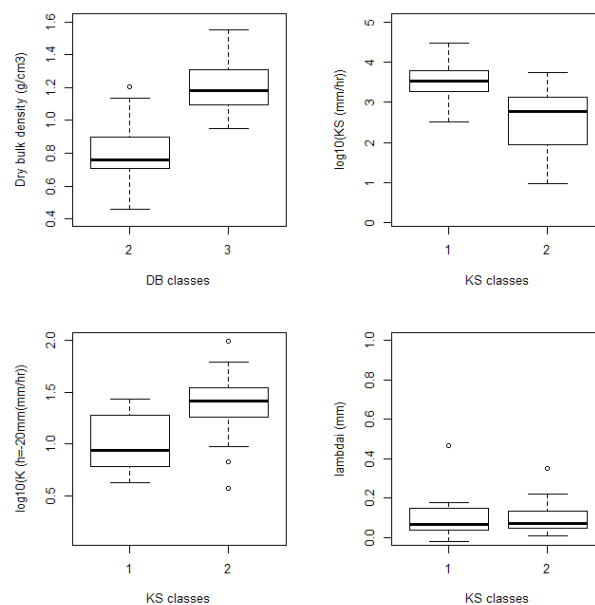


Figure 5-8 : Boxplot comparant la densité sèche des sols naturels et cultivés (en haut à gauche), le logarithme de la conductivité (en haut à droite), le diamètre des pores actifs (en bas à gauche) et la conductivité à -20mm (en bas à droite) pour les classes (forêt et cultures) (tiré de Braud et Vandervaere, 2015).

Les données ont été versées à la base de données HyMeX (cf Annexe 1) accompagnées d'une documentation détaillant les méthodes de traitement et les résultats (Braud et Vandervarere, 2015).

5.3.5 Résultats tirés du saturomètre

Sur les bassins ardéchois, les essais de saturométrie ont été menés sur des prairies et sur les inter-rangs des parcelles de vigne en vue de déterminer leur conductivité hydraulique à saturation. Ces essais ont été réalisés lors des stages de Blancho (2012), Vuarant (2013) et Fournier-Bidoz (2015).

Les temps de saturation mesurés varient entre 45 secondes et 20 minutes pour des intensités appliquées allant de 10 à 200 mm h⁻¹, la Figure 5-9 en montre un exemple pour les essais menés en 2015. On observe des temps de saturation supérieurs pour tous les sites de vigne en comparaison avec les prairies. Pourtant, les valeurs de K_s obtenues par ajustement sont plus faibles sur les parcelles de vigne (entre 3 et 10 mm h⁻¹) que sur les parcelles de

prairie (entre 10 et 20 mm h⁻¹). Ce paradoxe apparent s'explique par le fait que les sols des vignes sont toujours plus secs en surface (voir aussi Figure 4-24), sans doute en raison de l'absence de protection par la végétation herbacée qui couvre les prairies (et semble ainsi avoir un effet protecteur de l'eau du sol en surface plutôt qu'un effet de transpiration). Cet état sec engendre une sorptivité capillaire plus forte dans les sites de vigne qui entraîne un temps de saturation accru bien que la conductivité soit plus faible. On voit ici tout l'intérêt de bien déterminer les deux variables S et K_S séparément : pour des durées d'averse courtes, le régime d'infiltration purement capillaire pourra faire se saturer les prairies, moins sèches, avant les vignes alors que pour des durées plus longues, la tendance à un régime plus gravitaire et davantage contrôlé par K_S donnera des volumes de ruissellement plus importants sur les vignes, ce qui est conforme aux observations faites in situ lors des événements d'automne.

Enfin, les mesures comparées des temps de saturation t_P et des temps de déclenchement du ruissellement t_R montrent un décalage ($t_R - t_P$) qui varie considérablement d'une parcelle à l'autre. Ce décalage est nettement plus important sur les prairies où le micro-relief lié à la présence de végétation herbacée provoque une détention superficielle accrue. Dans les parties basses et directement contributives des bassins ardéchois, les pentes plutôt faibles renforcent l'importance de bien estimer ces volumes de détention qui sont à remplir avant que les écoulements ne commencent véritablement.

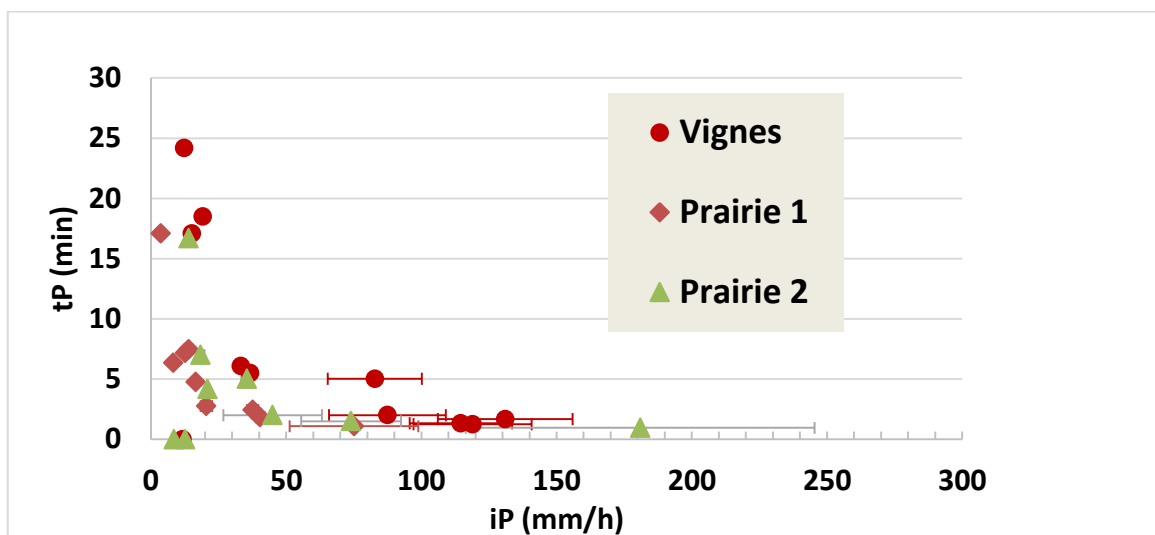


Figure 5-9 : Temps de saturation observé en fonction de l'intensité de pluie appliquée au saturomètre pour trois parcelles.

5.4 Modélisation des transferts à l'échelle du versant et obtention d'une représentation intégrée à l'échelle du petit bassin versant

Les travaux de modélisation menés à l'échelle du versant ou du petit bassin versant avaient plusieurs objectifs. La modélisation a été utilisée pour estimer des paramètres caractéristiques du milieu comme les propriétés hydrodynamiques des sols et les profondeurs actives (travaux de Le Bourgeois et al., 2016 ; Adamovic et al., 2016a). Ces travaux se sont appuyés sur un logiciel commercial, Hydrus, avec le développement de procédures originales d'inversion à partir des chroniques d'humidité du sol ou des essais sur parcelles (voir sections 5.3.1 et 5.3.3).

A l'échelle des petits bassins versants, plusieurs modèles disponibles ou maîtrisés par les équipes participantes ont été mis en œuvre. Des outils spécifiques ont aussi été développés et testés. Dans tous les cas, l'approche itérative de tests d'hypothèses de fonctionnement, présentée en Figure 3-3 a été mise en œuvre. Les modèles testés représentaient souvent un processus dominant (RuiCells, HEC-HMS) et l'intérêt de leur utilisation était de voir si la prise en compte de ce seul processus permettait ou non de reproduire les observations. D'autres modèles (CVN-I, CVN-p, M7) ont été plus spécifiquement développés pour le projet et ont permis de prendre en compte des processus dont l'analyse des observations avait révélé l'importance. Leur inclusion dans des plateformes de modélisation permettant l'adjonction de processus a facilité ces développements. Une réflexion a aussi été menée sur la discrétisation de l'espace et le niveau de détails qu'il était nécessaire de prendre en compte dans les modèles. Les travaux menés à l'échelle des petits bassins sont décrits dans la suite de cette section.

5.4.1 Définition d'unités de modélisation et typologie des versants

Définition d'unités de modélisation

La mise en place d'une modélisation hydrologique distribuée nécessite la spécification du maillage à utiliser. De nombreuses approches reposent sur un maillage en grilles régulières ou en triangles définies par la modèle numérique de terrain. Certaines équipes impliquées dans FloodScale travaillent depuis de nombreuses années sur la définition de maillages en unités de réponses hydrologiques (HRUs, Flügel, 1995) ou hydro-paysages (Dehotin et Braud, 2008) sur lesquelles les processus hydrologiques peuvent être considérés comme homogènes. Ceci conduit à des modélisations sur maillages irréguliers.

Ces approches ont été utilisées pour la modélisation sur les petits bassins et les bassins de tailles moyennes du projet, avec notamment une analyse de sensibilité au choix des couches SIGs utilisées (stage M. Bouyer, 2014, voir section 0).

A partir des mesures de terrain, des approches visant à définir une typologie de versant pouvant servir de base à la définition de ces maillages ont aussi été proposées (voir paragraphe suivant).

Typologie de versants

Dans le cadre du projet Floodscale et plus précisément de la question des changements d'échelle posée par le programme, s'est posée la question de la généralisation d'observations ponctuelles (transects de quelques dizaines de mètres) au niveau de petites entités géomorphologiques constituant les versants, puis des versants eux-mêmes jusqu'au bassin versant.

Une méthode de segmentation spatiale géomorphologique est ici présentée comme :

- outil de délimitation de petites entités géomorphologiques homogènes d'échelle locale
- classification de ces entités en un nombre de types de versants

La méthode utilisée (voir détails dans Andrieu (2016)) repose sur l'analyse, par la méthode de segmentation dite « de partage des eaux » (Beucher et Lantuéjoul, 1979), de la carte de la variance locale de l'image. L'algorithme de la ligne de partage des eaux procède par remplissage en la considérant comme une surface topographique avec ses points bas et ses points hauts c'est-à-dire ses « talwegs » et ses « lignes de partages des eaux ». Les points bas du « relief » sont donc les zones homogènes de l'image (faible variance locale), les lignes de partage des eaux sont le point de plus forte variance entre deux zones homogènes. Il est ainsi

possible de tracer automatiquement la ligne de délimitation entre les zones homogènes voisines, donc de segmenter toute une image puisque les limites nettes, et les légères solutions de continuités sont repérées. Il est possible de calculer la variance de plusieurs images dans une approche multifactorielle. Dès lors, c'est la moyenne pondérée des différentes variances des images choisies (et pondérées) par l'utilisateur qui est utilisée comme relief.

La segmentation d'images en versants a été appliquée sur les 7 descripteurs suivants (Figure 5-10, gauche):

- 1/ Altitudes, pour différencier les parties hautes des versants des parties basses
- 2/ Pente, pour distinguer les facteurs favorables au ruissellement (pente forte) ou à l'infiltration (pente faible)
- 3/ Orientation (Nord-Sud), pour décrire les topoclimats
- 4/ Dimension fractale, pour distinguer les facteurs favorables au ruissellement (faible dimension fractale) ou à l'infiltration (forte dimension fractale)
- 5/ Fréquence locale de sol nu ou de roches affleurantes pour distinguer les facteurs favorables au ruissellement (grande fréquence de roches) ou à l'infiltration (petite fréquence de roches)
- 6/ NDVI de février (feuillage important en Février)
- 7/ NDVI de juin (feuillage important en Juin) pour distinguer les facteurs favorables au ruissellement (faible NDVI) ou à l'infiltration (fort NDVI)

Ensuite, l'algorithme des nuées dynamiques a été utilisé pour classer les pixels en un nombre fini de classes déterminé par l'utilisateur, à partir des 7 descripteurs ci-dessus. Cette étape intermédiaire n'est pas à une échelle adaptée pour l'étude des versants, elle est suivie de l'étape de segmentation. Pour passer de la classification des pixels à la typologie de versants, la classe majoritaire de chaque versant (segmenté dans l'étape 1) est attribuée à l'ensemble du versant (Figure 5-10, droite).

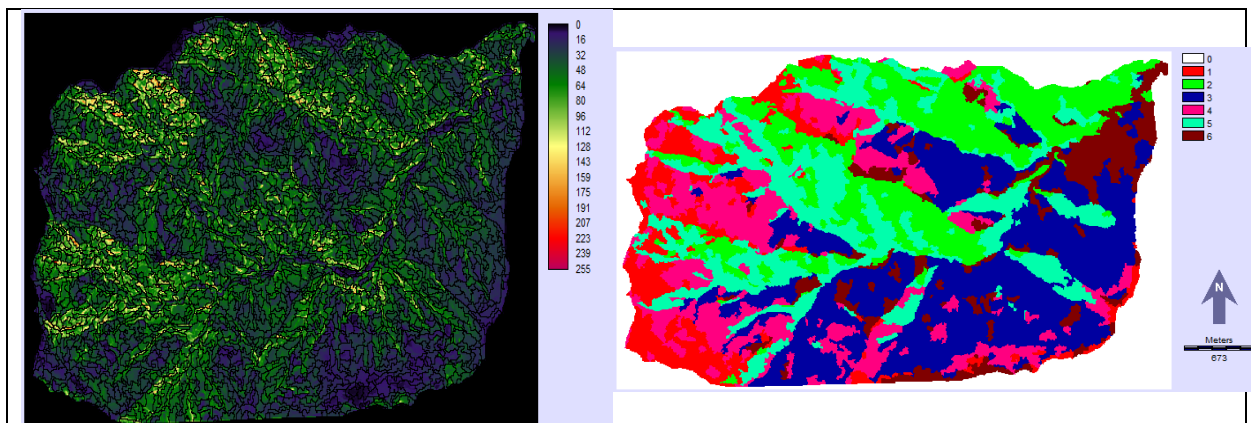


Figure 5-10 : Gauche : Bassin versant de Tourgueille segmenté en versants. Droite : Typologie des versants de Tourgueille en 6 types (tiré de Andrieu, 2016)

L'étape suivante serait l'exploitation de ces segmentations dans la modélisation hydrologique dans la mesure où ils peuvent constituer des hydro-paysages (Dehotin et Braud, 2008), pour voir si elle permet de faciliter la paramétrisation des modèles, comme le modèle CVN-1 décrit dans la section suivante.

5.4.2 Utilisation du modèle CVN et de ses dérivés

Plusieurs travaux sur les petits et moyens bassins se sont appuyés sur le modèle CVN (Manus et al., 2009) et des dérivés construits dans le cadre de la thèse d'Olivier Vannier (2013) :

- Le développement d'une version CVN-1, intégrant explicitement les transferts latéraux entre unités de modélisation (Vannier, 2013).
- L'utilisation du modèle CVN-p (voir description plus détaillée en section 7.3) sur les bassins de tailles moyennes instrumentés durant le projet : Claduègne, Avène et Gardons de St-Jean (stage M. Bouyer, 2014)

Développement et test du modèle CVN-1

Dans le travail de thèse d'Olivier Vannier (2013), des essais ont été réalisés pour intégrer des transferts latéraux dans le modèle CVN continu développé pour l'échelle régionale (cf section 7.3). Plusieurs modules disponibles dans la plateforme de modélisation LIQUID et présentés dans Jankowfsky et al. (2014) ont été utilisés pour simuler les transferts latéraux de sub-surface (équation de Darcy) et de surface (formule de Manning). La nouvelle structure du modèle, dénommé CVN-1, est présentée Figure 5-11. Mentionnons une limite de l'approche utilisée pour la simulation des flux latéraux : le modèle ne permet en effet pas de simuler des nappes perchées (saturation en milieu de profil) et les flux latéraux ne peuvent se déclencher que s'il existe une zone saturée en bas de profil, ce qui oblige à considérer une condition de flux nul en bas de colonne, alors que d'autres simulations avaient montré qu'une condition de flux gravitaire était parfois plus cohérente avec les observations.

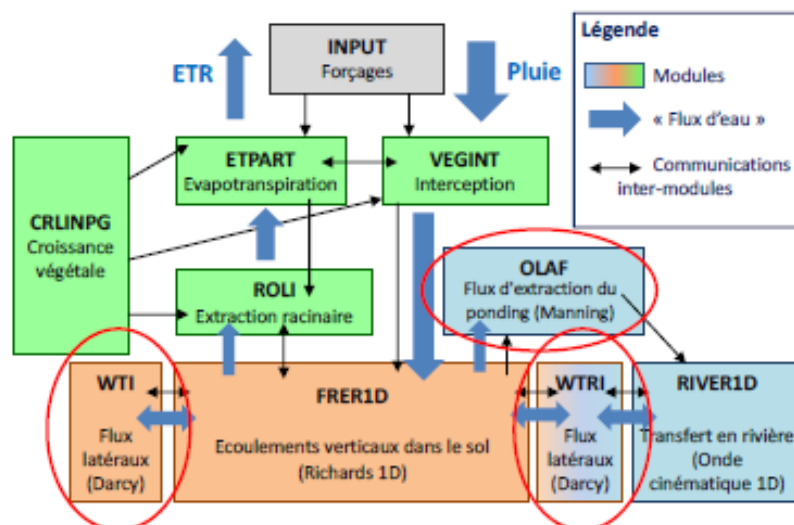


Figure 5-11 : Structure du modèle CVN-1, intégrant les écoulements latéraux de surface et sub-surface (cercles rouges). Les flèches simples indiquent un forçage et les flèches doubles un couplage dans les deux sens (tiré de Vannier 2013).

Ce modèle a été testé sur le sous-bassin du Cartaou (0.6 km²), l'un des sous-bassin de Valescure. Pour des questions de simplicité, un maillage carré selon la maille du MNT de 25 m a été utilisé. Seul l'épisode des 21-23 Octobre 2008 a été simulé. En partant d'une profondeur de sol uniforme de 80 cm. Les résultats ne sont pas très satisfaisants comme le montre la Figure 5-12 (haut). Différents tests de sensibilité ont été menés (humidité initiale, valeur de la conductivité latérale, profondeur des sols) montrant un impact significatif sur la réponse simulée. La simulation avec une distribution aléatoire des profondeurs de sol (Figure

5-12, bas) montre que cette configuration permet de mieux simuler le premier pic et limiter un peu les débits de récession. Une comparaison avec les observations du réseau limnimétrique de Maréchal (2011) a aussi été menée, montrant que le modèle CVN-I simulait une extension de zones saturées largement plus grande que celle qui a été observée, avec ou sans profondeur de sol variable (Vannier, 2013). Ces premiers résultats, bien que prometteurs, ont montré qu'une évolution du mode de calcul des flux latéraux était certainement nécessaire pour appliquer ce type de modèle en région cévenole, notamment en présence d'horizons altérés importants. Certains résultats, notamment sur la profondeur de sol variable, sont cohérents avec ceux obtenus avec la modélisation M7 présentée en section 5.4.5 et fondée sur les observations de terrain.

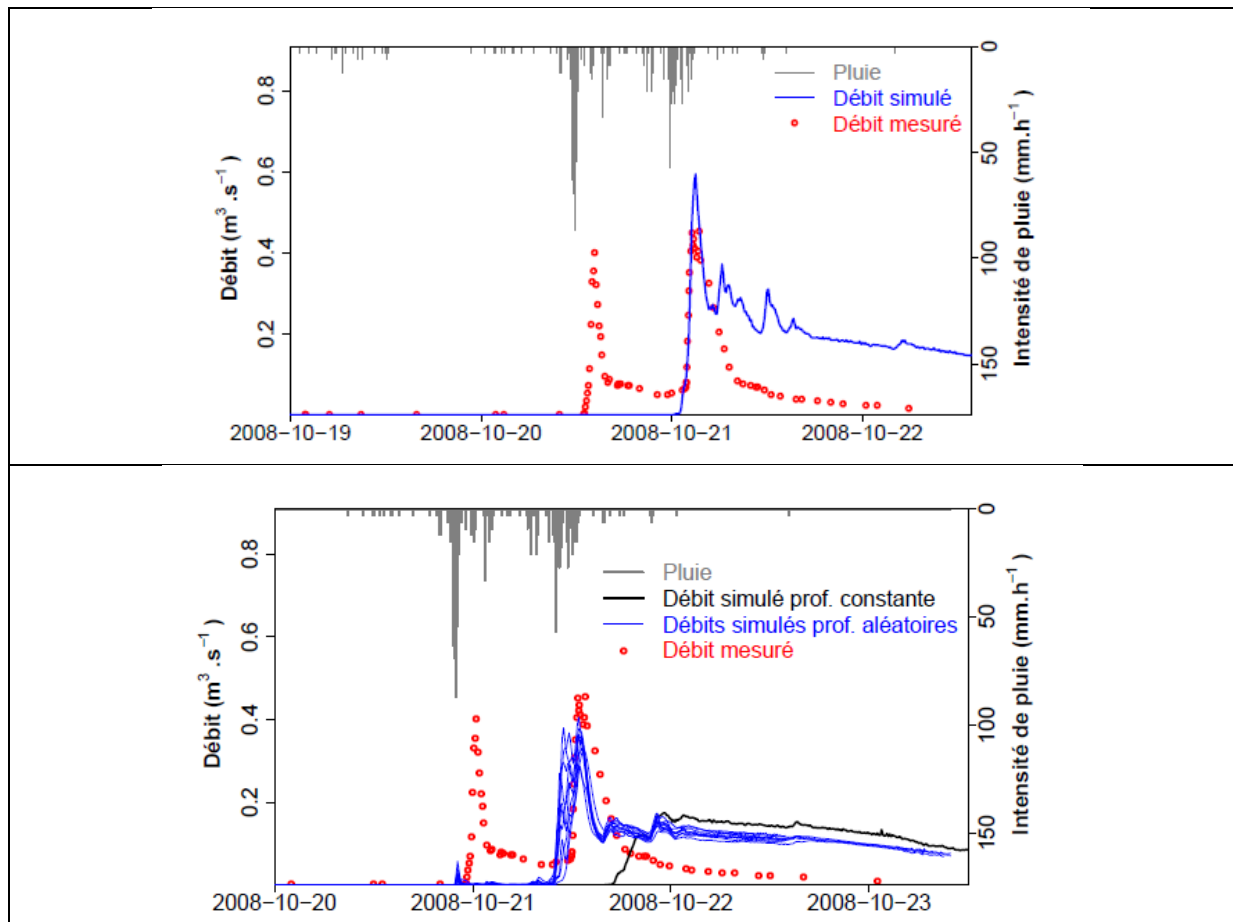


Figure 5-12 : Simulation de l'épisode des 21-23/10/2008 à l'aide du modèle CVN-I pour une épaisseur de sol constante égale à 80cm (haut) et une épaisseur tirée d'une loi aléatoire de moyenne 80cm et d'écart-type 40cm (bas) (tiré de Vannier, 2013)

Application de CVN-p sur les bassins de taille moyenne et analyse de sensibilité (Bouyer, 2014)

Dans le cadre de son stage, M. Bouyer (2014) a tout d'abord réalisé une analyse de sensibilité assez complète du modèle CVN-p dans une configuration simple (propriétés homogènes sur le bassin). Ce modèle présenté en détails en section est plus simple que le modèle CVN-I présentée précédemment : il n'inclut pas de transferts latéraux de sub-surface, mais le sol est enrichi en incorporant un horizon de roches altérées et le flux gravitaire au bas

des colonnes de sol est transmis au brin de rivière le plus proche (débit de base). Bouyer (2014) a évalué la sensibilité de la réponse du modèle à la spécification du maillage (utilisation de différentes résolutions de MNT), à différentes manières de spatialiser les propriétés hydrodynamiques du sol (sol verticalement homogène sans ajout d'une couche de roches altérées), la végétation, à la rugosité dans le réseau hydrographique, aux conditions initiales. Les résultats ont montré une sensibilité du modèle au maillage (pics de crue plus élevés si le maillage est plus fin), à la spécification de la conductivité à saturation et de la profondeur du sol, au coefficient cultural lié à la végétation qui induit un impact sur l'humidité initiale (modulation de l'évapotranspiration), au coefficient de rugosité.

Le modèle a ensuite été mis en place sur les trois bassins de taille moyenne instrumentés durant le projet : la Claduègne ; l'Avène et le Gardon de St-Jean avec des géologies et occupations du sol variées. Le maillage en hydro-paysages est fondé sur un découpage en sous-bassins et la pédologie, avec affectation de l'occupation du sol dominante à chaque hydro-paysage (comme Vannier, 2013). Le modèle a été utilisé en continu avec les données de pluie de l'année 2012 avec un forçage par les données SAFRAN (Vidal et al., 2010) à 8x8 km², sauf lors d'épisodes pour lesquels des réanalyses radar à 1x1 km² étaient disponibles. Malheureusement, il y a eu peu d'épisodes intenses en 2012 sur notre zone d'étude donc les simulations n'ont pas permis de tester le modèle dans des conditions les plus extrêmes. Plusieurs configurations du modèle ont été évaluées, notamment selon la condition à la limite inférieure : flux nul ou gravitaire, flux gravitaire avec ou sans couche de roches altérées. Les différentes configurations conduisent généralement à une surestimation des débits simulés. Les résultats confirment néanmoins ceux de Vannier (2013) avec une meilleure concordance entre observation et simulation avec la prise en compte de la couche altérée. Les résultats sont aussi sensibles au forçage pluviométrique avec une surestimation des débits plus importante avec les réanalyses radar. Un dernier test sur le bassin de la Claduègne a comparé les résultats en utilisant les données *in situ* mesurées durant le projet (voir section 5.2.5) pour l'horizon superficiel. Bien que toujours non satisfaisantes, les simulations de débits sont plus proches des observations lorsque les données *in situ* sont utilisées.

Il serait utile de reprendre cette étude avec les données des autres années, plus riches en épisodes intenses.

5.4.3 Utilisation de RuiCells

Rappel sur le fonctionnement du modèle

L'automate cellulaire *RuiCells* (Delahaye et al., 2001; Douvinet, 2008 ; Douvinet et al., 2015) a été développé pour permettre la simulation des écoulements de surface en tout point d'un bassin. La structure de cet automate permet d'associer un maillage triangulaire à une base de données spatiale et les liens d'écoulement ne sont pas guidés uniformément par la topologie, mais par les liens structurant la surface. L'utilisation de ce modèle (simplifié) a poursuivi trois objectifs : 1/ mesurer les effets de la structuration spatiale du bassin versant (amélioration de la fonction aire-distance, mise à jour de la contribution des sous bassins aux écoulements de surface, cartographie de l'indice de concentration, émergence de Zones Morphologiques Fonctionnelles) ; 2/ comprendre les réactivités hydrologiques et le rôle joué par les composantes environnementales lors d'une crue (par tests d'hypothèses) ; 3/ détection des seuils de pluie pouvant aboutir à l'identification de seuils de fonctionnement par dépassement de seuils (la simulation se fait alors "*step by step*") et de seuils pouvant rendre vigilants les acteurs opérationnels.

Les effets de la structuration spatiale interne des bassins versants

Les premières simulations ont consisté à comptabiliser le cumul des surfaces transitant par chaque point du maillage et à chaque itération, et ce, tout en ignorant la vitesse d'écoulement.

La cartographie des cumuls de surfaces passées dans chaque cellule permet de faire émerger la structure interne des bassins au cours du processus itératif. Dans le cadre de l'ANR, ces simulations ont été réalisées avec des MNT de résolution identique (25 m) sur cinq bassins : Cartaou (0,6 km²), Valescure (3.9 km²), Gazel (4 km²), Tourgeille (10 km²) et Avène (40 km²). Le graphique qui présente le cumul des surfaces passées à l'exutoire et à chaque itération (« surfaçogramme ») facilite l'analyse de la réponse hydrologique qui se structure au sein du bassin. On peut affiner son interprétation en localisant différents points de mesure en fonction des contributions des sous bassins que l'on veut identifier. A la fin des simulations, une carte des écoulements de surface a été réalisée (Figure 5-13). Ces cartes indiquent la part que représente le cumul des surfaces passées dans chaque cellule, par rapport à la superficie totale du bassin. Sur le bassin du Tourgeille (10 km²), la partie amont (point 3) est bien structurée, et les contributions du sous bassin situé un peu plus en aval, en rive gauche, lui confère aussi une forme bien agencée : 48,7% de la surface du bassin passe dans cette zone. La partie aval du bassin est moins bien structurée. Les bassins en rive droite sont plus petits et longilignes, et le sous bassin en amont du point 1 n'est pas plus efficace (Figure 5-13).

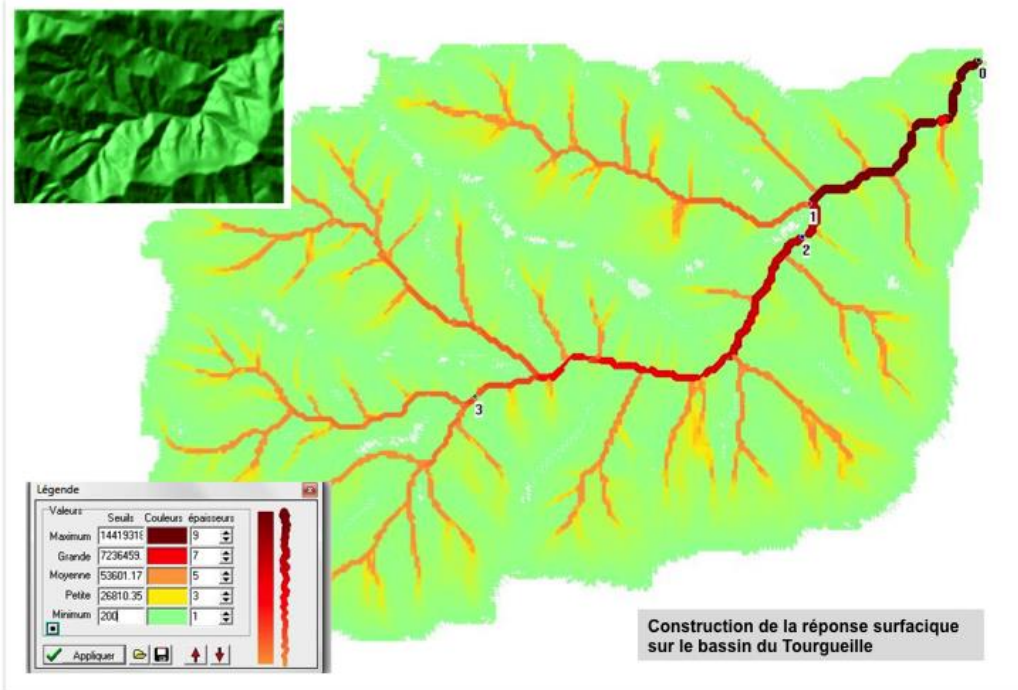


Figure 5-13: Cartographie des cumuls de surfaces passées en chaque cellule pour le bassin du Tourgeille. Plus les couleurs se rapprochent du rouge, plus la part passée dans chaque cellule est grande (ce qui indique que la partie en amont est proche de la surface totale du bassin versant).

La manière dont la réponse surfacique se construit spatialement, depuis les zones sources jusqu'à l'exutoire, devient plus aisée à suivre et à mesurer, indépendamment des relevés hydrologiques pouvant exister au sein des bassins. En complément, les graphiques indiquent une fonction de distribution des surfaces pour chaque itération et ils améliorent, par la structure même de l'automate, cette fonction aire-distance car on considère la surface d'un bassin et sa connexion avec les talwegs, et non seulement le nombre de pixels / de drains situés à équidistance de l'exutoire. Les résultats confirment un effet d'échelle et des effets d'anomalies. Le bassin du Cartaou se vidange ainsi plus vite que celui de Valescure et le pic de surface Smax est atteint en peu d'itérations (57). En revanche la surface la plus éloignée du plus grand bassin (Avène) nécessite une distance de 307 itérations pour atteindre l'exutoire final, alors qu'elle n'est que de 148 pour le bassin de Tourgeille (Figure 5-14).

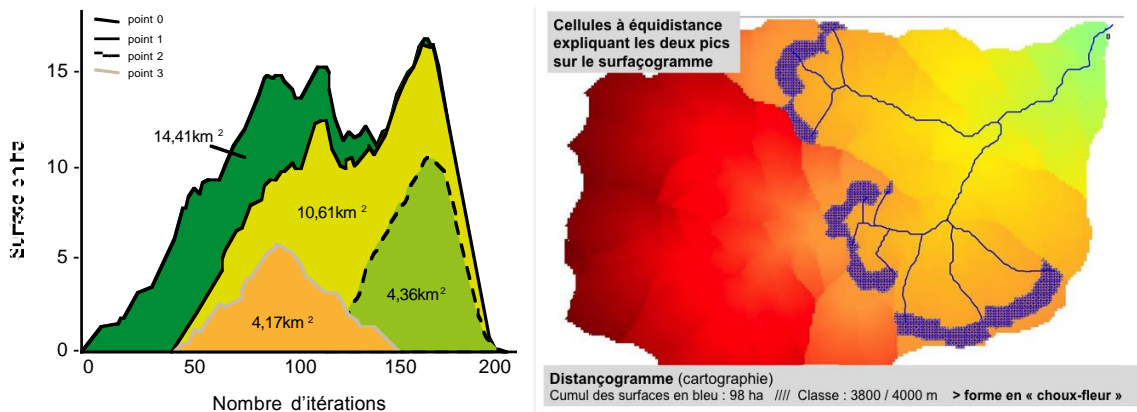


Figure 5-14: Surfaçogramme obtenu sur le bassin du Tourgueille (avec MNT au pas de 25 m). Les surfaces de bassins indiquées sur la figure correspondent aux surfaces estimées par le modèle. La localisation des points 0, 1, 2 et 3 se trouve sur la Figure 5-13.

La fonctionnalité du réseau mieux appréhendée

Le comportement surfacique du bassin peut évoluer à travers les échelles et ne pas révéler l'efficacité de certaines configurations internes. La distance, les interactions entre les surfaces et les contributions des différents sous bassins complexifient le fonctionnement d'un bassin versant depuis les échelles locales. La carte des indices de concentration IC (Figure 5-15) montre l'efficacité du réseau en tout point de l'espace et offre la possibilité de comparer les valeurs obtenues sur les bassins. La partie en amont du point 3 de Tourgueille ressort comme une structure "hyper-efficace", avec un indice IC très élevé à la confluence des deux drains venant depuis les zones sources. Ces points névralgiques de convergence désignent des zones en amont desquelles le réseau est bien organisé et efficace vis-à-vis de la forme dans laquelle il s'insère. D'un point de vue hydrologique, les écoulements de surface (avec vitesse constante) peuvent devenir rapides et violents, ce qui arrive sans doute si le coefficient de ruissellement dépasse 100% (notamment au plus fort de l'épisode pluvieux). Cette concentration n'a pas été identifiée sur les autres bassins, comme sur le bassin de l'Avène qui a une forme très longiligne et une absence de hiérarchisation des réseaux.

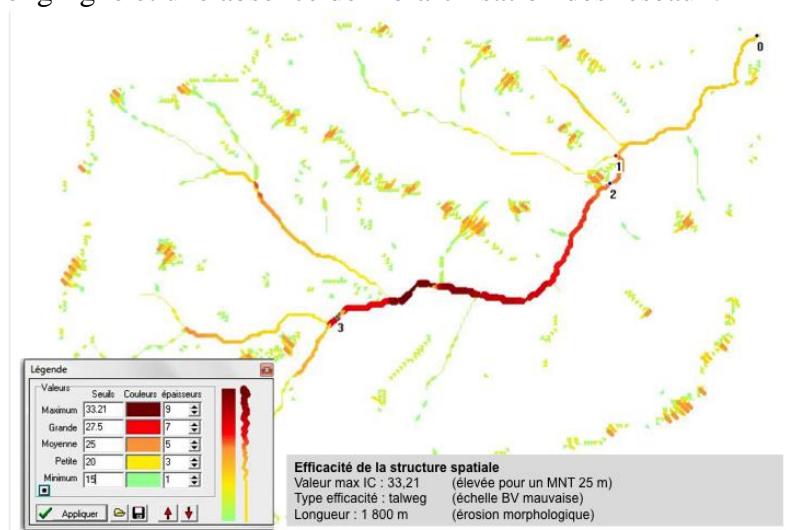


Figure 5-15 : Cartographie de l'indice IC sur le bassin du Tourgueille (avec MNT au pas de 25 m)

Le rôle joué par les interactions entre la morphologie et l'intensité des pluies

La représentation cartographique des ruissellements ne s'est pas non plus limitée à la seule dynamique induite par la structuration interne des bassins versants. Le moteur de chaque cellule (Figure 5-16) a été enrichi de nombreuses informations, notamment par une pluie fictive (de 10, 20 puis 50 mm en 1h) ou réelle (intégrant de vraies séquences pluvieuses). Il n'est pas utile de comparer les courbes des graphiques aux données réelles car on teste ici les liens qui peuvent exister entre la morphologie et les entrées pluviométriques, indépendamment de toute autre composante environnementale. Les résultats obtenus sur les 4 bassins confirment que les pentes lissent les réponses hydrographiques et allongent les temps de réponse. Les simulations tiennent uniquement compte des écoulements de surface, mais elles permettent d'identifier des seuils de pluies "critiques" (24 mm en 1h sur Valescure, 36 mm en 1h sur Tourgueille) au-delà desquelles les pluies dépassent des seuils donnés ($3\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), et qui traduisent un fonctionnement général du bassin. Les écoulements souterrains n'étant pas pris en compte, on est encore loin de la réalité, mais cela permet tout de même de quantifier le rôle joué par la pluie sur le comportement morphologique du bassin. Les autres simulations ont montré la sensibilité aux écoulements de surface, les seuls représentés dans le modèle, dans les têtes de bassins versants, rejoignant les observations de P.A. Ayral sur Cartaou notamment.

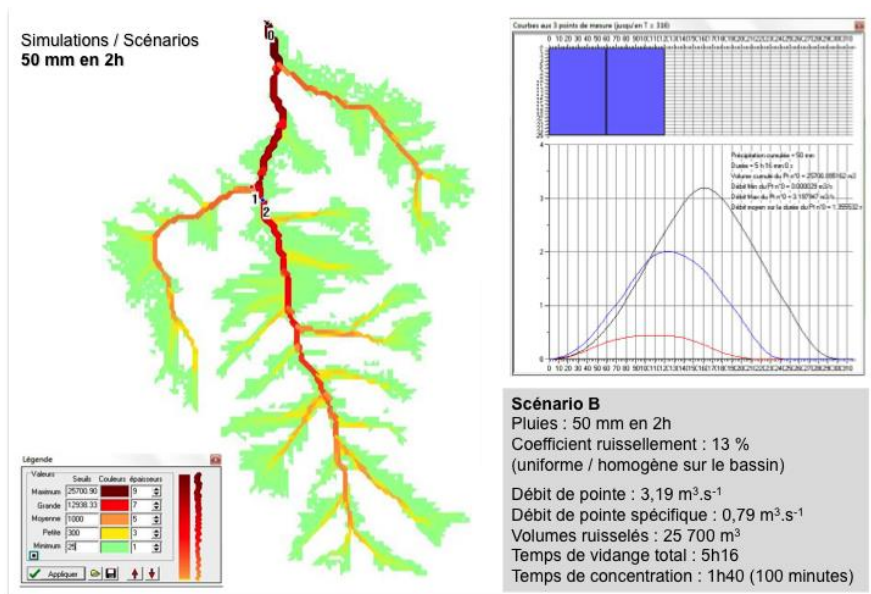


Figure 5-16 : Simulation de la réponse hydrologique sur le bassin du Valescure pour une pluie de 50 mm en 2h et un coefficient de ruissellement homogène et constant de 13 %.

Les simulations issues de RuiCells ont été testées dans de nouveaux contextes (le logiciel ayant été testé et calibré en contexte sédimentaire) et confirment le poids des interactions spatiales dans le déclenchement des crues rapides. Cette première application montre tout l'intérêt de s'intéresser à la morphologie pour comprendre la genèse des crues. Il convient de mettre en corolaire à cette étude celle proposée sur l'approche de géomorphologie quantitative proposée Philippe Martin et décrite dans la section 4.3.6. Le rôle de la morphologie et son intégration dans la modélisation hydrologique est assurément une voie de recherche prometteuse.

5.4.4 Modélisation HEC-HMS

Le modèle HEC-HMS a été mis en œuvre au cours du travail de Uber (2016). L'objectif était de compléter l'analyse de données sur les liens entre humidité initiale et réponse hydrologique présentés en section 4.3.5 par une analyse issue de la modélisation, visant à évaluer si notre capacité à reproduire avec le modèle la relation observée. Un modèle événementiel semi-distribué a ainsi été choisi, le modèle HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center, 2013), avec une configuration retenue représentant essentiellement le ruissellement par excès d'infiltration, sensible à l'humidité initiale du sol, avec le modèle d'infiltration de Green et Ampt. Le modèle inclut néanmoins aussi une composante de débit de base.

Le bassin a été discrétisé en 43 HRUs sur la base de l'occupation du sol et de la pédologie. Des premiers essais utilisant l'humidité initiale du bassin versant estimée à l'aide des mesures conduisait à une sous-estimation systématique des débits et le paramètre a finalement été aussi calé. Hormis la teneur en eau à saturation, différente selon les cinq grandes classes d'occupation du sol et le temps de transfert différent pour chaque HRU, l'humidité initiale tirée d'une distribution normale dont les paramètres sont sa moyenne et son écart-type, la conductivité hydraulique à saturation tirée d'une loi log-normale dont les paramètres sont sa moyenne et son écart-type, les autres paramètres ont été supposés homogènes sur le bassin versant.

Plusieurs stratégies de calibration ont été testées : une calibration sur deux épisodes contrastés et une évaluation sur les épisodes restants ; une calibration sur six épisodes choisis au hasard et une évaluation sur les six restants, un calage par épisode. Dans chaque cas, une approche par simulation de Monte-Carlo a permis de réaliser une analyse de sensibilité de la réponse du modèle à la spécification des paramètres et la calibration avec, comme fonction objectif, la reproduction du volume ruisselé et l'heure du pic.

Les résultats de l'analyse de sensibilité montrent un modèle très sensible à l'humidité initiale et à saturation, donc à la capacité de stockage dans les sols et dans une moindre mesure une sensibilité à la conductivité hydraulique à saturation et à la succion au front de saturation. Il n'a pas été possible de trouver une calibration satisfaisante pour l'ensemble des épisodes dans les deux premières stratégies de calibration. Par ailleurs, un calage épisode par épisode permettait d'obtenir de meilleurs critères statistiques, mais il n'y avait pas de cohérence entre les paramètres estimés pour les différents épisodes, peut-être à cause du problème d'équifinalité des paramètres. De plus, ces faibles performances du modèle sont assez cohérentes avec la faible corrélation entre les paramètres auxquels le modèle est sensible et le coefficient de ruissellement. La variabilité spatiale des entrées n'a pas non plus été prise en compte et le modèle n'inclut pas les écoulements de sub-surface dont l'analyse des données a montré l'importance quantitative, au moins pour certains épisodes (voir section 4.3.5). La structure du modèle utilisé semble ici trop simple pour restituer la complexité des réponses hydrologiques observées.

5.4.5 Modélisation développée à partir des données terrain dans la plateforme ATHYS

Un modèle pluie-débit à base physique (M7) a été développé pour représenter à l'échelle du petit bassin versant la combinaison des flux verticaux et latéraux dans les différents compartiments de surface, sub-surface proche et profonde (Figure 5-17), et tester les hypothèses concernant les processus de formation des crues (Bouvier et al., 2016, soumis).

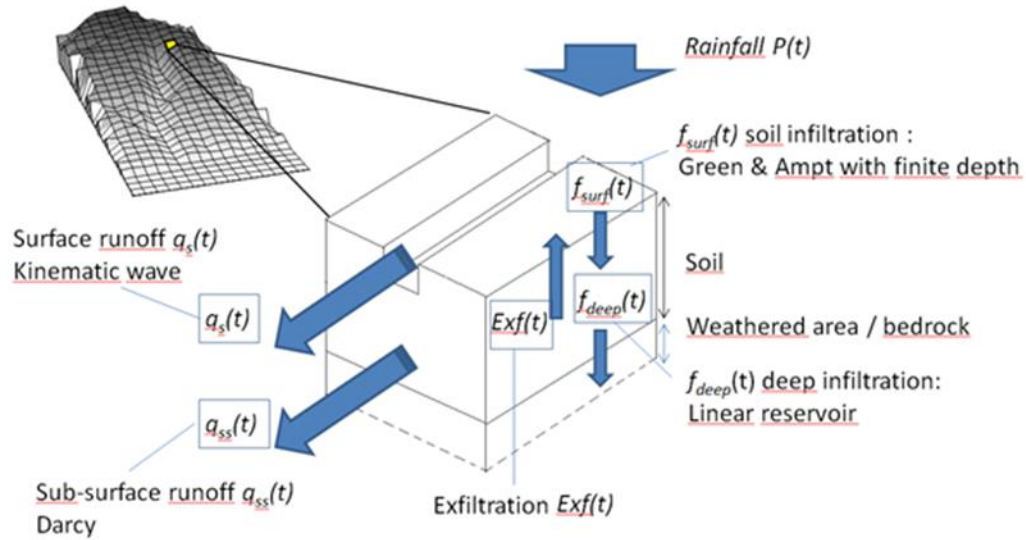


Figure 5-17 : Modèle M7 pour la représentation des flux verticaux et latéraux dans les compartiments de surface, subsurface proche et profonde.

Ce modèle a été appliqué au petit bassin de Valescure (3.9 km²) pour lequel on dispose d'un grand nombre d'observations de terrain concernant les propriétés des sols et les conditions initiales de saturation des sols. La plupart des paramètres du modèle ont été prédéterminés à partir des observations disponibles, sauf ceux liés aux propriétés des couches profondes, insuffisamment connues. Dans ces conditions, les crues observées ont été convenablement représentées par le modèle pour plus d'une quarantaine d'épisodes ayant dépassé 100 mm de pluie en 24 h (Figure 5-18).

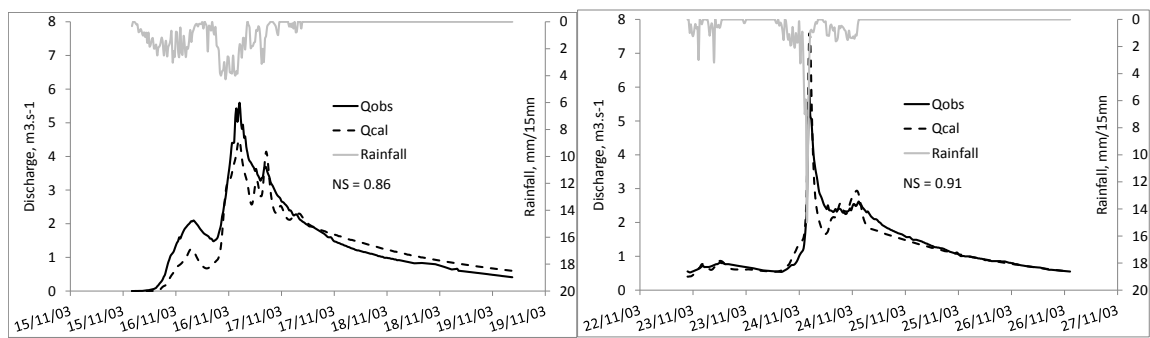


Figure 5-18 : Exemples de simulation de crues. Le modèle a été calibré sur un seul paramètre qui fixe l'infiltration profonde. Ce paramètre est relié significativement à l'humidité initiale, et l'infiltration profonde augmente quand l'humidité initiale diminue. Par ailleurs, la profondeur de "sol" est distribuée aléatoirement entre 0 et 2m. La vitesse de l'écoulement latéral a été fixée à 3 m h⁻¹. NS désigne la valeur du critère de Nash-Sutcliffe, calculé sur la totalité de l'épisode. La valeur médiane de NS sur 40 épisodes est de 0.84.

La prise en compte d'un écoulement de sub-surface latéral, à l'interface entre sol et la roche mère, s'est avérée indispensable pour simuler correctement les crues : ces flux s'écoulent à une vitesse de quelques m h⁻¹, à des profondeurs distribuées aléatoirement, entre 0 et 2 m. En deçà de ces profondeurs, une partie de l'écoulement percole à travers la roche profonde, avec une intensité pouvant aller jusqu'à 10 mm h⁻¹ dans les conditions les plus

sèches. L'écoulement par exfiltration, dû à un excès de saturation des sols, constitue 30 % du débit de pointe de crue (médiane sur 40 épisodes), et 80% du volume écoulé sur la totalité de l'épisode (médiane sur 40 épisodes). L'infiltration profonde représente 30% de la pluie reçue au cours de l'épisode (médiane sur 40 épisodes). Lors du pic de crue, l'écoulement est essentiellement fourni par la pluie qui ruisselle sur des sols saturés. Du point de vue du modèle, la saturation des sols est provoquée par la convergence des flux de sub-surface, principalement à proximité des talwegs qui entaillent les versants. Les écoulements de sub-surface ont ainsi pu être quantifiés et validés dans un contexte d'observations très documenté.

Le modèle s'est avéré par ailleurs robuste au changement d'échelle, et a pu être appliqué avec succès au bassin du Gardon à Anduze (545 km²) sous des hypothèses similaires. Les résultats obtenus jusqu'à maintenant montrent une excellente cohérence entre modélisation et observation, et réussissent à proposer un scénario crédible pour expliquer et prévoir la formation des crues, couvrant une large gamme d'échelles.

Les travaux de modélisation se poursuivent actuellement pour renforcer le contrôle des processus par des simulations multi-variables, incluant les variations des concentrations en isotopes et éléments chimiques de l'eau au cours de l'épisode (voir section 4.3.4), ou celles de l'extension spatiale du réseau hydrographique actif (voir section 4.3.2). Le modèle doit également être appliqué à d'autres sites de petits bassins bien documentés – Tourgueille (schistes), Mont Lozère (granites), Gazel (marnes/calcaires) – qui permettront d'évaluer l'impact de la géologie sur les crues.

5.5 Synthèse et conclusions

A l'échelle des versants, l'ensemble des expérimentations prévues (mise en place de transects et de parcelles d'infiltration pour l'étude des flux de sub-surface) a été mis en œuvre. Le projet a aussi permis de tester et valider le principe d'un nouvel appareil, le saturomètre, qui permet d'accéder avec un minimum d'effort de terrain à des grandeurs caractérisant les propriétés d'infiltrabilité des sols. Le projet a aussi permis de montrer l'intérêt de la résistivité électrique pour l'estimation des profondeurs de sol et le suivi des flux d'eau, avec l'intérêt d'être une méthode non-destructive. Le projet a permis de confirmer que le *bedrock* n'était pas imperméable, dans les géologies sur granite et schiste et que les capacités d'infiltration dans ce milieu altéré et fracturé étaient élevées (10-100 mm h⁻¹). Sur ces sols, les écoulements apparaissent essentiellement verticaux sur 1 à 2 m, avec des vitesses élevées. Néanmoins, à l'échelle du bassin, ce sont surtout les écoulements latéraux de sub-surface qui dominent. Ceci est en particulier confirmé par l'analyse des données de géochimie. Sur les terrains marno-calcaires de l'Ardèche, ces écoulements de sub-surface contribuent aussi de manière significative aux écoulements, même si le ruissellement de surface y est plus présent. De manière générale, les capacités d'infiltration des sols étudiés sont élevées (plusieurs centaines de mm h⁻¹ sur les sols forestiers), de l'ordre de plusieurs dizaines de mm h⁻¹ sur les zones cultivées.

Les travaux de modélisation ont permis de tester différentes hypothèses de fonctionnement, mettant en évidence l'impact de la géomorphologie des bassins versants sur la réponse hydrologique (modélisation RuiCells). Néanmoins, cette modélisation montre que les seuls écoulements de surface – les seuls modélisés dans cette approche – ne permettent pas de reproduire la forme des hydrogrammes observés. Des résultats similaires sont obtenus avec le modèle HEC-HMS sur la Claduègne, modèle qui ne modélise pas le transfert de sub-surface. Il n'a pas été possible de trouver un jeu de paramètres rendant compte de la complexité de la réponse hydrologique observée. Les essais menés avec les modèles CVN-1 et CVN-p ont permis de montrer l'importance de bien considérer la variabilité spatiale des capacités de

stockage dans les sols. Le modèle CVN-1, qui pour fonctionner avait besoin de supposer le *bedrock* imperméable, n'a pas permis de reproduire correctement les débits observés. Aux échelles fines, le modèle CVN-p, qui ne considère que des écoulements verticaux dans le sol et la roche altérée, n'a pas non plus permis de bien reproduire les écoulements, alors qu'il s'avère plutôt bien adapté à l'échelle régionale. La modélisation M7 quant à elle, a été développée en introduisant dans la modélisation les processus et paramètres observés sur le terrain : perméabilité élevées, prise en compte de l'infiltration dans le *bedrock*, vitesse de flux latéraux de quelques m h^{-1} . Le modèle s'est avéré apte à reproduire les débits observés à différentes échelles en contexte granitique, ce qui tend à montrer que les processus dominants ont bien été captés et pris en compte. Il faudrait enrichir cette évaluation en confrontant les résultats du modèle à ceux de la géochimie et aux mesures décrivant l'activation des réseaux éphémères. Il convient aussi de tester l'approche sur les autres bassins versants, afin d'évaluer sa généralité.

Cet aller-retour entre expérimentations à l'échelle du versant et modélisation a constitué une richesse de ce programme de recherche, l'expérimentation guidant la modélisation et les modèles orientant les expérimentations.

6 Observation renforcée dans les grands bassins versants : estimation de la pluie et des débits et quantification de leur incertitude

6.1 Rappel du contexte et des objectifs de la tâche

Les épisodes de pluie méditerranéens qui conduisent parfois à des crues rapides, en particulier sur les Cévennes, peuvent être de deux types. On trouve d'une part des pluies d'origine plutôt orographique lorsque les flux d'air humide venus de la Méditerranée viennent buter sur les reliefs. Ces pluies peuvent durer plusieurs jours, avec des intensités modérées, mais conduire à des cumuls de pluie importants. D'autre part, on trouve des Systèmes Convectifs de Méso-Echelles (SCME) qui conduisent à des épisodes généralement plus intenses et plus courts que les premiers (voir aussi le site de Météo-France dédié aux épisodes méditerranéens¹¹).

Les échelles caractéristiques de la variabilité spatiale et temporelle de la réponse hydrologique (temps de réponse en fonction de la surface du bassin versant) varient en fonction des différents types de pluie. La cellule convective, affecte des petits bassins, urbains en particulier, avec des temps de réponse de la dizaine de minutes à l'heure. Les SCME affectent plutôt des bassins de taille intermédiaire 100-1000 km^2 , avec des temps de réponse de quelques heures. Enfin, les fronts intéressent les plus grands bassins avec des temps de réponse de 1 à 15 jours.

Compte tenu des échelles des crues rapides, il est important d'être capable de caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la pluie à différentes échelles, d'estimer la pluie à ces échelles et de connaître les incertitudes sur ces estimations. En particulier, la caractérisation de la distribution des pluies extrêmes est cruciale pour bien prendre en compte les épisodes de pluie méditerranéens de type convectif. Compte tenu de l'évolution de la modélisation, qui tend à passer d'une approche événementielle à une modélisation en continu, des estimations de pluie sur des bassins versants de différentes tailles en continu sont aussi requises.

Le travail réalisé dans le projet FloodScale sur les précipitations avait comme objectifs :

- 1/ De fournir des estimations de pluie à différentes échelles d'espace et de temps
- 2/ De quantifier l'incertitude associée à ces estimations
- 3/ De progresser sur la connaissance des distributions des extrêmes

¹¹ http://pluiesextremes.meteo.fr/episodes-mediterraneens_r48.html

Concernant la caractérisation des débits, la soudaineté des crues en fait des événements difficiles à mesurer à cause de la difficulté de prévoir ces phénomènes et leur localisation mais aussi à cause de leur rapidité, des conditions d'accès, et des conditions de sécurité pour les équipes de jaugeage (mesure des débits). Les méthodes traditionnelles de mesure du débit (précision 3-20%) où l'opérateur et/ou le matériel doivent rentrer dans l'eau sont alors inutilisables.

Sur le volet hydrométrie, le projet a donc cherché à répondre aux deux questions suivantes :

- 1/ Comment mieux mesurer les débits de crue ?
- 2/ Comment estimer les incertitudes des courbes de tarage et les propager aux hydrogrammes ?

6.2 Amélioration de l'estimation quantitative des précipitations

Pour répondre aux objectifs fixés en termes d'estimation des pluies, trois pistes de travail ont été exploitées :

- Piste 1: estimer la pluie et son incertitude par combinaison de données radar et pluviométriques, avec les questions suivantes : comment fusionner les données radar et pluviométriques ? Y a-t-il une valeur ajoutée à cette fusion ? Comment caractériser l'incertitude des estimations de pluie?
- Piste 2: s'appuyer sur le simulateur stochastique de pluie SAMPO (Leblois et Creutin, 2013) et des simulations de pluie conditionnelles (i.e. respectant les observations disponibles). Une version du simulateur correspondant à des pluies homogènes existait au début du projet qui a permis de produire un premier jeu de simulations conditionnelles sur l'Ardèche. Ce jeu de données a été mis à jour durant le projet, en intégrant les dernières avancées du modèle, et étendu à l'ensemble des Cévennes. D'autres travaux ont aussi porté sur l'adaptation du simulateur pour prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des pluies telle que l'effet de relief
- Piste 3: (a) étude de la structure de dépendance spatiale des épisodes de pluies intenses sur un bassin, avec comme objectif de comparer la pertinence de différentes distributions statistiques (b) développement d'une nouvelle approche pour caractériser des sous-régions en termes de risque d'événements pluvieux intenses et qui permet de déduire des cartes de niveaux de retour

Plusieurs sources de données pluviométriques ont été utilisées dans ces travaux

- Piste 1 : les données des postes pluviométriques horaires et journaliers sur la fenêtre des Cévennes, ainsi que les mosaïques du réseau radar ARAMIS de Météo-France sur la période 2007-2014
- Piste 2 : les données des postes pluviométriques horaires sur le bassin versant de l'Ardèche, puis des Cévennes dans leur ensemble
- Piste 3 : (a) 8 postes pluviométriques journaliers sur le bassin des Gardons à Anduze (b) 332 postes pluviométriques journaliers sur la zone OHMCV élargie

6.2.1 Réanalyses radar sur la région Cévennes-Vivarais

L'établissement d'une longue série spatio-temporelle de pluie pour la région Cévennes-Vivarais, à haute résolution spatiale (1 km²) et temporelle (≤ 1 heure), est l'un des objectifs importants de l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais. Dans le cadre du projet FloodScale, nous avons pu effectuer un ensemble de développements méthodologiques (Delrieu et al., 2014) et finaliser une réanalyse portant sur la période 2007-

2014 (Boudevillain et al., 2016). Celle-ci utilise les données radar du réseau ARAMIS de Météo-France et les données pluviométriques de trois organismes (Météo-France, Service de Prévision des Crues Grand Delta et Electricité de France).

Compte tenu des volumes de données radar à traiter au regard des moyens humains disponibles, nous avons fait le choix de définir des épisodes pluvieux significatifs (30 mm en une journée en un point du domaine d'étude) pour lesquels nous utilisons à la fois les données de la mosaïque radar de Météo France et les données des pluviomètres horaires (environ 250 appareils). Nous avons ainsi considéré 131 épisodes sur la période 2007-2014. Pour les pluies faibles à modérées, nos estimations s'appuient seulement sur le réseau pluviométrique. En termes de validation, nous avons mis en œuvre une technique de validation croisée pour les pas de temps infra-journaliers et nous avons utilisé des données pluviométriques journalières indépendantes (environ 180 appareils) pour une évaluation à ce pas de temps.

Pour les épisodes pluvieux sélectionnés, nous avons mis systématiquement en compétition trois méthodes d'estimation : la méthode de traitement opérationnelle des données radar (RAD), le krigeage ordinaire des pluviomètres (OK) et la fusion des données radar et pluviométriques par krigeage avec dérive externe (KED). Il est en effet important d'évaluer la performance de la technique de fusion par rapport à celle des systèmes d'observation considérés séparément, afin d'apprécier l'éventuelle valeur ajoutée de la fusion de données. La Figure 6-1 montre les résultats de validation croisée au pas de temps horaire qui mettent en évidence la supériorité systématique de la méthode KED par rapport aux deux autres méthodes, à la fois en termes de biais et de corrélation spatio-temporelle à l'échelle événementielle. La méthode qui arrive en deuxième position est généralement la méthode OK pour les épisodes plutôt orographiques et la méthode RAD pour les épisodes de convection localisée. On constate sur le graphe du critère R^2 que la méthode de fusion fait aussi bien que la meilleure des deux autres méthodes et qu'il y a, pour un nombre assez important d'épisodes, une véritable synergie entre les deux systèmes d'observation avec une performance de la fusion supérieure à la meilleure des deux autres méthodes.

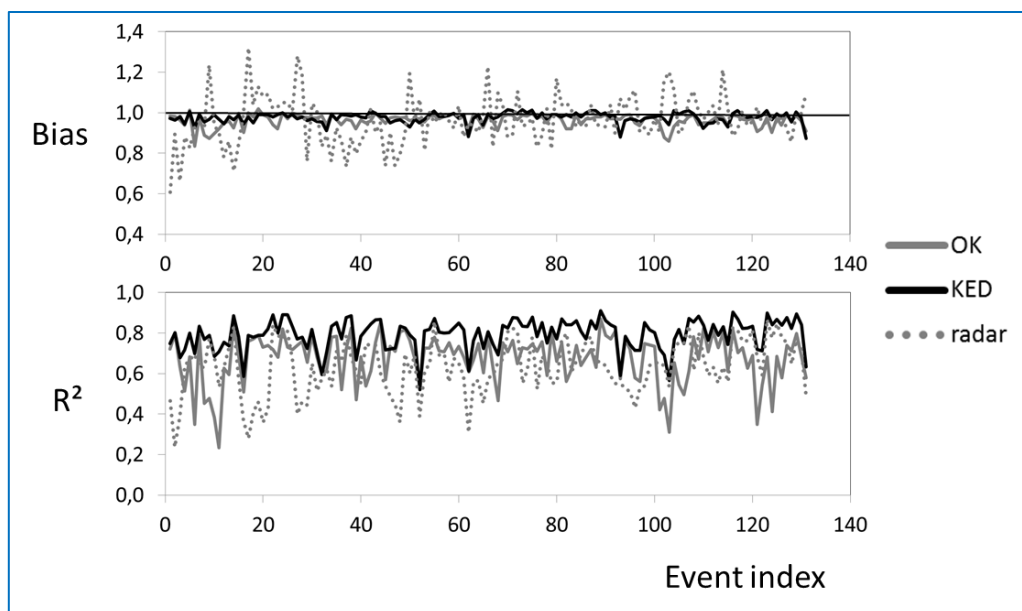


Figure 6-1: Comparaison des trois méthodes d'estimation de la pluie par validation croisée au pas de temps horaire, pour les 131 épisodes de pluie sélectionnés sur la période 2007-2014. Le critère de biais est le rapport de la moyenne des valeurs estimées à la moyenne des valeurs observées et le critère R^2 est le coefficient de détermination (carré du coefficient de corrélation) entre valeurs estimées et observées.

La Figure 6-2 montre les résultats de validation des méthodes OK et KED obtenus au pas de temps journalier par référence aux mesures pluviométriques indépendantes (non utilisées dans la mise en œuvre des méthodes). On attire l'attention du lecteur sur le fait que les estimations cumulées sont essentiellement non biaisées sur l'ensemble des épisodes et que la méthode KED présente une corrélation avec les observations légèrement supérieures à la méthode OK.

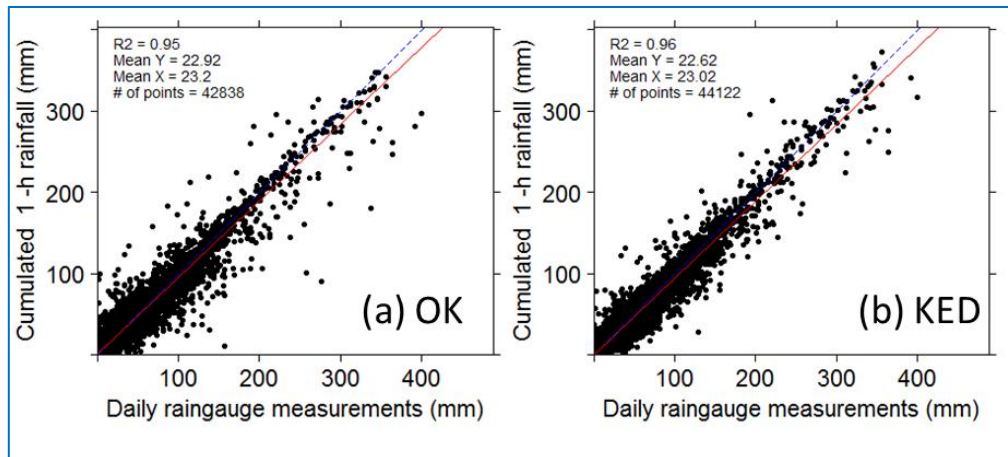


Figure 6-2 : Nuages de corrélation entre estimations horaires cumulées au pas de temps journalier (KED à gauche ; OK à droite) et mesures pluviométriques journalières non utilisées dans la mise en œuvre des méthodes d'estimation.

6.2.2 Réanalyses sur les bassins de méso-échelle

Outre les estimations sur grille régulière d'1 km² de résolution au pas de temps horaire, nous avons procédé avec les mêmes méthodes et données opérationnelles à des estimations pour un découpage des principaux bassins cévenols (Ardèche, Cèze, Gardons, Vidourle) en « mailles hydrologiques » de taille variant entre 5 et 300 km² pour les pas de temps de cumul de 1, 2, 4 et 6 heures. Nous avons également raffiné ces réanalyses pour les bassins de l'Auzon, de l'Avène et du Gardon à Saint Jean du Gard en exploitant les mesures pluviométriques opérationnelles au pas de temps infra-horaire (15 min, 30 min) et en prenant en compte les observations complémentaires déployées pendant l'EOP d'HyMeX (principalement le réseau Hpiconet en Ardèche) sur la période 2012-2014. Sur le bassin de l'Auzon, nous avons pu ainsi comparer la valeur ajoutée de l'imagerie radar à celle du réseau Hpiconet par rapport au réseau pluviométrique opérationnel (thèse d'A. Wijbrans).

6.3 Quantification des erreurs sur l'estimation quantitative des précipitations

6.3.1 Modèle stochastique d'erreur sur les réanalyses

Un aspect très important du travail de réanalyse concerne la quantification des erreurs d'estimation de la pluie par les différentes méthodes, sur la gamme d'échelles spatiales et temporelles considérée (Figure 6-3). Nous avons proposé un modèle permettant d'estimer l'écart-type d'erreur σ (mm) sur une estimation ponctuelle ou spatialisée par les méthodes géostatistiques comme étant une fonction bilinéaire de l'intensité de pluie R (mm) et de l'écart-type d'estimation normalisé σ_n (-) de la méthode de krigeage considérée. L'équation du modèle d'erreur fait intervenir un facteur multiplicatif a_R qui est estimé par une technique de validation croisée. Ce modèle s'appuie sur l'hypothèse (vérifiée) d'une distribution gaussienne des résidus d'estimation normés par l'intensité de pluie.

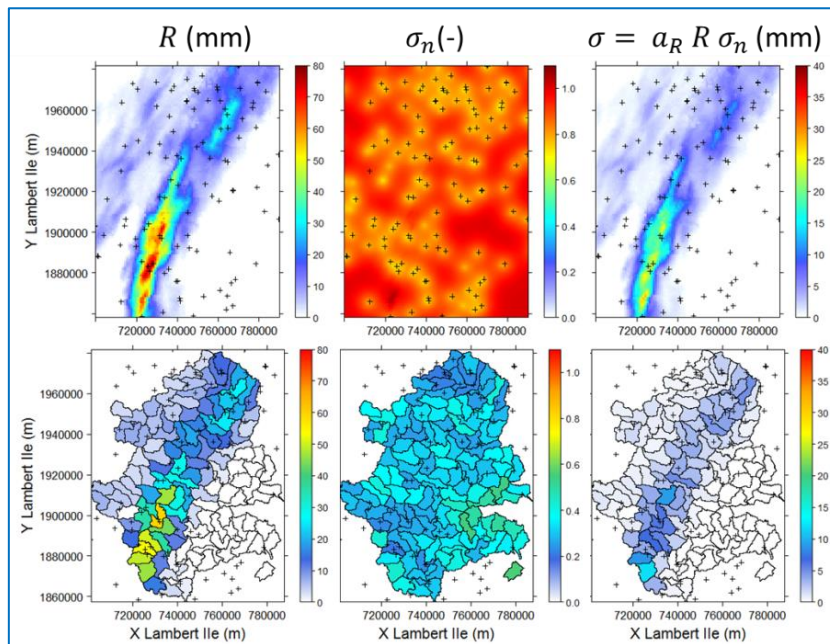


Figure 6-3 : Illustration du modèle d'erreur pour le champ de pluie horaire (22/10/2008 0200-0300 UTC) estimé par la méthode KED. L'intensité de pluie (mm) est présentée à gauche, l'écart-type d'estimation normé du krigeage au centre (-) et l'écart-type d'erreur (mm) à droite. Les figures du haut correspondent aux estimations à la résolution spatiale d'1 km² et celles du bas aux estimations sur le maillage hydrologique de 50 km².

L'analyse du modèle d'erreur à l'échelle régionale pour l'ensemble des épisodes sélectionnés confirme la supériorité de la méthode KED par rapport à la méthode KO, et donc la valeur ajoutée du radar par rapport au réseau pluviométrique, sur l'ensemble des échelles spatiales (5-300 km²) et temporelles (1-6 h) considérées. Le gain est plus marqué pour les plus fines échelles qui sont les échelles d'intérêt pour l'étude des phénomènes de crue affectant la région. La Figure 6-4, tirée de la thèse d'A. Wijbrans, illustre les résultats plus détaillés obtenus sur le bassin de l'Auzon (116 km²) sur une gamme d'échelles spatiales de 1-80 km² et temporelles de 15 min-4 h. Le tableau coloré central donne la valeur moyenne de l'écart-type d'erreur normé par l'intensité de pluie ($\overline{\sigma/R}$). Cette quantité est moyennée sur l'ensemble des mailles découpant le bassin versant et sur l'ensemble des épisodes de la période 2012-2014. Les méthodes OK et KED sont mises en œuvre en utilisant les données opérationnelles (tableaux du haut) et, en plus, les données pluviométriques du réseau Hpiconet (tableaux du bas). Les vignettes de la figure de droite montrent la variabilité spatiale de ($\overline{\sigma/R}$) pour les 4 méthodes d'estimation à 3 résolutions spatiales de 1, 5 et 10 km² pour le pas de temps de 15 min.

Le tableau central met en évidence la faible qualité d'estimation de la méthode OK basée sur le seul réseau pluviométrique opérationnel. L'apport du radar est très net, tout particulièrement aux échelles les plus fines. L'apport du réseau Hpiconet est sensiblement identique à celui du radar pour ce bassin versant, avec même une réduction de l'erreur aux plus grandes échelles. L'apport du radar reste toutefois plus fort aux plus fines d'entre elles. On peut voir sur les vignettes de droite que ces critères d'erreur moyennés sur l'ensemble du bassin versant cachent en fait une variabilité spatiale importante dans le cas des réseaux pluviométriques, le radar ayant quant à lui une capacité d'homogénéisation spatiale de l'erreur assez remarquable.

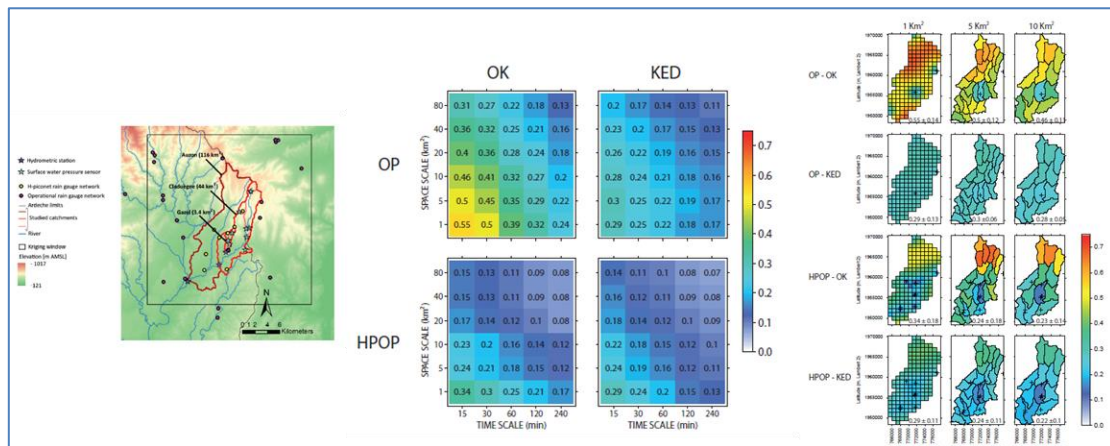


Figure 6-4 : Analyse détaillée des erreurs d'estimation de la pluie sur le bassin versant de l'Auzon pour diverses configurations de mesure (voir texte pour les explications).

Nous avons également commencé à aborder la question de la génération stochastique d'ensembles de hyétogrammes représentant des réalisations possibles de la pluie pour un épisode et un bassin versant donné¹². Outre la distribution statistique de l'erreur d'estimation caractérisée par son écart-type σ , il importe de prendre en compte la structure spatiale et temporelle de l'erreur. Pour cela, nous avons développé un générateur qui caractérise dans un premier temps la corrélation spatiale et temporelle des résidus à la dérive de la méthode KED, puis qui simule un ensemble de champs de perturbations respectant cette structure spatiale par une simple méthode de décomposition LU de la matrice de corrélation spatiale couplée à un modèle auto-régressif d'ordre 2 pour la corrélation temporelle. Ces champs sont ensuite ajoutés à la dérive et modulés par anamorphose pour respecter la valeur moyenne de la dérive et la distribution ponctuelle des erreurs. La Figure 6-5 donne un exemple d'ensembles de hyétogrammes pour deux bassins versants de 10 et 100 km² lors de l'épisode du 2/11/2014 en Ardèche. L'erreur d'estimation plus grande pour le bassin versant de 10 km² conduit naturellement à une plus grande dispersion des hyétogrammes. La dispersion finale des cumuls de pluie résulte de ce facteur ainsi que de la structure temporelle des résidus à la dérive. Avec les efforts menés sur les incertitudes affectant la mesure des débits (voir section 6.6), ce travail présente des perspectives très intéressantes sur la prise en compte des erreurs d'estimation des variables d'entrée et de sortie des modèles hydrologiques distribués, en lien avec les incertitudes structurelles et paramétriques de ces modèles (voir section 7.6.2).

¹² Thèse Rafael Navas, 2017. Estimation quantitative des pluies intenses en région Cévennes-Vivarais : paramétrisation micro-physique, fusion de données et modèles d'erreur, thèse de l'Université de Grenoble, en cours au LTHE.

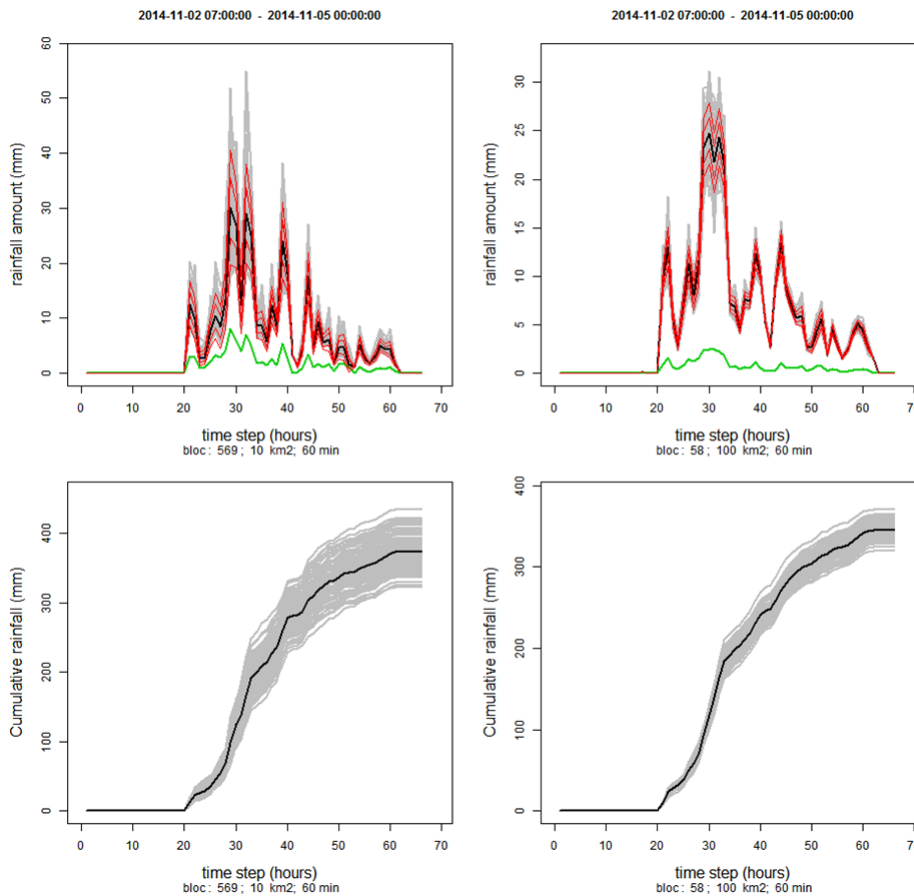


Figure 6-5 : Haut : génération de 100 hyétogrammes plausibles (gris) pour deux bassins versants ardéchois de 10 (gauche) et 100 km² (droite) pour l'épisode du 2-5/11/2014. Le hyétogramme en noir représente la valeur de la dérive assortie des quantiles 10, 25, 75 et 90% (rouge) issus du modèle d'erreur. La courbe verte correspond à l'écart-type d'erreur. Graphes du bas : hyétogrammes cumulés.

6.3.2 Amélioration du simulateur stochastique de pluies SAMPO et utilisation pour quantifier les erreurs sur la pluviométrie

Principes de la modélisation stochastique de la pluie utilisée et travaux réalisés dans le projet FloodScale

L'approche par simulation stochastique de la pluie utilisée dans ce travail est fondée sur l'idée qu'un pluvio-climat peut s'analyser comme l'alternance temporelle irrégulière d'un nombre limité de types de pluie réputés statistiquement homogènes sur la zone d'étude. Les types de pluie et leur succession doivent être décrits à partir des données disponibles (le plus souvent des données pluviométriques de réseau, parfois des données de radar). La représentation d'un type de pluie comme champ meta-gaussien spatialement homogène est décrite dans Leblois et Creutin (2013). Le découpage du continuum spatio-temporel en un ensemble raisonnable de types de pluie se fonde sur une classification des champs spatiaux successifs (des pas de temps) sur la base de descripteurs de pluie d'intérêt hydrologique (pluie totale, variabilité des pluies non nulles, intermittence, indice de structure spatiale...). La succession temporelle des occurrences des différents types de pluies est décrite par un modèle de semi-Markov saisonnalisé (Leblois, 2012). La volonté de publier cette approche de

séquençement (Leblois et al., en préparation¹³) a amené à une analyse détaillée des hypothèses sous-jacentes et à leur revisite pas à pas, permettant la compréhension et la prise en charge progressive de cas particuliers : biais des estimations en présence de réseaux évolutifs, neutralisation des lacunes bien qu'elles ne soient parfois pas indépendantes du signal, débogage à proprement parler, mitigation des écarts entre la réalité et les hypothèses du modèle, tests de l'approche sous différents climats et à différents pas de temps d'analyse.

Ceci étant, le modèle statistique posé permet la détermination analytique de certains termes (moyenne interannuelle et cycle mensuel des pluies, distribution des pluies fortes au pas de temps élémentaire). Les deux modes essentiels de valorisation de l'activité d'analyse statistique sont 1/ la simulation spatio-temporelle libre (simulation des pluies sans référence historique particulière) 2/ la simulation conditionnelle (respectant les valeurs historiques, et de ce fait créant des reconstitutions alternatives équiprobables, valant ensemble expression de l'incertitude historique). Ces simulations fournissent aux utilisateurs aval, notamment en modélisation hydrologique spatialisée (voir par exemple section 6.7.5) une représentation approximative mais fonctionnelle (spatio-temporellement exhaustive) du pluvio-climat. Ceci permet, entre autres, d'évaluer l'impact de la méconnaissance des pluies sur les simulations hydrologiques.

L'approche standard exposée ci-dessus suppose une homogénéité climatique du secteur étudié. Plus précisément on suppose qu'à tout pas de temps prévaut une même pluie sur l'ensemble du domaine, et que les paramètres de cette pluie sont constants. Or le territoire couvert par l'ANR Floodscale (bassin versants Languedociens, Cévenols et du Vivarais, vallée du Rhône) se caractérise par une grande hétérogénéité pluviométrique (effets orographiques en particulier). Il n'est tout simplement pas possible de prétendre que le pluvio-climat soit le même d'un point à l'autre, et ceci impose d'insérer l'approche standard ci-dessus décrite dans une structure hiérarchique adaptée.

La recherche d'une manière cohérente de gérer cette hétérogénéité a été l'essentiel de notre activité au sein de Floodscale. L'autre volet, plus opérationnel a consisté à produire plusieurs réalisations, équiprobables, de champs pluviométriques sur la zone Cévennes-Vivarais, conditionnés par les pluviomètres horaires. Le détail des travaux est décrit dans Leblois et Chen (2016) et sont résumés ci-dessous.

Prise en compte de l'hétérogénéité spatiale dans la modélisation stochastique des champs de pluie

La question de l'hétérogénéité spatiale des pluies se pose essentiellement si cette dernière est forte : points éloignés géographiquement répondent à des conditions synoptiques très différentes, stations situés sur deux flancs de montagne exposés différemment (méditerranéen et atlantique), points trop éloignés le long d'un même arc (Gard / Vivarais). Cette question de l'hétérogénéité des pluies est surtout pénalisante lorsqu'on réalise des simulations libres, puisque le modèle utilisé s'appuie intrinsèquement sur une hypothèse de pluie homogène.

L'approche qui a été retenue consiste à découper le territoire d'étude en quatre zones homogènes, en s'appuyant sur un algorithme de classification (*k-means*) sur la matrice des corrélations entre pluviographes. Le résultat est jugé satisfaisant, dans la mesure où il regroupe des stations géographiquement proches pour lesquelles il existe une logique dans le classement (zones de montagnes, piémont, etc.), sans que la position géographique n'ait été prise en compte dans la phase de classification. Sur ces zones homogènes, il devient possible d'appliquer le modèle décrit précédemment et les outils d'analyse des pluies qui ont été

¹³ Leblois E., Creutin J.-D., Jeanpierre A.-L., Renard, B., Braud, I., in prep. Modeling Rainfall Type Occurrence Coupling Kohonen's Classification and Hidden Markov's Model, en préparation.

développés à cet effet. Pour chaque zone, on obtient aussi un calendrier des types de pluie, portant une information sur la concomitance des différents types de pluies sur les différentes zones. C'est cette information qui a été exploitée pour prendre en compte l'hétérogénéité des pluies et donner de la cohérence spatiale et temporelle aux simulations

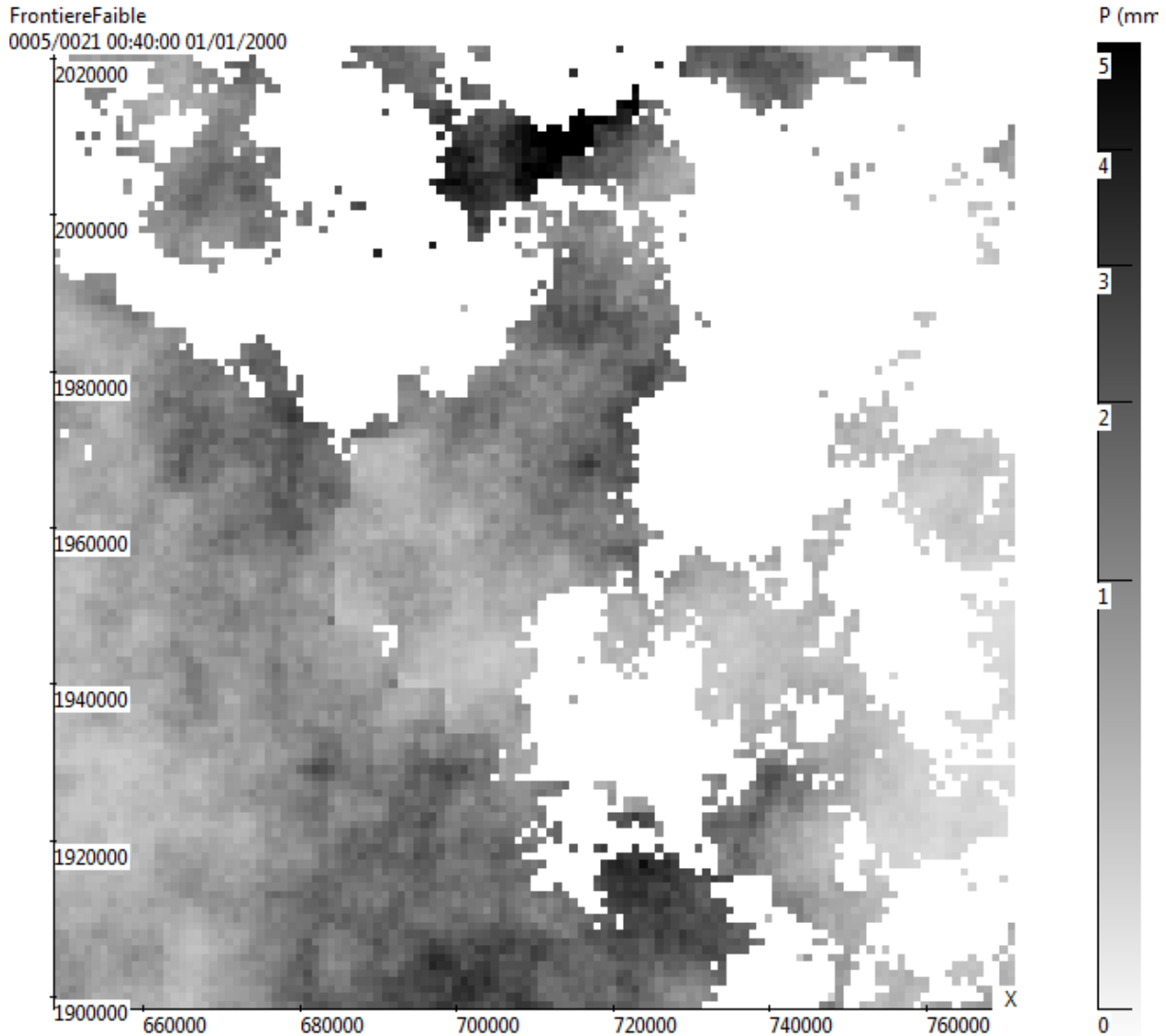


Figure 6-6 : Principe du gommage des frontières entre zones. La pluie est plus forte à gauche, plus faible à droite, et cependant un raccord est assuré par le respect de valeurs préalablement posées sur la frontière commune.

Une première approche a d'abord exploré la mise en cohérence spatiale des champs de pluie simulés. Le « pilotage » commun des différentes zones homogènes a été d'abord fondé sur la recherche des concomitances de type de pluie les plus fréquentes, considérés comme patrons de pluie à grande échelle et recodés de manière optimale (en maximisant l'information préservée par la représentation adoptée) (Ollagnier, 2013). Une variante a été explorée fondée sur la recherche d'une hiérarchie de modèles de Markov, technique qui bénéficie d'algorithmes mieux connus (début de la thèse de Sheng Chen¹⁴). Cette étape est malheureusement insuffisante à assurer un pilotage raisonnable. La succession de tirages de la

¹⁴ Chen Sheng, 2017. Simulation stochastique des forçages atmosphériques utiles aux modèles hydrologiques spatialisés, Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement. Université de Grenoble, en cours.

situation locale conditionnellement à la situation commune nuit à la représentation des durées de séjours locales dans un type de pluie. Cette approche, si elle permet de remettre de la cohérence spatiale dans les champs de pluie simulés, induit une perte de l'auto-corrélation temporelle des champs de pluie qui les rend non réalistes.

La préservation des corrélations temporelles a été abordée de la manière suivante : on procède à un ré-ordonnancement des séquences de pluies proposés par la hiérarchie ; tout en préservant absolument les quantités de pluie simulées pour chaque type, et en altérant le moins possible la séquence fournie par la hiérarchie, ce ré-ordonnancement réintroduit dans les séquences simulés des événements de durée conforme à l'observation (thèse de Sheng Chen, en cours).

Néanmoins, l'ensemble de ces approches ne permet pas de gommer les effets de « frontière » induit par le découpage en classes homogènes. C'est pourquoi, en dernière étape, on réintroduit, à la limite géographique des zones homogènes voisines, la corrélation initialement négligée. En effet, la corrélation entre deux sites simulés de part et autre d'une frontière entre zones n'est due qu'à la typologie des pluies – et elle est alors insuffisante. La solution actuellement explorée est de simuler d'abord des valeurs sur la frontière commune, issues d'une distribution et d'une structure médianes entre les deux distributions souhaitées, et en simulant ensuite seulement les champs au sein des zones, techniquement selon un algorithme de simulations conditionnée respectant les valeurs posés sur les frontières. La Figure 6-6 montre un exemple d'un champ ainsi structuré. A la date de rédaction de ce rapport, ces derniers développements sont encore en cours d'implémentation et de test.

Production de plusieurs réalisations de champs de pluie conditionnés sur la zone d'étude Cévennes-Vivarais

Au début du projet, un premier jeu de 100 réalisations de champs de pluie simulée, à résolution horaire et 2 km, conditionnée aux pluviomètres horaires existants, était déjà disponible et avait été validée dans le cadre de l'étude de Renard et al. (2011b). Cette simulation disponible sur l'Ardèche sur la période 2000-2008 a été utilisée par Suspène (2015) (voir aussi section 6.7.5).

Une nouvelle version de champs simulés a été produite à la fin du projet FloodScale, sur toute la région Cévennes-Vivarais cette fois. Comme indiqué plus haut, pour une simulation conditionnée à l'échelle du domaine, la situation est de fait beaucoup plus simple qu'en simulation libre. En effet, les types de pluie historiques sont connus. Il suffit a priori de créer des champs conditionnés respectant les valeurs observées au sein de chaque zone pour obtenir des simulations satisfaisantes. Il apparaît même que la segmentation climatique en zones homogène n'est pas strictement nécessaire. Ceci résulte essentiellement du fait que les données historiques de conditionnement imposent leur marque – et leur continuité - aux champs simulés et ceci compense assez largement les déficiences du modèle employé.

Par contre, nous avons été amenés à considérer attentivement un algorithme proposé par Dubrule (1983), initialement facilitant la validation croisée d'usage général en géostatistique. Il apparaît qu'il réalise exactement ce dont a besoin une des étapes de l'algorithme de Gibbs, employé pour une étape critique de la simulation conditionnée d'un champ d'intermittence. L'introduction de cet algorithme a permis de valoriser le nombre très importants de mesures disponibles dans le cas de l'OHM-CV. En effet 240 postes horaires aboutissent à plus d'un millier de valeurs à respecter dans un cas typique de conditionnement où plusieurs pas de temps horaires successifs sont considérés simultanément, ce qui va très au-delà de nos précédents travaux (une trentaine de postes seulement sur l'Yzeron, voir Renard et al., 2011a).

Les simulations conditionnées ont été conduites sur les années 2005-2014, au pas de temps horaire et à maille de 2 km. Sept membres sont actuellement disponibles, la genèse d'autres

ne posant pas de problèmes (24h de CPU par membre). Chaque membre se présente sous la forme d'un fichier binaire 3D, de poids (archivé) environ 512 Mo. Ces données ont été versées à la base HyMeX (cf annexe 1). La Figure 6-7 illustre le résultat pour l'une de ces réalisations sur le cumul de pluie sur toute la période simulée.

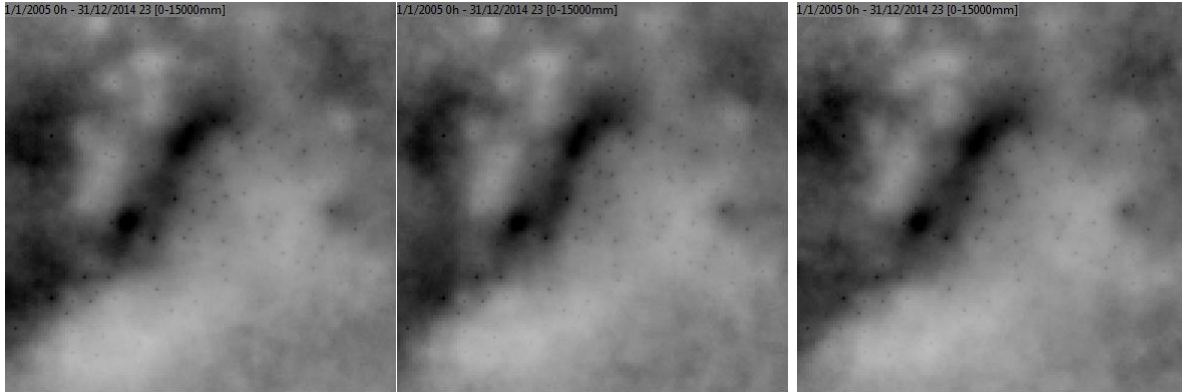


Figure 6-7 : Cumul 2005-2014 de 3 des 7 membres de champs de pluie simulés. La variabilité inter-membre tend à disparaître, la technique ignorant les éventuels effets systématiques. L'arc cévenol apparaît nettement, comme attendu à cette échelle temporelle.

6.4 Amélioration des connaissances sur les extrêmes pluviométriques

Il s'agissait, dans ce travail, d'analyser les possibles dépendances spatiales sur les pluies extrêmes et la manière dont elles peuvent être prises en compte dans le calage des distributions statistiques qui sont ensuite utilisées, de manière opérationnelle, pour le dimensionnement des ouvrages par exemple. On a donc essayé de modéliser conjointement les distributions des extrêmes sur différents sites, à l'aide de postes pluviométriques journaliers sur le bassin des Gardons.

6.4.1 Étude de la structure de dépendance spatiale des épisodes de pluies intenses

Pour la modélisation multi-sites des pluies, la loi Normale, c'est-à-dire, la corrélation de Pearson, est souvent employée pour modéliser la dépendance spatiale. Cependant, la théorie des valeurs extrêmes en statistiques préconise l'utilisation de lois spécifiques pour les extrêmes. En effet, la loi Normale peut sous-estimer la probabilité d'événements extrêmes simultanés en deux ou plusieurs sites. L'objectif de cette étude était de mettre en évidence les limites de la loi Normale par rapport à d'autres lois de probabilités ayant des caractéristiques différentes telles que l'asymétrie et la dépendance extrême. Les conclusions principales sont les suivantes (Carreau et Bouvier, 2015) : les lois de probabilités ayant une dépendance des extrêmes ne se démarquent pas significativement de la loi Normale, qui est indépendante pour les extrêmes, en raison de la petite taille de la période d'observation ; en revanche, la présence d'asymétrie permet une amélioration significative. La loi Normale, dans notre cas d'étude, n'est donc pas adaptée pour modéliser la structure de dépendance des pluies intenses (Figure 6-8).

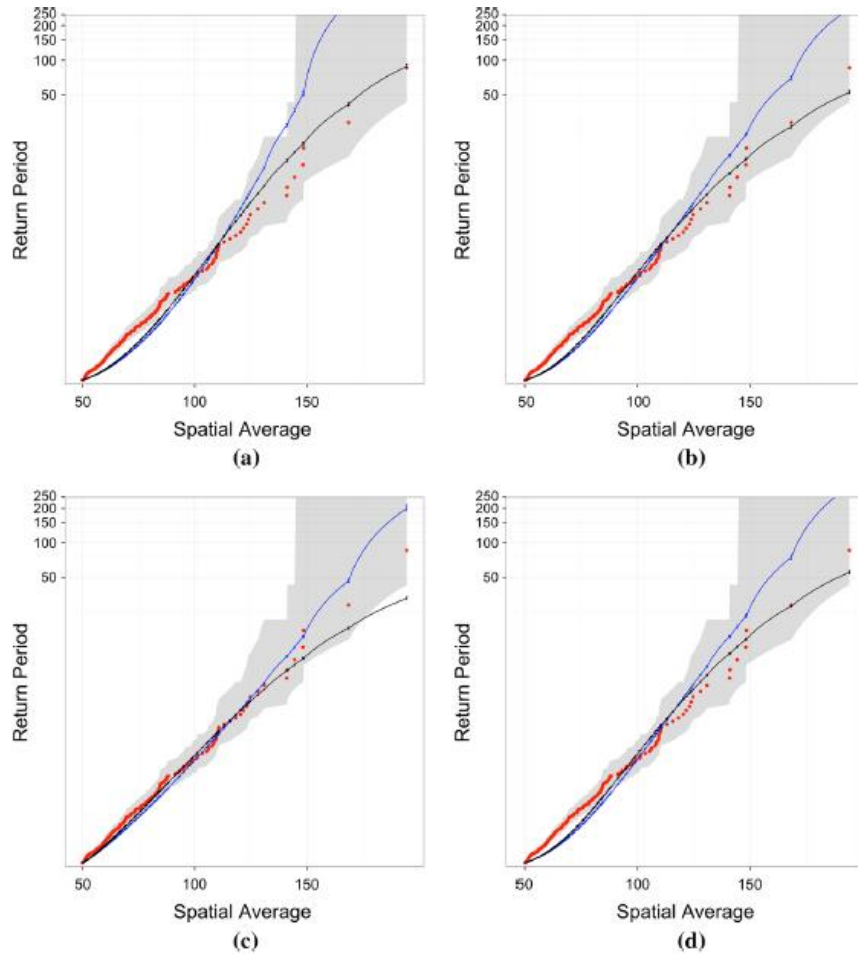


Figure 6-8 : Période de retour empirique (points rouges) et période de retour théorique (courbe bleue pour la loi marginale Gamma et courbe noire pour la loi marginale Log-Normale à 2 composantes) en échelle logarithmique des moyennes spatiales observées. L'intervalle de confiance à 95% des estimations empiriques apparaît en gris et celles des estimations théoriques avec les barres verticales sur les courbes bleues et noires. (a) Copule gaussienne ; (b) Copule Student-t ; (c) Skew Normal ; (d) Skew t (tirée de Carreau et Bouvier, 2015)

6.4.2 Caractérisation des sous-régions en termes de risque d'événements pluvieux intenses

Une nouvelle approche a été développée qui permet de regrouper des postes pluviométriques ayant le même type de comportement en termes d'événements pluvieux intenses. Ces groupes de stations délimitent dans l'espace des sous-régions auxquelles on peut associer un risque pluviométrique. À partir de cette partition de l'espace, une nouvelle méthode d'estimation des paramètres de la loi de Pareto Généralisée pour la modélisation des fortes valeurs permet de tracer des cartes de niveaux de retour élevés (Carreau et al., en préparation¹⁵).

¹⁵ Carreau, J., Naveau, P., Neppel, L. Partitioning into homogeneous regions for a regional approach of peaks-over-threshold for heavy precipitation, Water Resources Research, in preparation.

6.5 Hydrométrie des rivières en crue

La soudaineté des crues en fait des événements difficiles à mesurer à cause de la difficulté de prévoir ces phénomènes et leur localisation mais aussi de leur rapidité, des conditions d'accès, et des conditions de sécurité pour les équipes de jaugeage. L'application de nouvelles technologies de jaugeage sans contact et d'estimation des débits après événement a été étudiée dans le projet.

Les jaugeages ponctuels par les méthodes traditionnelles comme les moulinets, courantomètres électromagnétiques ou acoustiques, profileurs de courant ADCP¹⁶, dilution de traceur (incertitudes de 3 à 20%, suivant la méthode et les conditions de mesures) permettent de construire des relations entre hauteur d'eau et débit (courbe de tarage). Ces relations permettent d'obtenir des séries de débits à partir des enregistrements en continu des hauteurs d'eau au niveau des stations hydrométriques. Les méthodes traditionnelles de jaugeage permettent d'observer les débits dans une large gamme mais deviennent quasi-impossibles à déployer en crue. Les courbes de tarage sont donc extrapolées par différentes méthodes dans la partie des hauts débits notamment. Cette extrapolation induit des incertitudes importantes sur l'estimation des débits de crue. On sait, par des mesures topographiques post-événements, estimer les pics de crue (Gaume et Borga, 2008). Ces estimations restent aussi très incertaines (incertitudes de l'ordre de 50%) et ne sont pas horodatées, sauf à pouvoir disposer d'informations circonstanciées fournies par des témoins.

6.5.1 Vélocimètres radar portables SVR

Sous l'impulsion des équipes de recherche impliquées dans ce projet, les vélocimètres radar portables (SVR, Surface Velocity Radar) se sont répandus dans les équipes d'hydrométrie françaises depuis le début des années 2010. Ces instruments présentent l'avantage d'être peu coûteux, faciles à déployer, d'offrir une bonne sécurité (pas de matériel ni d'opérateur au contact de l'écoulement), et de permettre de réaliser des jaugeages surfaciques en condition de crues, même lorsque les techniques conventionnelles intrusives ne peuvent pas être déployées, ou alors difficilement. Ces jaugeages surfaciques présentent des incertitudes accrues, en particulier à cause du fait que le champ de vitesse sous la surface n'est pas mesuré, ni le profil bathymétrique de la section, dont la géométrie peut évoluer entre le moment de la mesure de vitesse pendant la crue et celui du levé topographique, avant ou après la crue.

Cette nouvelle technique a permis d'acquérir de nombreux jaugeages en crue sur les bassins expérimentaux du Gard et de l'Ardèche, et donc d'améliorer les courbes de tarage et de réduire les incertitudes sur les chroniques de débit en crue, en lien avec les gestionnaires des stations hydrométriques concernées. La préparation des campagnes de mesure s'est accompagnée de la rédaction de protocoles de terrain et d'outils de dépouillement des jaugeages par SVR (Dramais et al. 2014), ainsi que de la dissémination de ces méthodes et outils vers les équipes opérationnelles. En particulier, les documents et information ont été régulièrement diffusés au Groupe Doppler Hydrométrie (hydromètres francophones), et la méthode de dépouillement spécifique aux jaugeages SVR a été proposée et implémentée dans le logiciel Barème utilisé par les unités d'hydrométrie de l'Etat.

Le projet a aussi permis d'investiguer davantage les limites et incertitudes de cette nouvelle technique, en conditions de terrain variées. L'investigation des incertitudes des mesures SVR a principalement été menée par analyse d'un vaste jeu d'expériences de terrain avec comparaison à des mesures indépendantes, sur des sites contrastés en France, Italie et Israël (Welber et al. 2016). Ces comparaisons ont montré un accord acceptable avec les

¹⁶ Acoustic Doppler Current Profiler

profils de vitesse, avec de plus grandes incertitudes près des rives. Les coefficients de vitesse α moyens sur la section en travers présentent de plus petites fluctuations et un accord plus étroit avec les valeurs théoriques que les coefficients calculés sur des verticales individuelles, en particulier dans les chenaux à rugosité relative élevée. Les résultats confirment que $\alpha = 0,85$ est une valeur par défaut acceptable, mais il est recommandé d'ajuster une valeur spécifique au site pour éviter une sous-estimation du débit dans des chenaux très lisses (rugosité relative $\sim 0,001$) et une surestimation dans des chenaux très rugueux (rugosité relative $> 0,05$) (voir Figure 6-9). Des valeurs de α calculées théoriquement comme calibrées expérimentalement donnent généralement des estimations de débit SVR en accord à moins de 10% avec les références pour des écoulements de rugosité faible ou intermédiaire (rugosité relative de 0,001 à 0,05). En outre, l'incertitude de débit ne dépasse pas 10%, même pour un nombre limité de positions SVR le long de la section transversale (ce qui est particulièrement avantageux pour mesurer les débits de crue rapide, potentiellement débordants).

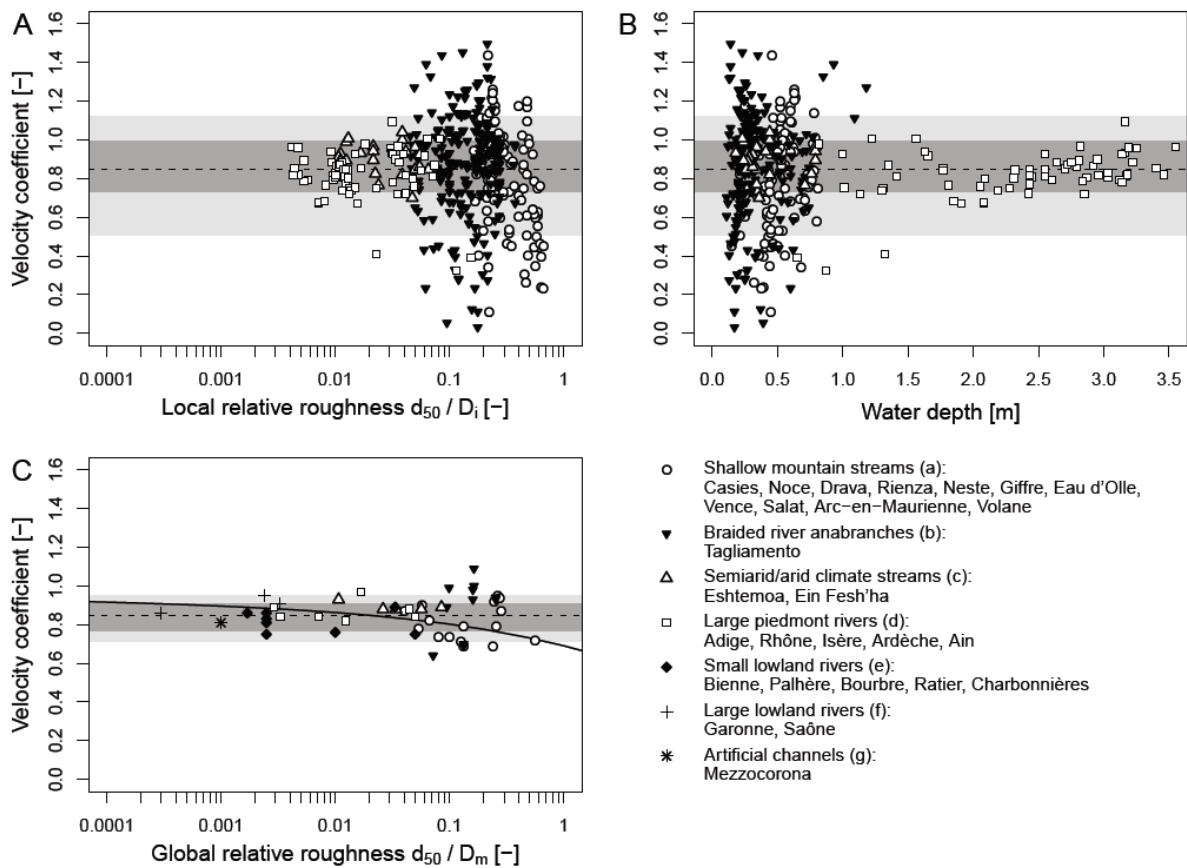


Figure 6-9 : Variation du coefficient de vitesse local avec la rugosité relative (A) et avec la profondeur d'eau (B) ; variation du coefficient de vitesse global avec la rugosité relative (C). La ligne pointillée représente la valeur par défaut du coefficient de vitesse (0,85). La ligne continue représente le coefficient de vitesse théorique. La gamme interquartile est ombrée en gris foncé; la gamme percentile 10%-90% est ombrée en gris clair. Les valeurs locales du coefficient de vitesse ne sont pas disponibles pour certains sites (tirée de Welber et al. 2016).

La principale perspective est maintenant le développement d'une méthode d'analyse d'incertitude adaptée aux jaugeages surfaciques, et SVR en particulier, reprenant les acquis des méthodes d'incertitude Q+ (Le Coz et al., 2012) et Flaure (Despax et al., 2016) récemment publiées et intégrant de nouveaux tests de cette technique, en particulier les essais

interlaboratoire sur le Rhône à Génissiat en 2012 (le Coz et al., 2016a), et des mesures en canal rectiligne d'étalonnage en 2016 en Nouvelle-Zélande.

A noter également l'application de la technologie radar hauteur/vitesse en suivi fixe continu sur la station Claduègne, avec comparaison à des mesures par profileur acoustique immergé vertical.

6.5.2 Débitmétrie image LS-PIV

Les techniques de vélocimétrie par analyse de séquence d'images, en particulier la technique LSPIV (Large Scale Particle Image Velocimetry) permettent également de conduire des mesures de débit de crue par jaugeage surfacique, sans contact (Le Coz et al., 2010 ; Hauet et al., 2014) La LSPIV fournit une information hydraulique plus riche (champ de vitesse bidimensionnel en surface de l'écoulement) mais elle est plus difficile à mettre en œuvre que les vélocimètres radar, notamment pour des jaugeages à la volée, car elle requiert une plus grande technicité, en particulier pour le choix du point de vue et les levés topographiques des points de repère nécessaires à l'orthorectification des images, du niveau d'eau et du ou des transects bathymétriques pour le calcul du débit. Pour cette raison, la technique LSPIV n'a pas été employée pour les jaugeages de crue par les équipes d'intervention du projet, mais elle a été appliquée sur un réseau de quatre stations équipées de caméras sur le bassin versant de l'Ardèche, et en analyse post-événement à partir de films amateurs partagés par des témoins (voir section suivante).

Les 4 stations de jaugeage automatisé par LSPIV opérationnelles sur le bassin de l'Ardèche ont permis de mesurer un grand nombre de jaugeages de crue sur les épisodes suivis pendant le projet (mesures de jour uniquement, des tests préliminaires avec des caméras nocturnes sont toujours en cours). Il est important de noter que ces stations visent à jauger les crues, afin de mieux caler la courbe de tarage hauteur-débit en hautes eaux, mais pas à mesurer les débits en continu, les incertitudes étant très fortes en basses eaux et la nuit, ni à mesurer les niveaux d'eau (performance et fiabilité très inférieures à un limnimètre radar sans contact, typiquement). La technique a prouvé son efficacité à produire des jaugeages de crue à un rythme et taux d'efficacité bien supérieures aux techniques de jaugeage traditionnelles, en mesurant dès les premières crues des débits qui n'avaient souvent pas été jaugés en plusieurs décennies d'opération des stations classiques.

L'implémentation de la méthode s'est accompagnée du développement de trois outils logiciel distincts, utilisés en conjonction : 1/ les solveurs de calcul LSPIV (Fortran, gratuits), 2/ l'interface graphique Fudaa-LSPIV (Le Coz et al. 2014a), un logiciel libre (licence GPL) co-développé par Irstea/EDF/DeltaCAD, permettant de traiter facilement une séquence d'images, et 3/ la chaîne de traitement « station » permettant d'automatiser la capture des images et les traitements (projet d'industrialisation). Des améliorations importantes ont été apportées au logiciel Fudaa-LSPIV, notamment la possibilité de calculer les débits sur plusieurs transects, et de nombreuses fonctionnalités de visualisation et post-traitement des résultats, ainsi que l'ergonomie et la documentation pour démocratiser cette technique auprès du plus grand nombre.

A l'issue du projet, les principales perspectives scientifiques sur la LSPIV sont l'investigation d'autres techniques de vélocimétrie image que la LSPIV (cf. thèse de M. Mohammed, Irstea en cours), une méthode adaptée de calcul des incertitudes, rendue notamment possible par un traitement bayésien de l'orthorectification des images. Cette dernière méthode est en cours d'implémentation et tests, et devrait à terme rendre plus facile et plus souple l'étape d'orthorectification des images, à partir de données terrain et caméra incertaines.

6.5.3 Analyse de films amateurs

La technique LSPIV et les outils développés ont également été appliqués à l'estimation des débits de crue après événement (ou « hydrométrie médico-légale »). Dans ce type d'enquêtes, une importante source d'incertitude provient de l'absence de mesure directe des vitesses d'écoulement, ce que rend possible le traitement de films montrant la surface de l'écoulement sur toute la largeur du chenal. Avec le développement et la généralisation des nouvelles technologies d'imagerie digitale ainsi que des réseaux sociaux et plateformes de partage de vidéos de type YouTube, ce type d'application offre une mine d'information sur les écoulements en crue, et en retour, permet des perspectives de science participative (ou citoyenne) pour l'hydrologie des crues.

Ces aspects ont été explorés lors du projet, du point de vue technique comme du point de vue communication, avec la préparation d'une campagne d'affichage visant à communiquer aux potentiels témoins de crue sur l'Ardèche et ses affluents un protocole simple et les appeler à fournir spontanément leurs vidéos¹⁷. Des messages et l'affiche produite ont pu être relayés sur le site internet du projet et dans différents médias (radios et presse locales), mais la campagne de communication, en particulier d'affichage sur site, a dû être reportée *sine die* après de longues discussions avec les services de la Préfecture de l'Ardèche, à cause d'inquiétudes sur la mise en danger des riverains et sur la cohérence des messages autour du renouvellement du Plan de Prévention du Risque Inondation (PPRI). Les enseignements tirés de cette expérience, d'un projet similaire indépendamment lancé en Argentine et d'un projet de floodmapping citoyen en Nouvelle-Zélande, ont été croisés afin de favoriser l'émergence et le succès de projets participatifs sur l'hydrologie des crues (Le Coz et al. 2016b, Le Coz et al. 2016c).

Malgré tout, plusieurs films ont pu être moissonnés suite aux crues survenues sur les bassins expérimentaux pendant le projet, en particulier des films pris depuis des drones, qui s'avèrent souvent très précieux pour de telles estimations de débit (excellente stabilité, très peu de déformation des images par la perspective, points de repère visibles). La comparaison aux mesures de la station amont est en général acceptable, malgré les incertitudes liées à l'estimation du niveau d'eau (Le Coz et al., 2016c).

Un guide méthodologique pour le traitement des films de crue amateurs (Le Boursicaud et al., 2015) a été produit et diffusé, notamment dans le réseau des unités d'hydrométrie et des services de prévision des crues de l'Etat.

La technique a également été déployée lors de campagnes de retour d'expérience HyMex sur les crues de 2013 dans le Sud-Ouest (Payraastre et al., 2014) et de 2015 dans la région de Cannes (Dramais, 2015). Cette dernière application a permis de tester la méthode sur un film de témoin enregistré de nuit et d'estimer le débit ruisselé dans une rue de Cannes à proximité du pic d'intensité de pluie. Cette campagne a permis un test de la procédure proposée dans le guide pour l'exploitation des films amateurs (Le Boursicaud et al., 2015).

A partir d'un film amateur particulièrement intéressant d'un écoulement pulsé pendant une crue du torrent de Saint-Julien (affluent de l'Arc-en-Maurienne), une investigation poussée des incertitudes et comparaison avec les estimations classiques a été réalisée (Le Boursicaud et al. 2016). Sur cet exemple, des corrections simples de la distorsion de l'objectif (*fish-eye*) et du mouvement de la caméra incohérent et limité (*shake*) ont été appliquées avec succès, et les erreurs liées ont été réduites à quelques pourcents (Figure 6-10).

¹⁷ <https://floodscale.irstea.fr/donnees/videos-amateurs-de-rivieres-en-crue>



(a) Time averaged image sequence



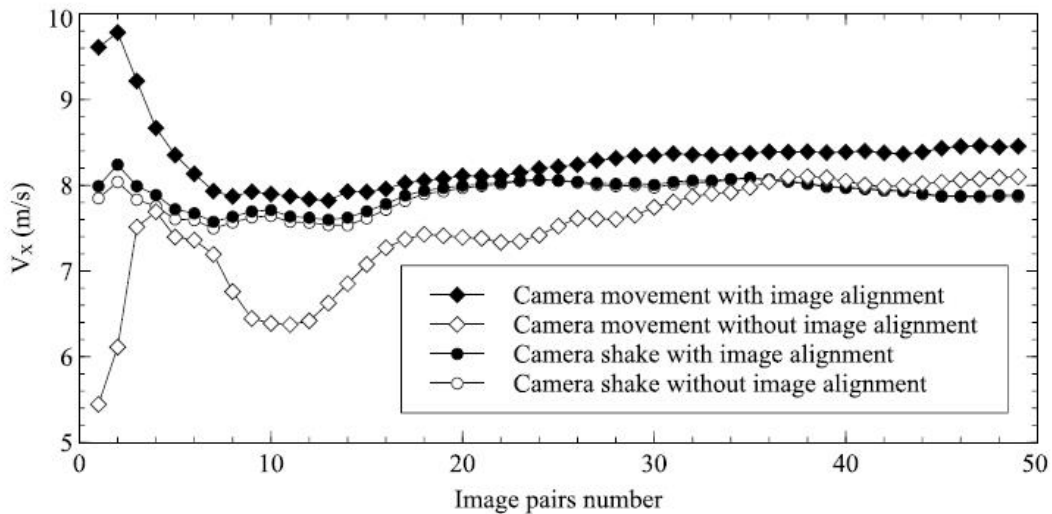
(b) Time averaged aligned image sequence



(c) Time averaged image sequence



(d) Time averaged aligned image sequence



(e) Cumulative average values of streamwise velocity component, V_x , calculated at the reference cross-section with and without image alignment for the two types of movement

Figure 6-10 : Impact de l'alignement de l'image pour un mouvement de la caméra cohérent ((a) et (b)) ou incohérent (shake) ((c) et (d)), avec les moyennes cumulées des vitesses moyennes LSPIV obtenues avec ou sans correction de ces mouvements (e) (tirée de Le Boursicaud et al. 2016)

Tester les différents niveaux de résolution d'image proposés par YouTube a montré que la différence de vitesse longitudinale moyenne temporelle est inférieure à 5% par rapport à la pleine résolution. Un nombre limité de points d'ancrage (GRPs), typiquement dix, est nécessaire, mais ils doivent être distribués de manière adéquate autour de la zone d'intérêt. La détermination indirecte du niveau de l'eau est la principale source d'incertitude dans les résultats, généralement beaucoup plus que les erreurs dues à la pente longitudinale et aux ondulations de la surface libre de l'écoulement. La vélocimétrie image a donné des

estimations directes du débit de base entre les passages de vagues dans l'écoulement, du débit de ces ondes pulsées et de la moyenne temporelle du débit sur une séquence de film, comprenant une série de cinq ondes pulsées. Une comparaison avec les méthodes traditionnelles de détermination indirecte du débit de crue a montré que l'application d'une formule de déversoir peut produire des résultats très biaisés pour un tel écoulement instable et rapide, alors que l'application de la formule de Manning-Strickler semble être plus robuste, mais surestime le débit moyen dans le temps si elle est appliquée aux marques de hautes eaux d'un écoulement pulsé. Outre la mesure directe des vitesses en surface et l'estimation du débit, l'analyse de vidéos permet aussi d'analyser le comportement hydraulique de l'écoulement en crue, permettant ainsi de réduire les incertitudes associées aux techniques traditionnelles de retour d'expérience post-crue.

6.6 Quantification des incertitudes sur les débits

6.6.1 Incertitudes sur les courbes de tarage : BaRatin

Le projet a été l'occasion de poursuivre le développement et la diffusion opérationnelle de la méthode et du logiciel BaRatin pour l'analyse des courbes de tarages et des incertitudes associées. Le logiciel BaRatin (Le Coz et al., 2014), compatible avec le logiciel BAREME utilisé par les services hydrométriques d'Etat en France, permet la construction de courbes de tarage avec estimation des incertitudes associées, en combinant une information *a priori* sur les contrôles hydrauliques et l'information contenue dans les jaugeages. Les résultats sont exprimés sous forme d'un grand échantillon de courbes de tarage possibles, permettant de calculer l'enveloppe d'incertitude au niveau de confiance souhaité (en général 95%). Cette technique permet de propager les incertitudes sur les hydrogrammes à différents pas de temps, les indicateurs hydrologiques statistiques qui en sont tirés, et toute autre utilisation (modélisation hydrologique en particulier).

Les incertitudes des jaugeages sont considérées individuellement pour chaque jaugeage, même si des incertitudes forfaitaires par type de jaugeage peuvent être définies. Les incertitudes exprimées par l'utilisateur sur sa connaissance *a priori* des contrôles hydrauliques sont également prises en compte. Cette connaissance *a priori*, même très incertaine, permet de définir le nombre et la nature des contrôles (et donc l'équation de la courbe de tarage) ainsi que les distributions *a priori* des paramètres de cette équation.

L'incertitude totale sur la courbe de tarage ainsi obtenue comporte deux composantes :

- l'incertitude « paramétrique », liée au calage des paramètres de l'équation de la courbe de tarage ;
- l'incertitude « restante » (ou « structurelle »), liée aux imperfections de l'équation utilisée (le « modèle ») pour représenter la réalité de la relation hauteur-débit sur le site de la station hydrométrique.

En plus de ces deux composantes d'incertitude liées à la courbe de tarage, l'incertitude totale sur l'hydrogramme (et les calculs hydrologiques dérivés) comporte des composantes d'incertitude supplémentaires liées au limnigramme (voir section 6.6.2).

La quantification des incertitudes hydrométriques n'est pas seulement un exercice académique, et ne se limite pas à fournir une information additionnelle à l'utilisateur sur la qualité des données : c'est le seul moyen pratique de résoudre les problèmes qui se posent au producteur de données pour construire la courbe de tarage à partir de connaissances hydrauliques *a priori* et de données de calage (jaugeages) incertaines et en quantité toujours limitée. Ceci est particulièrement vrai pour l'établissement du haut des courbes de tarage, pour la mesure des débits en crue : seule la prise en compte des incertitudes quantitatives

permet de combiner objectivement et de façon argumentée les connaissances hydrauliques *a priori* (y compris issues de modèles numériques) avec les informations contenues dans les jaugeages de crue ou estimations de débit post-événement, observations affectées d'incertitudes variables et en général plus grandes que pour les autres jaugeages. Il a été ainsi possible de calculer l'impact sur les courbes de tarage et sur leur enveloppe d'incertitude de l'apport de jaugeages sans contact (Figure 6-11, Branger et al. 2015, Welber et al. 2016), et plus généralement des diverses stratégies pour mesurer, estimer et modéliser les débits en conditions de hautes eaux.

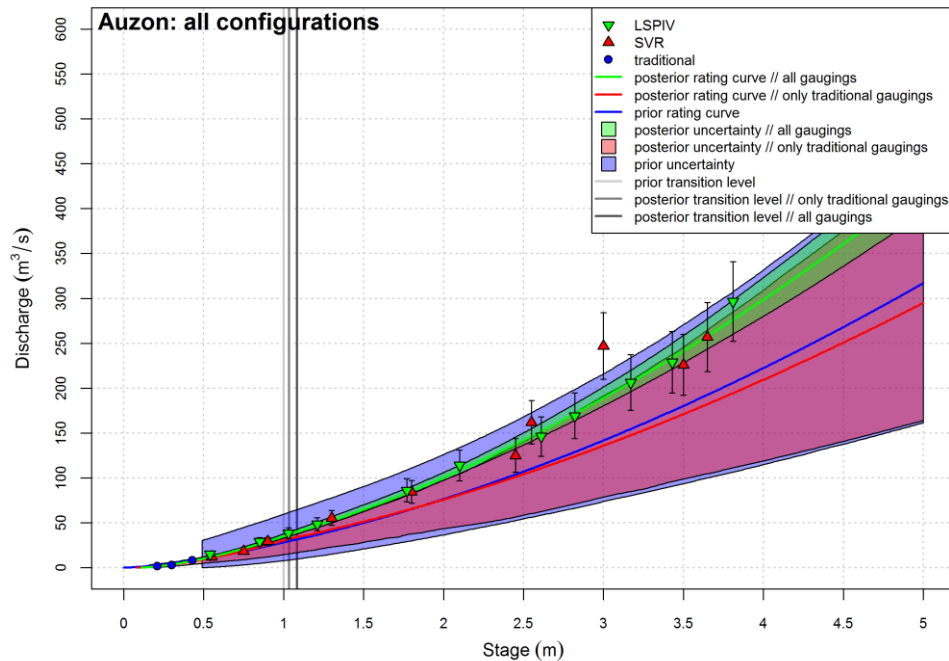


Figure 6-11 : Analyse bayésienne de la courbe de tarage hauteur-débit de l'Auzon à Vogüé-gare, station hydrométrique mise en service dans le cadre du projet FloodScale, équipée d'un dispositif de jaugeage automatique par rafales d'images. Les résultats obtenus avec le logiciel BaRatin montrent comment la courbe de tarage et son enveloppe d'incertitude à 95% évoluent grâce à l'ajout des jaugeages sans contact (SVR et LSPIV) aux jaugeages traditionnels intrusifs, seulement disponibles à bas débit pour cette station récente d'accès difficile, (tirée de Branger et al. 2015)

Les principaux développements de BaRatin ont porté sur le modèle d'erreur restante ou « structurelle » (liée à l'équation de courbe de tarage choisie), sur la prise en compte des incertitudes sur les hauteurs jaugées, sur la gestion des détarages par applications successives (BaRatin-Batch), sur la propagation des incertitudes du limnigramme et de la courbe de tarage aux hydrogrammes et débits caractéristiques (cf. section 6.6.2) et sur l'utilisation de modèles alternatifs pour les courbes de tarage complexes (cf. thèse de Valentin Mansanarez 2013-2016¹⁸) : hystérésis hauteur-débit due à la propagation de crue, remous aval variable (courbes à deux niveaux) et rugosité variable (Mansanarez et al., 2016), détarages morphodynamiques, etc. L'application de ces méthodes a confirmé que les stations hydrométriques des bassins du projet, malgré des montées de crue rapides, ne présentaient qu'un effet d'hystérésis négligeable, du fait de pentes du lit relativement importantes. Plusieurs stations du SPC-Grand Delta sur l'Ardèche, en particulier l'Ardèche à Meyras-Barutel, ont servi de cas-tests pour étudier la prise en compte des détarages morphodynamiques, puisque chaque crue

¹⁸ Mansanarez, Valentin. Relations hauteur-débit non univoques : analyse bayésienne des courbes de tarage et des incertitudes associées. Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement ; Université de Grenoble ; en cours pour soutenance fin 2016.

importante s'accompagne d'un enfoncement des contrôles hydrauliques, chaque période de stabilité étant le plus souvent bien documentée par des jaugeages.

Le développement de la méthode s'est accompagnée d'un important travail de diffusion opérationnelle et de formation, à travers notamment : le développement de l'interface graphique BaRatinAGE¹⁹, la mise en place d'une licence individuelle gratuite, des formations (en particulier pour les partenaires du projet), une forge logicielle en ligne, deux listes de diffusion développeurs et utilisateurs et un manuel utilisateur (Le Coz et al., 2013). La méthode a été utilisée par des partenaires opérationnels et académiques en France et à l'étranger. Elle a assez systématiquement été mise en œuvre sur les stations des partenaires du projet FloodScale, soit 7 stations sur le bassin de l'Ardèche (les 4 stations LS-PIV recherche, 3 stations recherche sur le sous-bassin de l'Auzon, ainsi que 7 stations du réseau opérationnel) et 11 stations sur le bassin des Gardons. Il est important de noter que l'intégration de la méthode BaRatin dans les pratiques des gestionnaires des stations de recherche a constitué un gain important dans la connaissance desdites stations. C'est une pratique qui est maintenant systématique pour le suivi et l'installation de nouvelles stations.

6.6.2 Propagation des incertitudes sur les hydrogrammes et les signatures hydrologiques

Les incertitudes hydrométriques dues aux erreurs de mesure de la hauteur d'eau sont généralement négligées dans les approches probabilistes prometteuses qui ont émergé dans la dernière décennie pour analyser les courbes de tarage. Or la propagation de ces erreurs du limnigramme impacte plus ou moins fortement l'incertitude de l'hydrogramme et des calculs hydrologiques selon la sensibilité des contrôles hydrauliques de la station. Un modèle d'erreur original a été introduit dans BaRatin pour propager les incertitudes du limnigramme dans un cadre probabiliste bayésien (Horner et al., 2016, documentation de BaRatinAGE²⁰). En plus des incertitudes liées à la courbe de tarage, l'incertitude totale sur l'hydrogramme (et les calculs hydrologiques dérivés) comporte deux composantes supplémentaires liées au limnigramme :

- l'incertitude liée aux erreurs non systématiques du limnigramme, ou erreurs indépendantes d'un pas de temps à l'autre (batillage, erreurs aléatoires du capteur) ; l'impact de cette composante diminue rapidement avec l'agrégation temporelle ;
- l'incertitude liée aux erreurs systématiques du limnigramme, ou erreurs constantes ou fortement corrélées par période entre deux recalages du limnigramme sur l'échelle (écart entre capteur et échelle, écart entre niveau à l'échelle et niveau moyen dans la section) ; l'impact de cette composante diminue lentement avec l'agrégation temporelle.

La méthode a été appliquée à des crues mesurées aux stations du projet (voir Figure 6-12) et testée 1) sur un site où le débit issu de la courbe de tarage peut être comparé à une référence précise (Rhône à Bognes) ; 2) sur un site où certains indicateurs hydrologiques de base peuvent être calculés à deux stations hydrométriques le long du même tronçon (Ardèche à Sauze et Vallon, Figure 6-13); et 3) à un panel de sites contrastés.

Ces comparaisons mettent en évidence l'importance de tenir compte des erreurs de hauteur dans le calcul des incertitudes sur les débits. Les erreurs systématiques sur les hauteurs doivent être considérées, en particulier pour les moyennes de débit à long terme. La contribution relative des erreurs de hauteur au bilan d'incertitude, en plus des erreurs de la courbe de tarage, dépend des caractéristiques du site, des informations disponibles pour

¹⁹ <https://forge.irstea.fr/projects/baratin>

²⁰ https://forge.irstea.fr/projects/baratinage_v2

construire la courbe de tarage, du régime hydrologique au cours de la période considérée, et du pas de temps auquel les données de débit sont agrégées.

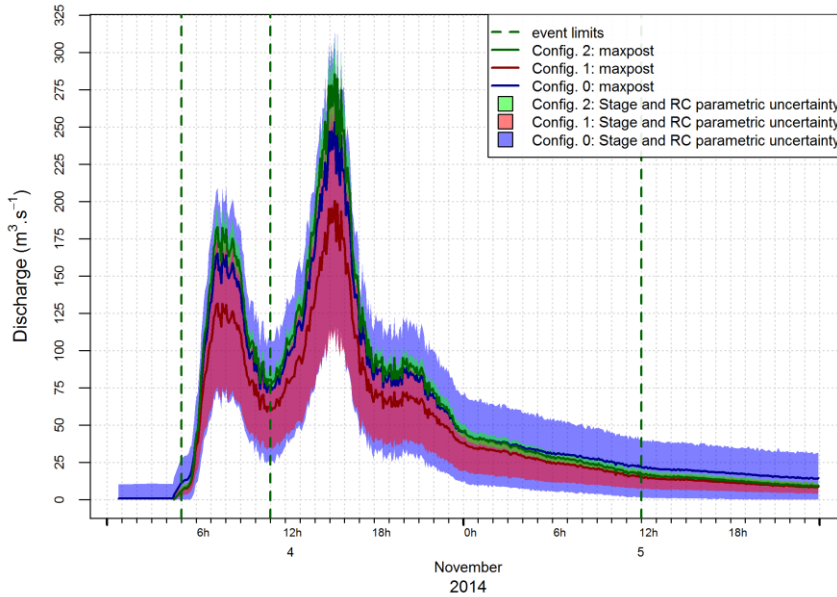


Figure 6-12 : Analyse bayésienne de l'hydrogramme de l'Auzon à Vogüé-gare pendant les crues de novembre 2014 ; l'hydrogramme et son enveloppe d'incertitude à 95% sont calculés sans jaugeage (courbe a priori, « Config 0 »), avec seulement les jaugeages traditionnels intrusifs (« Config 1 »), avec tous les jaugeages y compris les techniques sans contact (« Config 2 »), (tirée de Branger et al. 2015)

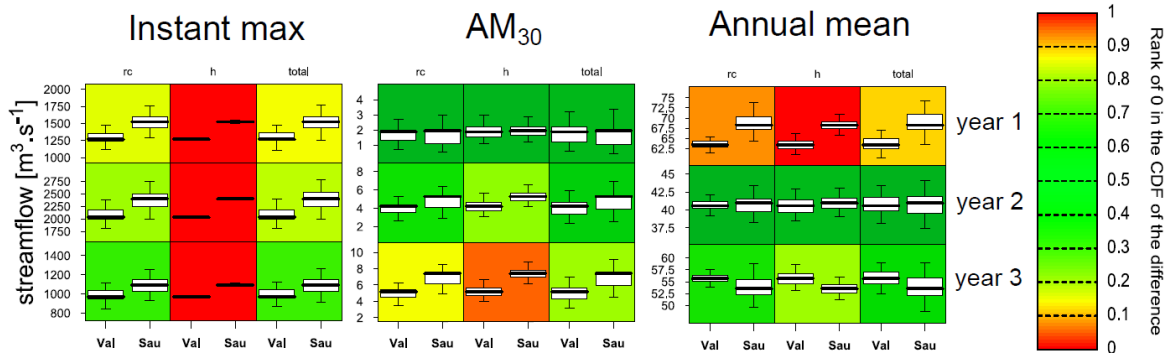


Figure 6-13 : Comparaison de trois indicateurs hydrologiques annuels (débits maximum instantané, minimum moyen sur 30 jours, moyen sur l'année) pour 3 années consécutives aux stations hydrométriques de l'Ardèche à Sauze et Vallon. Les incertitudes sont calculées avec BaRatin en propageant les composantes d'incertitude de la courbe de tarage (« rc »), du limnigramme (« h ») ou les deux (« total »). La comparaison des deux résultats incertains est quantifiée par le rang de 0 dans la cdf de la différence des deux résultats, avec une échelle de couleur subjective assumée, (tirée de Horner et al., en préparation²¹).

Des travaux complémentaires sont actuellement en cours pour intégrer toutes les sources d'incertitude de la courbe de tarage dans les analyses hydrologiques qui utilisent des données de débit. En particulier, nous travaillons actuellement sur le calcul de débits caractéristiques qui sont utilisés en pratique pour la gestion des ressources et des risques hydrologiques (par exemple, la crue centennale Q100 utilisée pour la définition des zones inondables, ou le débit mensuel d'étiage de période de retour 5 ans QMNA5 utilisé pour la gestion des basses eaux)

²¹ Horner, I., Renard, B., Le Coz, J., Branger, F., McMillan, H., 2016. How much are streamflow uncertainties increased by stage measurement errors? A Bayesian approach, J. Hydrology, in preparation.

(Horner et al., en préparation²¹). Plus précisément, nous avons mis au point une méthode utilisant les sorties de BaRatin pour estimer le poids relatif des incertitudes de mesure (erreurs combinées courbe de tarage + limnigramme) et des incertitudes d'échantillonnage (estimation d'un quantile de période de retour élevée sur la base d'une chronique de longueur limitée). Les résultats préliminaires suggèrent que l'importance des incertitudes de mesure varie très fortement en fonction du type de débit caractéristique (crue, étiage ou moyennes eaux), de la longueur de la chronique et des caractéristiques de la courbe de tarage. Elle peut être totalement négligeable dans certains cas (par exemple : estimation du Q100 sur la base d'une série courte et d'une courbe de tarage bien jaugée, auquel cas l'incertitude d'échantillonnage domine largement), ou au contraire dominante (par exemple : estimation d'un débit d'étiage pour une station peu sensible avec un limnigramme très incertain et de nombreuses années de mesure). De plus, ce travail suggère encore une fois que la distinction entre les erreurs systématiques et non-systématiques est primordiale, car leur effet sur l'estimation de débits caractéristiques est très différent.

Ces développements devraient pouvoir à terme permettre l'utilisation de signatures hydrologiques avec incertitudes pour l'évaluation des modèles hydrologiques (voir 7.6.1).

6.7 Analyse des variabilités spatiales et temporelles pluie/débit et signatures hydrologiques

Les données de pluie et de débits (notamment les données opérationnelles de la Banque Hydro²²) disponibles sur la région cévenole ont été exploitées pour caractériser la qualité des données, analyser les échelles spatiales et temporelles de variabilité caractéristiques à différentes échelles. Les différentes estimations de la pluie ont aussi été comparées et l'impact de leur incertitude sur la réponse hydrologique a aussi été quantifié. Ces différents travaux sont décrits dans ce qui suit.

6.7.1 Bilans hydrologiques sur les bassins cévenols

Un des premiers critères de contrôle de la qualité des données hydro-météorologiques est la fermeture des bilans hydrologiques, préalable à toute comparaison avec des modèles continus qui, par construction respectent ce bilan. Ce premier niveau d'analyse des données a été mené sur les stations de mesures de débit de la Banque Hydro et des stations fournies par EDF dans les thèses de Vannier (2013), Adamovic (2014) et repris dans le travail de Coussot (2015).

Il s'agit, à l'aide de chroniques de long terme, de calculer les différents termes du bilan hydrologique : pluie (P), lame écoulée (Q) et évapotranspiration réelle (ETR), en supposant que sur le long terme, les variations de stock dans le sol sont nulles. Pour le calcul de la pluie P et de l'évapotranspiration de référence $ET0$ (FAO, 1998), les données de la base SAFRAN (Vidal et al., 2010) ont été utilisées. Elles présentent l'avantage d'être continues dans le temps. Pour le calcul de la lame écoulée, les données des stations de débits ont été utilisées. Ces dernières présentent en revanche des lacunes dont il convient de tenir compte. Pour les trois variables des moyennes internannuelles des valeurs annuelles ont été calculées. Vannier (2013) avait fait le choix de calculer les moyennes de P et d' $ET0$ sur toute la période de disponibilité des données SAFRAN. Coussot (2015) a montré qu'il était plus cohérent de la calculer sur la même période où les données de débits étaient disponibles, même si cela limite les possibilités de comparaison des bassins entre eux. On a ensuite calculé le coefficient d'écoulement Q/P et analysé sa cohérence spatiale (Figure 6-14).

²² <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

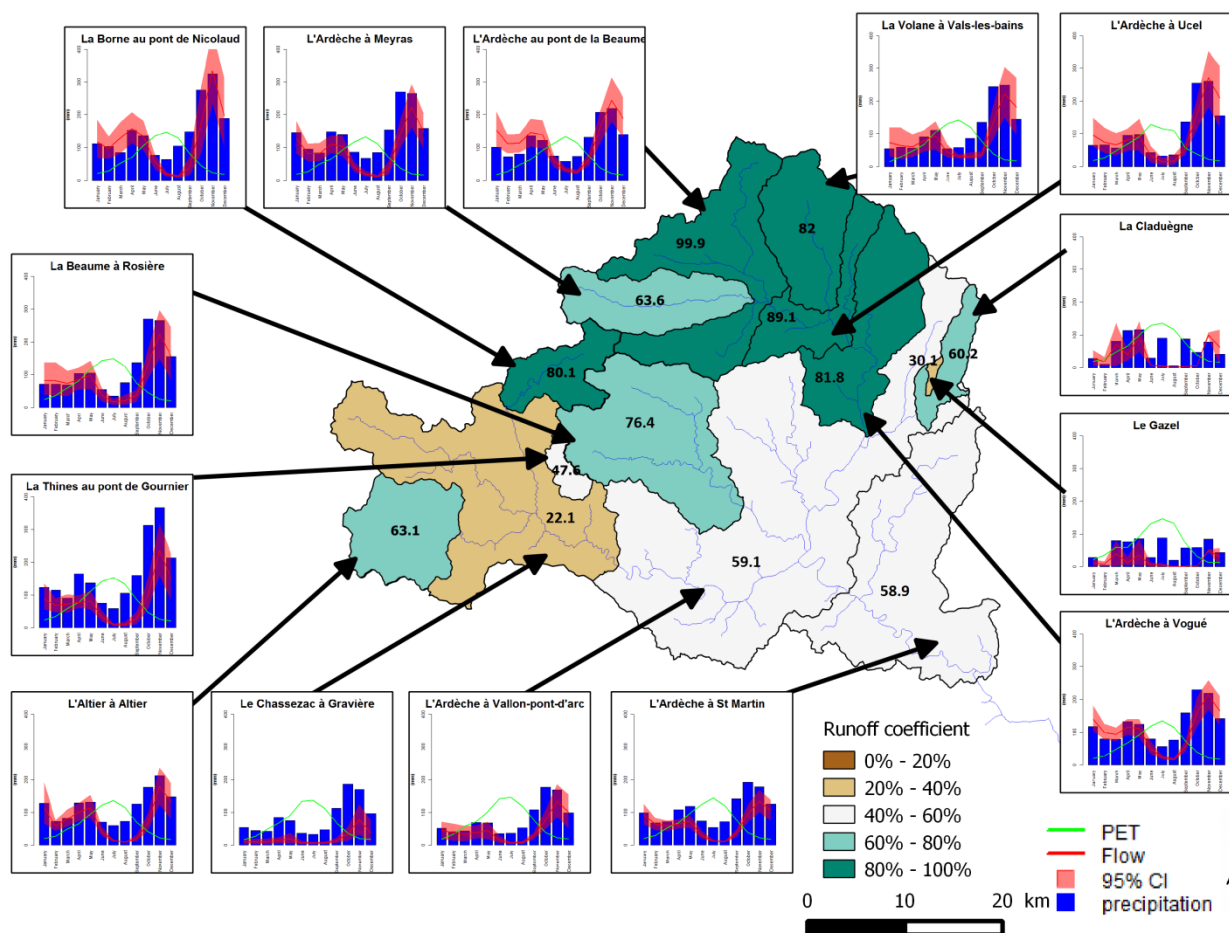


Figure 6-14 : Coefficient d'écoulement annuel moyen (%) (en couleur sur la carte) pour les 14 sous-bassins de l'Ardèche calculé avec les débits de la Banque Hydro et les réanalyses SAFRAN. Les graphes du régime hydrologique mensuel montrent les pluies mensuelles interannuelles (mm), l'ET0 (mm) et l'écoulement (mm) pour la période de mesure disponible. Les intervalles de confiance à 95% ont été dérivés par une méthode Bootstrap. On note un coefficient d'écoulement très faible pour le Chassezac lié aux ouvrages hydroélectriques. On note aussi l'impact des apports de la Loire sur des coefficients d'écoulement forts sur la branche principale de l'Ardèche à partir de Pont de Labeaume. Les valeurs faibles sur Gazel et Claduègne peuvent être liées à la très faible longueur de la chronique (4 ans) qui ne permet pas de calculer des moyennes interannuelles robustes (tiré de Coussot, 2015).

Une autre manière de vérifier les bilans hydrologiques est de comparer l'estimation de l'ETR dérivée du bilan hydrologique ($P-Q$) à l'ET0 (on s'attend à ce que ce rapport soit inférieur à un) ou à l'estimation proposée par la formule de Turc (1951). Cette analyse montre qu'il existe de nombreuses incohérences en termes de fermeture de ces bilans : coefficients de ruissellement trop faibles ou trop élevés, rapport $(P-Q)/ET0$ supérieur à un (Vannier, 2013 ; Coussot, 2015) ou très fortes différences entre $P-Q$ et la formule de Turc (Adamovic et al., 2015) qui peuvent remettre en cause la validité des données. Dans le travail de Adamovic et al. (2015), nous avons supposé que les débits étaient les plus fiables et corrigé la pluie et l'ETR pour fermer les bilans (voir section 0).

6.7.2 Analyse des récessions de débits

Les travaux de modélisation mis en place à l'échelle régionale se sont appuyés sur des simulations continues, nécessitant la prise en compte de l'évapotranspiration et la simulation des régimes hydrologiques complets. Ceci exige des modèles d'être performants, non seulement durant les crues, mais aussi entre les crues. L'hypothèse sous-jacente est qu'une amélioration de la capacité des modèles à reproduire l'ensemble du cycle hydrologique sera bénéfique pour la simulation des crues, grâce à l'amélioration des conditions initiales avant l'épisode. Ceci nous a amené à nous intéresser à l'analyse des récessions de débits, qui peuvent être considérées comme des signatures hydrologiques (Euser et al., 2013).

Deux approches ont été mises en œuvre, la première s'appuyant sur les travaux de Brutsaert et Nieber (1977), l'autre sur l'approche de Kirchner (2009).

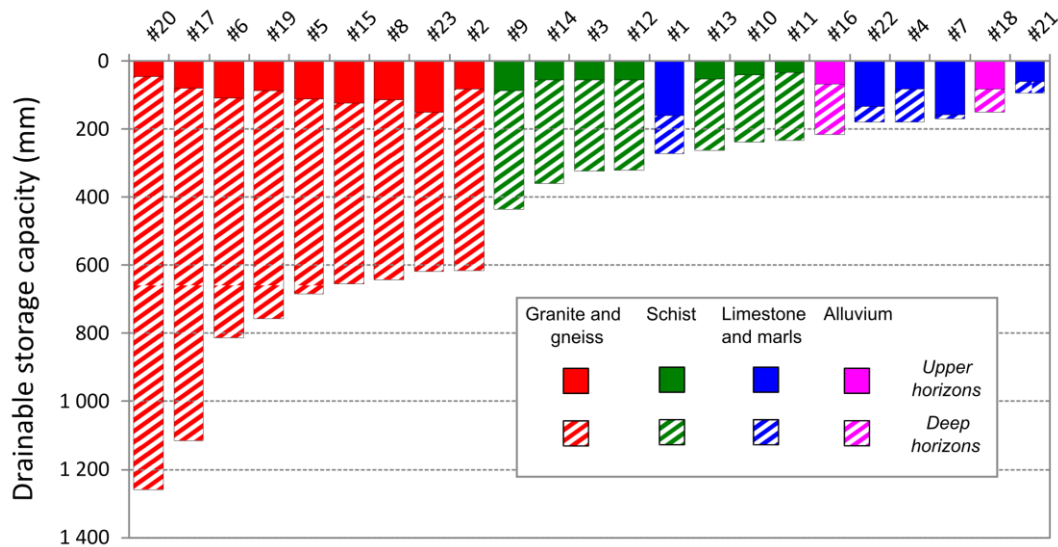


Figure 6-15: Comparaison des capacités de stockage des sols estimées à l'aide des bases de données sol et estimées par analyse des récessions. On compare aussi (trait noir) à une autre estimation proposée dans Vannier et al. (2014) (tiré de Vannier et al., 2014)

Vannier et al. (2014) ont analysé les récessions sur 23 bassins de la région cévenole pour lesquelles des chroniques de débits étaient disponibles dans la Banque Hydro. L'approche proposée par Brutsaert et Nieber (1977) s'appuie sur la portion inférieure des nuages de points variation de débits en fonction du débit, échantillonnés lors des récessions uniquement et suffisamment loin des pics de crue pour ne pas être influencés par les écoulements rapides (Vannier et al., 2014). Moyennant des hypothèses sur la modélisation de ces récessions, cette analyse permet d'estimer la profondeur D des horizons altérés, leur conductivité k et la capacité de stockage, moyennant une hypothèse sur la porosité. Les résultats montrent que les

profondeurs de roches altérées estimées sont très élevées pour certaines géologies (une dizaine de mètres pour le granite). Par ailleurs, la géologie explique de manière remarquable les différences observées (cf Figure 7-3). Les capacités de stockage ainsi estimées sont largement supérieures à celles estimées à partir des seules bases de données sol (Figure 6-15).

Dans le travail de Adamovic et al. (2015), l'analyse des récessions a été menée selon l'approche proposée par Kirchner (2009) (« *Simple Dynamical System Approach – SDSA* – voir détails en section 7.4.1) sur le bassin de l'Ardèche dans un premier temps. Sur les 15 sous-bassins jaugés disponibles, le jeu de bassins d'étude a été réduit à 4 sous-bassins, qui répondaient aux critères requis : hydrologie naturelle (non influencée par les barrages hydro-électriques) et qualité suffisante des stations hydrométriques à bas débit (voir Figure 7-8). Conformément à l'approche décrite par Kirchner, on a utilisé des données à pas de temps horaire, entre les années 2000 et 2008. Deux sources de données ont été utilisées pour la pluie : le poste pluviométrique le plus proche, issu de la base HyMex, et la réanalyse SAFRAN produite par Météo-France. L'évapotranspiration de référence ETO a été calculée à partir de la réanalyse SAFRAN selon la formule de Penman-Monteith. Sur trois des bassins tests, un ajustement de la pluie et de l'évapotranspiration de référence a été nécessaire pour avoir un bilan hydrologique satisfaisant (voir détails dans Adamovic et al., 2015).

La SDSA a été appliquée avec les modifications suivantes par rapport à la méthode originale de Kirchner :

- Les pas de temps sans pluie et sans ETO sont définis comme les pas de temps nocturnes (période entre le coucher et le lever du soleil), avec un cumul de pluie inférieur à 0.1 mm dans les 6 h précédentes et les 2 h suivantes (similaire à Krier et al., 2012) ;
- Seule la période de Novembre à Mars est considérée, de façon à limiter l'impact de l'évapotranspiration (période sans influence de la végétation) ;
- Pour le calcul du débit, on a fait l'hypothèse que l'évapotranspiration réelle $AET = PET = kcETO$. kc est le coefficient cultural, dépendant de l'occupation du sol dominante du bassin et variant au fil d'une année. Les valeurs de kc ont été fixées selon la base de données de la FAO (FAO, 1998).

Les résultats de l'extraction de la fonction $g(Q)$ pour le bassin versant de l'Ardèche à Meyras sont représentés à titre d'exemple sur la Figure 6-16 (gauche). La pertinence des fonctions $g(Q)$ obtenues pour chaque sous bassin a été testée de deux manières :

- Reconstruction de la pluie journalière à partir des variations du débit (concept de « hydrology backwards », Kirchner, 2009) ;
- Simulation pluie-débit. Adamovic et al. (2015) montrent que, une fois les données de pluie et d'évapotranspiration corrigées pour que les bilans hydrologiques des bassins soient fermés, l'approche peut être appliquée avec succès à des bassins Méditerranéens. Les résultats sont moins bons en années sèches et en conditions sèches lorsque la végétation est active, mais ils sont tout à fait satisfaisants en années/conditions humides. La Figure 6-16 (droite) illustre les résultats de ce modèle et l'impact de la correction des données (voir aussi section 7.4).

Les résultats montrent que l'approche SDSA, supposant que le débit est fonction du stock d'eau total dans le bassin et que le flux de sub-surface est le processus dominant est pertinente pour les bassins Méditerranéens d'étude, principalement en hiver, en conditions humides et durant la période non-végétative. L'analyse d'Adamovic et al. (2015) montre aussi que les paramètres de la fonction de sensibilité du débit sont assez sensibles au choix des données utilisées pour leur estimation (période végétative ou non-végétative, définition de la période végétative). Nous avons aussi mis en évidence un fort impact de l'évapotranspiration sur la fonction de sensibilité du débit durant la période végétative. L'approche de système

dynamique simple proposée par Kirchner (2009) est mise en défaut quand l'évapotranspiration représente une part importante du bilan hydrologique, ce qui suggère qu'il faudrait améliorer la représentation de l'évapotranspiration réelle *AET* dans la modélisation.

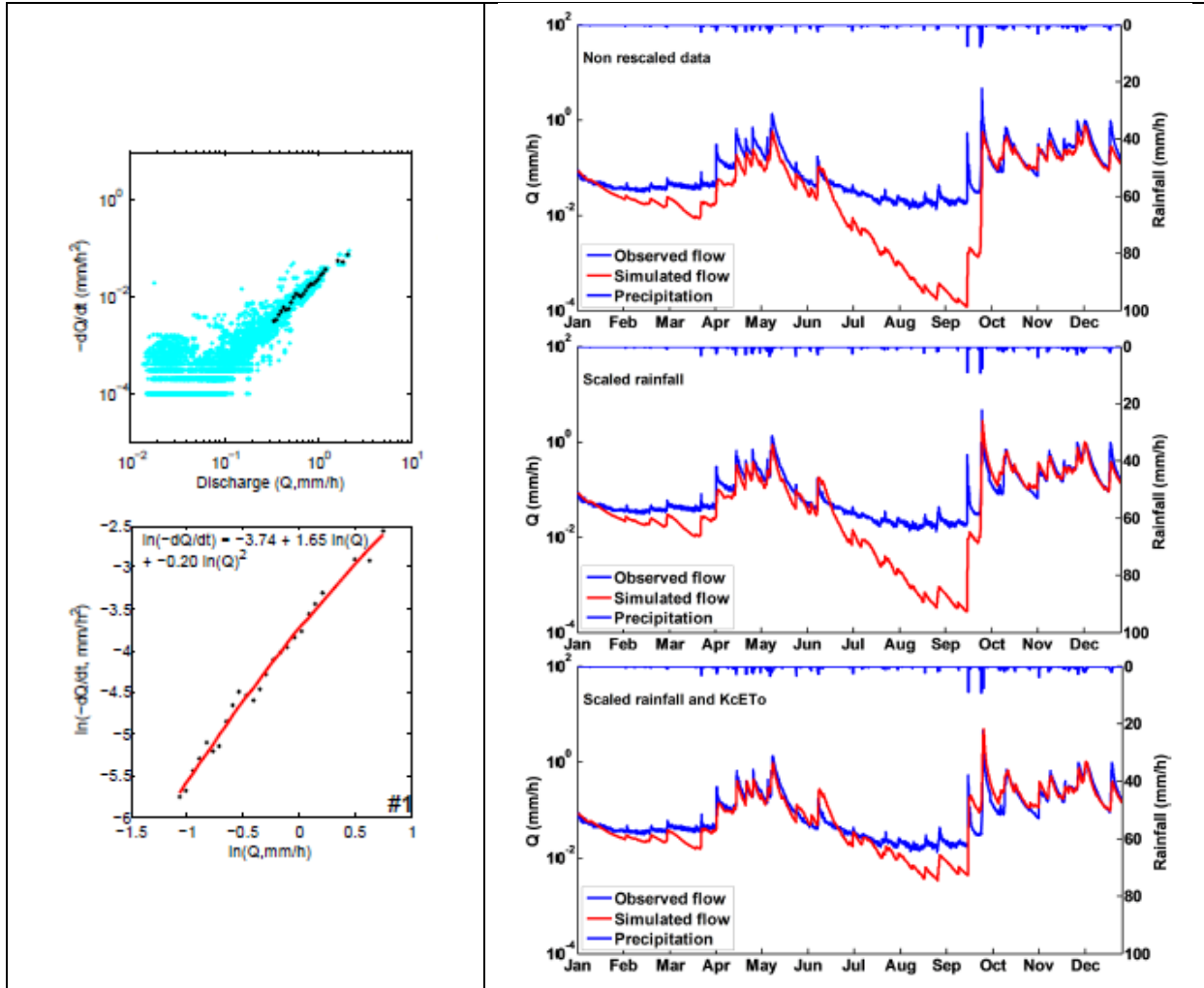


Figure 6-16 : Gauche : application de l'analyse de récession proposée par Kirchner (2009) à la station de Meyras (haut) et ajustement d'un polynôme de degré 2 (bas). Droite : simulation des débits pour l'année 2000 sur le bassin de l'Altier à Goulette, sans correction de la pluie et de l'évapotranspiration (haut), avec correction de la pluie uniquement (milieu) et avec la correction de la pluie et de l'évapotranspiration (bas) (tiré de Adamovic et al., 2015).

Le travail de Master de Coussot (2015) a consisté à appliquer la même méthode sur un échantillon plus large de bassins : 30 au total couvrant l'ensemble de la région Cévennes, incluant 17 des bassins traités par Vannier et al. (2014). Coussot (2015) a également testé plusieurs méthodes et critères pour extraire les pas de temps sur lesquels la fonction de sensibilité au débit est ajustée. Pour 10 de ces bassins, la fonction $g(Q)$ ajustée n'a pas permis de calcul de débit stable (paramètre $C3$ positif). Les conclusions sont les mêmes que celles d'Adamovic et confirment que le calage de la fonction de sensibilité du débit est très sensible à la méthode de sélection des récessions.

6.7.3 Utilisation de l'approche de Viglione et al. (2010) pour l'analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie et de la réponse hydrologique

Pour analyser la variabilité spatiale et temporelle de la pluie et de la réponse hydrologique, Vannier (2013) a testé l'intérêt de la méthode de Wood et Sivapalan (1999), telle que revisitée par Viglione et al. (2010). Cette approche suppose qu'en tout point et à tout instant, le ruissellement est le produit de la pluie par le coefficient de ruissellement local. Moyennant cette hypothèse, des développements permettent d'exprimer les moyennes spatiales et/ou temporelles du ruissellement en fonction des moyennes spatiales de la pluie et du coefficient de ruissellement et de leurs covariances spatiales et/ou temporelles avec l'introduction de 4 termes :

- 1/ R1 est le produit des moyennes spatiales et temporelles de la pluie et du coefficient de ruissellement ;
- 2/ R2 est la covariance temporelle des moyennes spatiales de la pluie et du coefficient de ruissellement ;
- 3/ R3 est la covariance spatiale des moyennes temporelles de la pluie et du coefficient de ruissellement ;
- 4/ R4 est la moyenne spatiale des covariances temporelles des écarts à la moyenne spatiale de la pluie et du coefficient de ruissellement. Ce terme R4 a été introduit par Viglione et al. (2010). Il découle du relâchement de l'hypothèse de stationnarité de l'événement météorologique à l'origine de la crue, faite initialement par Woods et Sivapalan (1999). Ce terme R4, un peu complexe à interpréter, est dû à la variation spatiale de la covariance temporelle de la pluie et du coefficient de ruissellement. C'est un terme lié à l'advection spatiale de l'événement météorologique.

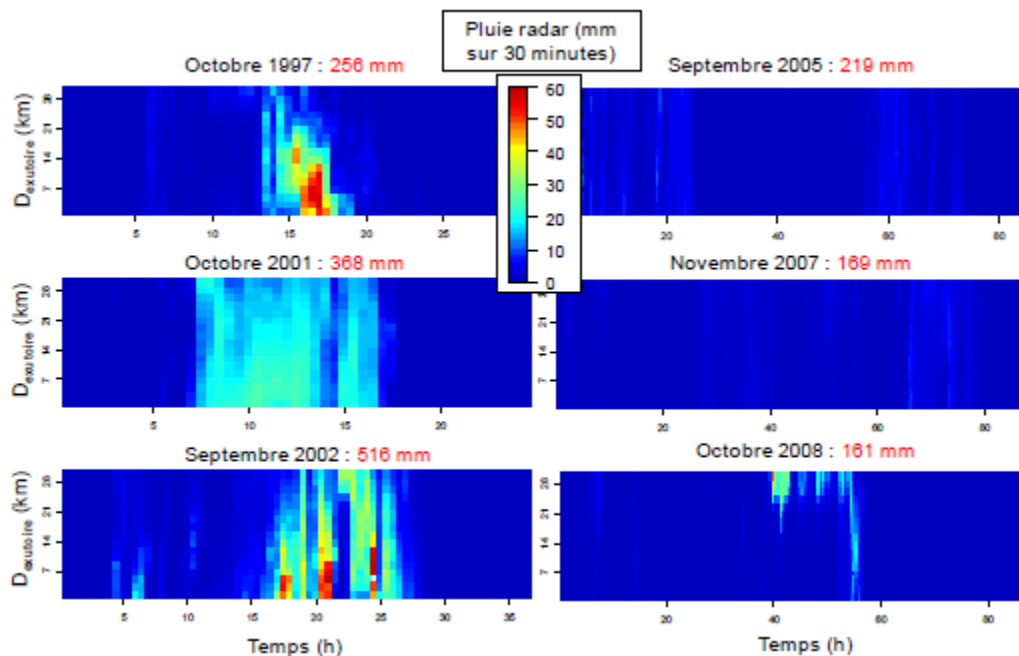


Figure 6-17 : Représentation des 6 épisodes pluvieux étudiés sur l'Avène dans un même espace distance à l'exutoire/temps, figure tirée de Vannier (2013)

Pour une application pratique, on se ramène à une représentation de la pluie et de la réponse hydrologique dans un espace à deux dimensions : le temps et la distance à l'exutoire, moyennant une hypothèse de vitesse de transfert constante et égale à 1 m s^{-1} . L'approche a été appliquée à l'épisode de septembre 2002 dans le Gard et à un jeu de 6 épisodes sur l'Avène.

La Figure 6-17 illustre d'une part la variabilité de la pluie pour les 6 épisodes dans l'espace distance à l'exutoire/temps et la Figure 6-18 montre les contributions des différents termes R1 à R4 pour les 6 épisodes. On voit que sur les épisodes étudiés, les termes R1 et R2 dominent avec un terme R2 plus important pour les épisodes courts et intenses (octobre 1997 et octobre 2008) et un terme R1 dominant pour les épisodes plus homogènes et longs.

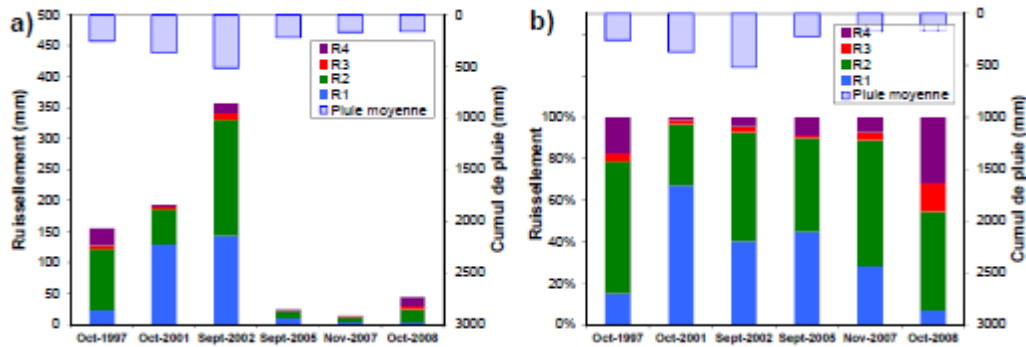


Figure 6-18 : Décomposition des 6 épisodes étudiés sur l'Avène selon les termes R1 à R4 avec la contribution absolue (gauche) et la contribution relative (à droite), figure tirée de Vannier (2013)

6.7.4 Caractérisation de la variabilité de la pluie sur les bassins de taille moyenne

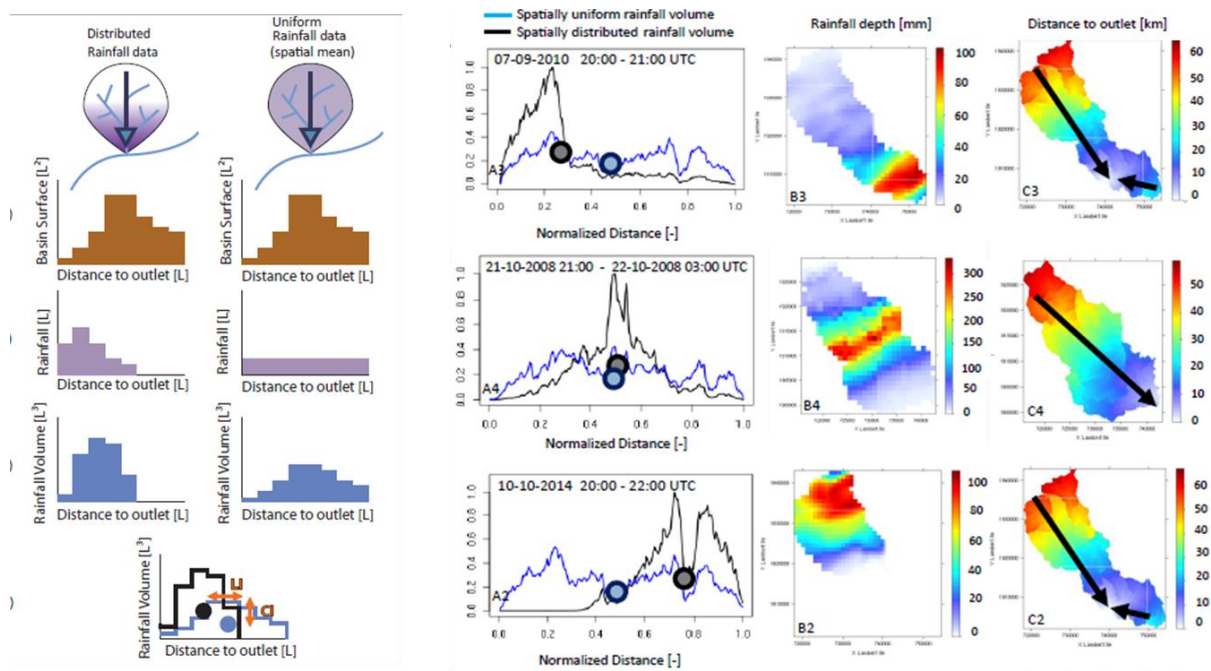


Figure 6-19: Principe du calcul des indices de variabilité de la pluie au sein du bassin versant et illustration de pluies concentrées à l'aval, en milieu et à l'amont d'un bassin.

L'influence sur la réponse hydrologique de la variabilité interne de la pluie au sein du bassin versant demeure une question ouverte dans la littérature. A l'aide des réanalyses de pluie de l'OHM-CV sur la période 2007-2014, A. Wijbrans, dans son travail de thèse, a effectué une caractérisation systématique de cette variabilité au moyen de 2 indices, dits de localisation (IL) et de concentration (IC), pour un échantillonnage de bassins versants cévenols couvrant une gamme de surface de 10 à 500 km². Pour l'estimation des indices

(Figure 6-19), on construit, à partir de la répartition des surfaces en fonction de la distance à l'exutoire et de la répartition spatiale de la pluie, les courbes de répartition du volume de pluie en fonction de la distance à l'exutoire pour la pluie spatialement distribuée et la pluie supposée uniformément distribuée. L'indice IL est la différence entre les centres de gravité de ces courbes en fonction de la distance à l'exutoire qui traduit donc la position amont, « neutre » ou aval du volume de pluie par rapport au cas de la pluie considérée comme uniforme. L'indice IC est également la différence des centres de gravité calculée cette fois par rapport à l'axe des abscisses (volume de pluie) ; il traduit la plus ou moins grande concentration du volume de pluie sur une partie du bassin.

La Figure 6-20 montre l'évolution des indices de variabilité en fonction de la taille des bassins versants. On constate que, très naturellement, la variabilité interne augmente avec la taille des bassins, que ce soit en termes de localisation ou de concentration. Il n'apparaît pas *a priori* de localisation préférentielle amont ou aval sur ces graphes. Le caractère « concentré » des pluies augmente assez continument avec la surface. Cela est sans doute à mettre en relation avec l'intermittence de la pluie et la taille des cellules convectives. Ces distributions sont également analysées pour détecter des cas extrêmes de variabilité, tels ceux présentés sur la Figure 6-19. On peut en effet penser que la variabilité interne de la pluie ne va jouer que pour un ensemble limité de cas caractérisés par une variabilité spatiale marquée et durable sur les temps caractéristiques des bassins versants, avec là encore une dépendance forte à la surface du bassin versant.

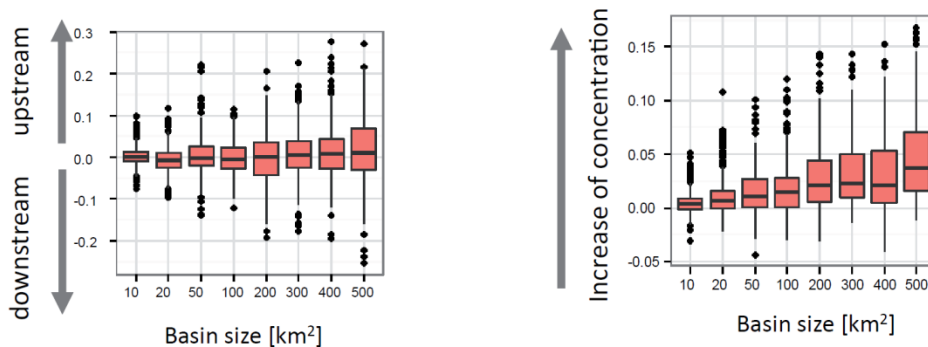


Figure 6-20: Evolution des indices de localisation (gauche) et de concentration (droite) en fonction de la surface des bassins versants

6.7.5 Impact de la variabilité de la pluie, de sa description et de son incertitude sur la réponse hydrologique

Dans le cadre du stage de H. Suspène (2015), différents produits de pluie issus du projet ont été utilisés en entrée du modèle SIMPLEFLOOD (Adamovic et al., 2016b, voir section 7.4) sur le bassin de l'Ardèche, afin de quantifier la sensibilité de la réponse hydrologique à la spécification de la pluie et à son incertitude. Une méthodologie a aussi été proposée pour comparer la manière dont différents champs pluvieux rendent compte de la variabilité spatio-temporelle de pluie (Braud et al., 2015).

Les produits de pluie considérés sont :

- Les pluies des réanalyses horaires SAFRAN disponibles sur des mailles de 8x8 km² (Vidal et al., 2010) (référence utilisée par Adamovic et al., 2016b)
- Une première version des réanalyses pluviométriques (où les données n'avaient pas été corrigées pour bien respecter les valeurs journalières observées) à la résolution

1x1 km² décrites en section 6.2.1, avec utilisation des valeurs journalières divisées par 24, lorsque des données horaires n'étaient pas disponibles (période 2007-2012).

- Une première version (Renard et al., 2011b) de 100 réalisations de champs de pluie horaires simulés à une résolution de 2x2 km² par le générateur SAMPO (voir section 6.3.2) conditionnés aux données des pluviomètres disponibles (2000-2008)

L'ensemble des données pluviométriques ont été interpolées sur le maillage du modèle SIMPLEFLOOD (238 sous-bassins de taille moyenne 10 km²) sur le bassin de l'Ardèche.

La variabilité spatiale et temporelle de la pluie a été décrite à l'aide de l'approche de Viglione et al. (2010) déjà présentée en section 0 (voir aussi Figure 6-17) et des indices pluviométriques proposés par Emmanuel et al. (2014) ont aussi été calculés (ces indices ont par la suite été revisités par A. Wijbrans, voir section précédente) et Zoccatelli et al. (2010). L'avantage de cette représentation est qu'elle permet de comparer la manière dont différents produits pluviométriques représentent la variabilité de la pluie (Figure 6-21). Les réanalyses radar et les données SAMPO sont assez proches, alors que SAFRAN lisse beaucoup.

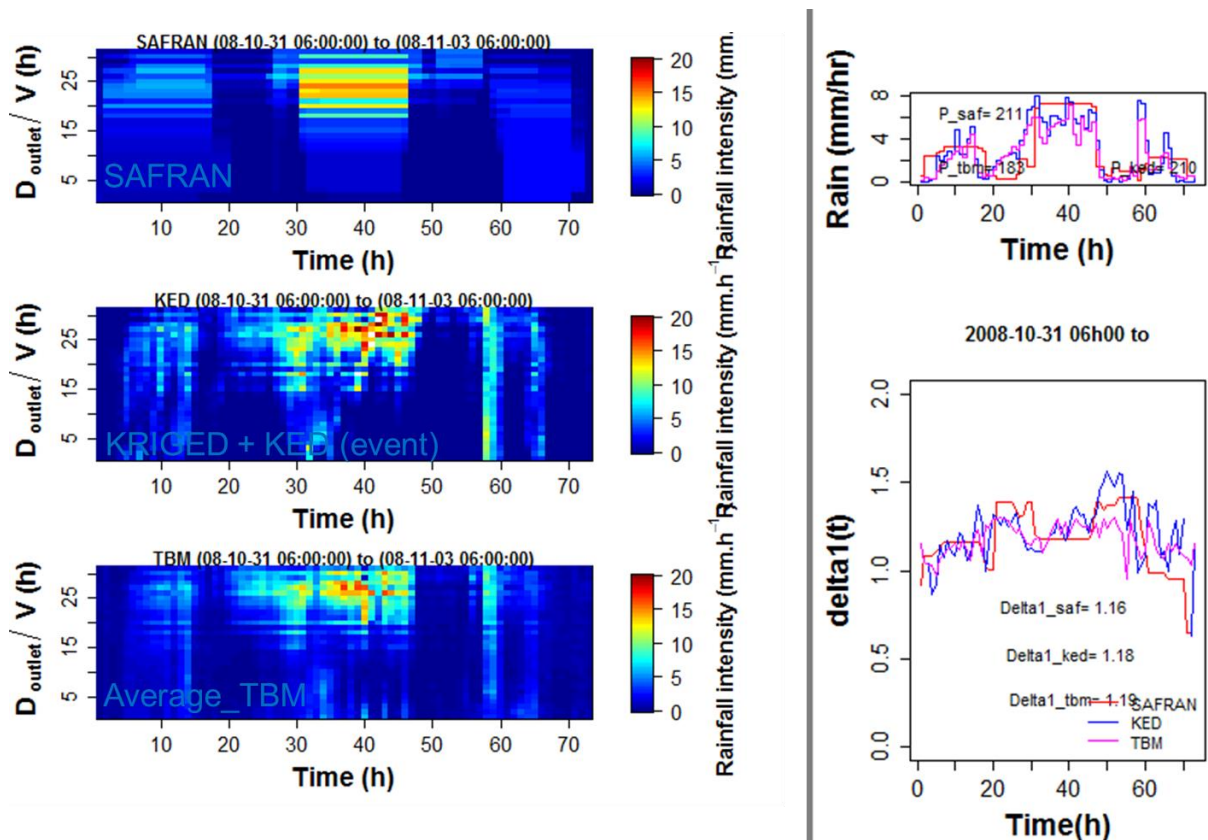


Figure 6-21 : Gauche : représentation dans un espace distance à l'exutoire/temps de l'intensité de pluie moyennée sur le maillage du modèle SIMPLEFLOOD de l'épisode du 31/10 au 03/11/2008 sur l'Ardèche pour les pluie SAFRAN (haut), réanalyses radar+ pluviométrique (KED, milieu) et moyenne des 100 simulations SAMPO (TBM, bas). Droite : haut : évolution temporelle de la pluie moyenne de bassin ; bas : indice $\delta_1(t)$ de Zocattelli et al. (2010) pour les trois jeux de pluie ($\delta_1(t)$ vaut 1 si la pluie est homogène, >1 si la pluie est concentrée à l'amont et <1 si elle est concentrée à l'aval (tiré de Braud et al., 2015)).

L'application du modèle SIMPLEFLOOD sur les années communes aux différents produits de pluie (2007-2008) ne montre pas d'améliorations systématiques lorsque des pluies à résolution plus fine sont utilisées, contrairement à ce qu'on aurait pu attendre. Les améliorations semblent plus notables sur les petits bassins, ce qui est cohérent avec les

résultats présentés Figure 6-4. L'incertitude des pluies, telles qu'appréhendée par les simulations SAMPO ne permettent pas toujours de compenser la sous-estimation assez systématique des volumes par le modèle (Braud et al., 2015).

Compte tenu des limitations du modèle SIMPLEFLOOD en période sèche (voir section 7.4) et du maillage relativement grossier utilisé, l'exercice mériterait d'être refait en utilisant les dernières versions des réanalyses et des simulations SAMPO, une résolution plus fine pour le maillage de SIMPLEFLOOD avec des mailles de taille de 1-2 km² et un modèle amélioré en conditions sèches.

6.8 Synthèse et conclusions

Dans cette partie, nous avons mis en évidence les avancées significatives obtenues dans le cadre du projet sur l'estimation quantitative des précipitations et des incertitudes associées, ainsi que sur l'hydrométrie en crue et la quantification des erreurs associées.

Les travaux menés ont permis la mise en évidence de l'intérêt de la fusion radar/pluviographes pour l'estimation quantitative des précipitations, avec quantification de l'erreur d'estimation associée sur des grilles régulières ou des maillages hydrologiques (sous-bassins de 5-100 km²). Les travaux en cours (thèse de R. Navas au LTHE²³) visent à proposer des simulations stochastiques qui permettront de prendre en compte la structure spatiale des erreurs d'estimation de ces pluies et de disposer de plusieurs réalisations plausibles des champs de pluie, pour représenter l'incertitude sur la pluie. Dans cette même ligne d'approches, le simulateur stochastique de pluie SAMPO a été enrichi pour prendre en compte les hétérogénéités dans l'espace liées par exemple à l'orographie (thèse de Chen Sheng en cours à Irstea). Un nouveau jeu de réalisations plausibles des champs de pluie sur la zone cévenole, conditionné par les observations horaires aux pluviographes a aussi été produit, ce qui permet d'aborder la quantification des incertitudes par une autre approche que celle développée à partir des réanalyses radar-pluvio. Enfin, des travaux ont permis d'affiner la connaissance sur la statistique des événements pluvieux extrêmes.

En termes d'hydrométrie de crue, les objectifs initiaux du projet ont largement été dépassés. Outre une validation des approches de mesures de débit sans contact (utilisation de radar de vitesse portables, utilisation de caméras fixes, exploitation de films amateurs), la production de protocoles de mesures bien documentés, il faut souligner l'effort de diffusion dans les services opérationnels, notamment des mesures par radar de vitesse. Ces mesures permettent d'enrichir les mesures de débits pour les valeurs fortes, ce qui n'était pas possible avec les mesures traditionnelles. Les mesures par caméra sont aussi très utiles car elles permettent l'acquisition d'un nombre de jaugeages bien plus important que par des mesures manuelles, et l'établissement de courbes de tarage en quelques années de fonctionnement alors qu'une dizaine d'années était souvent nécessaire précédemment.

Outre l'estimation des débits de crue, les développements autour de la méthode BaRatin ont permis de proposer une méthodologie reproductible pour l'estimation des courbes de tarage, tenant compte des différentes incertitudes affectant les différents types de mesures de débits. L'approche bayésienne mise en œuvre permet l'estimation des incertitudes sur cette courbe de tarage. Les développements réalisés durant le projet ont permis la propagation des incertitudes tant sur la courbe de tarage, que sur les hauteurs d'eau sur les hydrogrammes mais aussi les grandeurs caractéristiques des débits telles que les quantiles ou les valeurs agrégées à différents pas de temps. Les résultats montrent l'impact fort des erreurs

²³ Titre de la thèse : « Estimation quantitative des pluies intenses en région Cévennes-Vivarais : paramétrisation micro-physique, fusion de données et modèles d'erreur »

systématiques sur la hauteur d'eau sur les incertitudes totales. Les développements en cours concernent notamment la prise en compte des évolutions des lits de rivières lors des crues (thèse Valentin Mansanarez en cours à Irstea). Il sera aussi possible de prendre en compte les incertitudes sur ce qu'on appelle les signatures hydrologiques que l'on souhaite utiliser comme diagnostic de fonctionnement des modèles hydrologiques distribués (thèse de Ivan Horner qui débute à Irstea à l'automne 2016).

Le projet a aussi permis d'aborder la science participative, au travers de la production d'un protocole d'acquisition de films amateurs de rivières en crues et le développement des chaînes de traitement adaptées. Ces aspects seront sans nuls développés dans les années qui viennent avec le développement de l'utilisation des données disponibles sur YouTube ou les réseaux sociaux pour documenter les crues.

Les données de pluie produites ont été utilisées pour caractériser la variabilité spatiale et temporelle des pluies et de la réponse hydrologique associée, avec la proposition de différents indices de variabilité pour la pluie qui permettent d'une part de comparer des produits pluviométrique entre eux, mais aussi l'identification des configurations où la variabilité de la pluie est le plus à même d'impacter la réponse hydrologique.

Les travaux menés sur l'analyse des récessions ont aussi montré l'importance d'une bonne estimation des débits et de leur incertitude, même à bas débits car ce sont eux qui sont utilisés dans ce type d'analyse. Ils ont aussi montré que cette quantification des incertitudes était aussi nécessaire pour pouvoir fermer correctement les bilans hydrologiques, condition nécessaire à une bonne performance des modèles hydrologiques utilisés.

Au vu des progrès réalisés sur la quantification des incertitudes, tant sur les pluies que sur les débits, il devient possible d'envisager de combiner les incertitudes sur les débits, les pluies et l'évapotranspiration pour une analyse des incertitudes complète sur la modélisation hydrologique spatialisée, en vue d'un calage « raisonné » des modèles et de leur évaluation orientée processus, permettant l'amélioration de la modélisation.

7 Modélisation intégrée à l'échelle régionale

7.1 Rappel du contexte et des objectifs de la tâche

En termes de modélisation, les questions scientifiques principales abordées dans le projet sont les suivantes

- 1/ Comment transférer les connaissances acquises à une échelle à une autre échelle dans la modélisation ?
- 2/ Comment prévoir les débits en bassin non jaugé sur un large territoire ?

Dans le contexte des crues rapides, ces questions revêtent d'autant plus d'importance que ces dernières peuvent affecter n'importe quelle partie du territoire, que les tailles des cellules pluvieuses associées sont souvent faibles, d'où la nécessité d'une simulation à une échelle fine, mais balayant néanmoins une large gamme d'échelle (0.1-1000 km²). Or, pour le moment, les outils de prévision disponibles sont loin de couvrir toute cette gamme d'échelle. Ainsi, les tronçons de cours d'eau actuellement suivis dans le cadre du système de prévision national Vigicrues correspondent en général à des bassins dont la taille est supérieure à 50-100 km² et la prévision ne concerne que les cours d'eau principaux. Or si on s'intéresse par exemple aux points de coupures de route dans le Gard (points d'intersection entre le réseau routier et le réseau hydrographique), ces derniers sont très nombreux et concernent des

bassins de taille bien inférieure (quelques km²) à celle des bassins jaugés (Vannier, 2013). Mentionnons que le Schapi (Service Central Hydrométéorologique d'Appui à la Prévision des Inondations) devrait mettre en œuvre un système d'alerte aux crues rapides couvrant la France entière avec une résolution de l'ordre de 5 km² début 2017. Ce système s'appuie sur la méthode AIGA décrite par exemple dans Javelle et al. (2014).

En complément des travaux présentés dans la section 5.4 sur les petits/moyens bassins, le projet avait pour objectif de proposer des outils de simulation des crues rapides à l'échelle régionale. Deux approches ont été mises en œuvre et comparées. Il s'agit dans les deux cas de simulations en continu, ce qui permet de s'affranchir du problème de l'initialisation des modèles événementiels, mais requiert une modélisation de l'évapotranspiration entre les épisodes pluvieux. Un premier travail a exploré l'utilisation d'une modélisation à résolution fine, avec une représentation des processus s'appuyant sur des équations de la physique (modèle CVN-p, Vannier, 2013 ; Vannier et al., 2016). Un second travail a évalué l'apport de méthodes où les paramètres et la structure du modèle hydrologique sont estimés à partir de l'analyse de données (modélisation SIMPLEFLOOD, Adamovic, 2014 ; Adamovic et al., 2016b). Dans ces deux cas, le travail requiert une réflexion sur la discrétisation du bassin versant.

Les sections suivantes détaillent les principaux résultats obtenus sur les différents volets de cette modélisation régionale.

7.2 Définition des unités hydrologiques fonctionnelles

La mise en place d'une modélisation hydrologique régionale invite à se poser la question du maillage à utiliser. De nombreuses approches reposent sur un maillage en grilles régulières définies par la modèle numérique de terrain comme certaines des modélisations présentées en section 5.4 ou le modèle MARINE (Roux et al., 2011). Certaines équipes impliquées dans FloodScale travaillent depuis de nombreuses années sur la définition de maillages en unités de réponses hydrologiques (HRUs, Flügel, 1995) ou pédo-paysages (Dehotin et Braud, 2008) sur lesquelles les processus hydrologiques peuvent être considérés comme homogènes. Ceci conduit à des modélisations sur maillages irréguliers. La réflexion a été poursuivie et adaptée au contexte des crues rapides à l'échelle régionale, notamment dans les thèses de Vannier (2013) et Adamovic (2014) (section 7.2.1). Le travail de synthèse réalisé durant le projet sur les propriétés des sols sur la région Cévenole offre aussi des perspectives intéressantes pour enrichir ces premiers travaux (section 7.2.2).

7.2.1 Hydro-paysages et sous-bassins

Le travail d'O. Vannier (2013) s'est appuyé sur le modèle événementiel CVN (Manus et al., 2009 ; Anquetin et al., 2010) qui a été enrichi pour aboutir à une modélisation en continu. Le maillage du modèle CVN témoigne de l'historique du modèle, focalisé sur les crues et les processus représentés : essentiellement les écoulements dans le sol via l'équation de Richards, le *ponding* et le routage dans le réseau hydrographique. Les hydro-paysages ont donc essentiellement été définis en fonction de la topographie (pour définir les sous-bassins et le réseau hydrographique) et la pédologie qui conditionne les propriétés hydrodynamiques nécessaires à l'équation de Richards. Dans la version continue, l'occupation du sol acquiert un poids important pour les périodes inter-épisodes puisqu'elle va conditionner l'évapotranspiration. Le maillage de CVN et CVN-p en hydro-paysages résulte du croisement de couches SIG : celle des sous-bassins versants issus d'un modèle numérique de terrain (MNT) avec ici une taille minimale de 0.5 km² afin de représenter les processus à des échelles fines, compatibles avec la simulation sur de tous petits bassins versants et de la carte

pédologique. La carte d'occupation du sol a été utilisée *a posteriori* pour affecter la classe dominante à chaque hydro-paysage. A chaque sous-bassin est associé un brin de réseau hydrographique. Les travaux de Vannier (2013) et Vannier et al. (2014) ont montré l'importance des horizons altérés et de la géologie sur les capacités de stockage des sols (voir section 7.3). Cette information sur la géologie, comme celle sur l'occupation du sol, a été prise en compte dans un second temps, en affectant la valeur dominante à chaque hydro-paysage.

Dans le cadre du travail de Adamovic (2014), le parti pris était de développer une approche de modélisation simplifiée, applicable sur des bassins de taille moyenne à grande. L'approche retenue pour la représentation de la génération des écoulements (Kirchner, 2009 ; Adamovic et al., 2015) s'appuie sur un découpage en sous-bassins versants. L'étude de spatialisation des paramètres (Adamovic et al., 2016b) a montré que la géologie ressortait comme le seul facteur explicatif significatif de la variabilité des paramètres du modèle. Une discrétisation du modèle en sous-bassins de taille de l'ordre de la dizaine de km², avec affectation de la géologie dominante a été retenue pour la discrétisation du modèle. La taille des sous-bassins était cohérente avec le forçage pluviométrique utilisé (mailles SAFRAN de 8x8 km²), mais nécessitera d'être revisitée pour utiliser les forçages pluviométriques kilométriques produits via les réanalyses radar et pluviographes ou le simulateur stochastique de pluie.

7.2.2 Spatialisation des propriétés hydrodynamiques des sols (synthèse données Cévennes)

Dans le cadre du projet, un effort de collecte/récupération des différentes données sur les propriétés hydrodynamiques des sols en surface a été réalisé, afin de pouvoir disposer d'une base de données plus complète sur les sols cévenols et étendre l'analyse proposée par Desprats et al. (2010) à l'ensemble des Cévennes. Ces auteurs avaient montré, à partir d'essais d'infiltration en surface réalisés sur différents types de géologie et d'occupation du sol sur les secteurs des Gardons et de l'Avène, qu'il était possible de spatialiser la conductivité hydraulique à saturation à partir de la géologie et de l'occupation du sol. Ces travaux s'étaient appuyés sur deux types d'essais par perméamètre de Guelph et par double anneau. Compte tenu d'ordres de grandeurs très différents entre les deux méthodes, une relation entre les valeurs issues de chaque méthode avait été proposée, afin de pouvoir analyser l'ensemble du jeu de données.

L'ensemble des données disponibles sur les Gardons et l'Avène (double anneau et perméamètre de Guelph) a pu être récupéré. Nous y avons adjoint les essais d'infiltration réalisés par HSM et le LTHE sur différents sites d'étude à l'aide d'essais par infiltromètres à multiple succions, la campagne d'essais par méthode *Beerkan* et mini-disques réalisée dans le projet (cf sections 5.2.5 et 5.3.4), ainsi que les résultats d'une campagne similaire menée sur le bassin expérimental de l'Yzeron près de Lyon sur géologie de type gneiss (Gonzalez-Sosa et al., 2010). Des tests statistiques ont été réalisés pour voir dans quelle mesure les différents types d'essais pouvaient être combinés dans un même jeu de données. Pour les essais double anneau et perméamètre de Guelph, nous avons retenu les valeurs double anneau, plus proches des valeurs des essais *Beerkan*. Une relation entre les valeurs des deux types d'essais (double anneau et perméamètre de Guelph) a été ré-estimée de manière similaire à ce qui est proposée par Desprats et al. (2010). Une relation a ensuite été établie entre valeurs *Beerkan* et valeurs double anneau permettant de ramener l'ensemble des essais à des valeurs double anneau. Une analyse statistique (*boxplot*, classification) a ensuite été menée qui permet de proposer une spatialisation de la conductivité à saturation en fonction de la géologie et de l'occupation du

sol (Figure 7-1). L'ensemble des étapes de cette analyse a été documentée dans Braud (2016) et une publication est en préparation²⁴.

Néanmoins, les différences d'ordre de grandeur entre les différentes méthodes utilisées montrent que cette spatialisation reste plutôt qualitative et qu'il reste encore pas mal d'incertitudes sur la valeur absolue de la conductivité hydraulique à saturation, rendant nécessaire des analyses de sensibilité à ces paramètres lorsqu'ils sont utilisés dans les modèles.

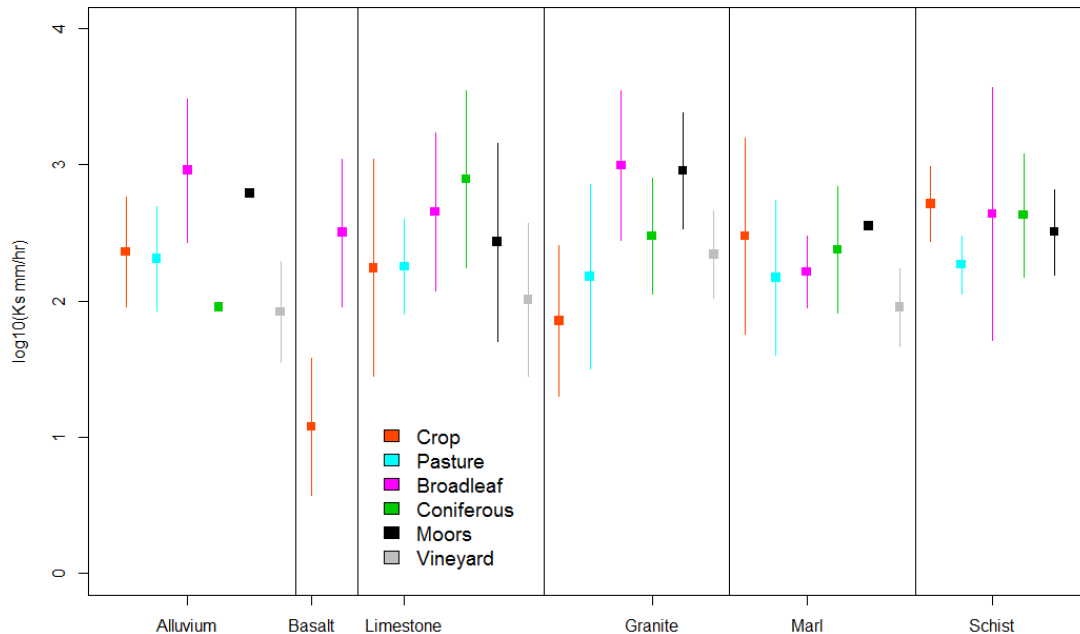


Figure 7-1 : Boxplot des conductivités hydrauliques à saturation (méthode double anneau) en fonction de la géologie et de l'occupation du sol

Les bases de données sol du programme IGCS (Inventaire Gestion et Conservation des Sols) ont été récupérées sur l'Ardèche et les départements du Gard, de la Lozère et de l'Hérault. Leur analyse a permis de cartographier différentes caractéristiques des sols telles que la profondeur, la capacité maximale de stockage ou la réserve utile (pour les horizons de sol « agronomiques », ainsi que les propriétés hydrodynamiques des sols en utilisant la fonction de pédotransfert de Rawls et Brackensieck (1985) (Bonnet, 2012). Les valeurs de conductivité hydraulique déduites de ces fonctions sont en général plus faibles que les valeurs mesurées sur forêt et à peu près concordantes sous culture (si on compare aux valeurs du perméamètre de Guelph de Desprats et al., 2010) (Vannier, 2013).

Cette base de données et les résultats sur la synthèse des essais d'infiltration nous donnent donc des éléments pour définir les unités de modélisation où les processus peuvent être considérés comme homogènes. Ils montrent que les facteurs géologie, occupation du sol et pédologie, doivent être pris en compte et que le poids prépondérant donné à la pédologie dans la discrétisation du modèle CVN mérite d'être revisité. Il serait préférable d'inclure la géologie, la pédologie et l'occupation des sols ainsi que le découpage en sous-bassins conjointement lors de la phase de croisement des couches SIG.

²⁴ Braud et al., Spatialization of soil hydraulic conductivity in the Cévennes-Vivarais region based on the synthesis of infiltration tests performed using various techniques, Journal of Hydrology and Hydromechanics, special issue "Soil water infiltration", in preparation.

7.3 Modélisation hydrologique régionale par approche bottom-up et évaluation

Le travail réalisé sur ce volet du projet est essentiellement issu du travail de thèse de Vannier (2013)

Nous sommes partis d'une version événementielle du modèle CVN (Manus et al., 2009 ; Anquetin et al., 2010) qui a été enrichie pour aboutir à une modélisation en continu (Figure 7-2). Le maillage sur lequel s'appuie CVN est constitué d'hydro-paysages résultant du croisement de couches SIG : celle des sous-bassins versants issus d'un modèle numérique de terrain (MNT) avec ici une taille minimale de 0.5 km², la carte pédologique et celle de l'occupation du sol. A chaque sous-bassin est associé un brin de réseau hydrographique. Le modèle prend en entrée une chronique de pluie et d'évapotranspiration de référence à pas de temps variable ou fixe. Sur chaque unité de modélisation, on résout d'équation de Richards de transfert d'eau en milieu saturé ou non-saturé. La modélisation peut prendre en compte différents horizons de sol aux propriétés hydrodynamiques différentes. En bas de colonne, la condition à la limite peut être un flux de drainage libre (flux gravitaire) ou un flux nul. Lorsque la pluie dépasse la capacité d'infiltration ou si l'horizon de surface est saturé, il y a production de ruissellement. Ce dernier est directement envoyé au brin de rivière le plus proche pour être routé jusqu'à l'exutoire. Il n'y a pas de transfert latéral d'eau d'une unité de modélisation à l'autre. L'évapotranspiration réelle est modélisée par un terme puits dans l'équation de Richards, représentant l'extraction racinaire. L'interception est aussi représentée et dépend de l'indice foliaire (LAI).

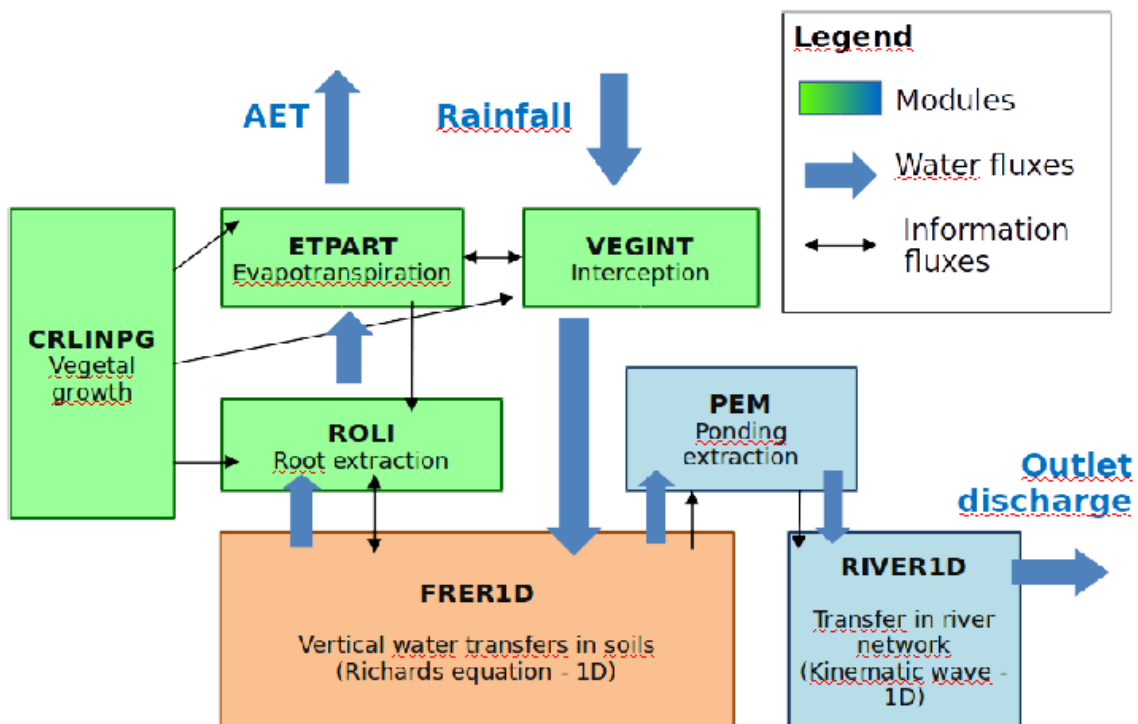


Figure 7-2 : Illustration de la structure du modèle CVN-p (tiré de Vannier et al., 2016)

Une des questions importantes pour mettre en œuvre un tel modèle est la question de la spécification des paramètres représentant les propriétés du sol dans le modèle. Dans les premiers travaux, nous avons utilisé une base de données sol du programme IGCS²⁵

²⁵ <http://www.gissol.fr/tag/igcs>

(Inventaire Gestion et Conservation des Sols) au 1/250000^{ème} sur Languedoc-Roussillon et l'Ardèche. Cette base renseigne différentes unités typologiques de sol avec des informations sur les horizons de sol en particulier leur épaisseur et leur texture. Nous en avons tiré une cartographie des capacités de stockage des sols et de leurs propriétés hydrodynamiques (courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique) en utilisant les fonctions de pédotransfert de Rawls et Brackensieck (1985). Ces fonctions fournissent des relations statistiques entre paramètres décrivant les propriétés hydrodynamiques des sols et leur texture (% sable, argile, limon). Les premiers essais de modélisation ne se sont pas révélés très concluants (Vannier, 2013) et nous avons réalisé que cette base de données, construite à des fins agronomiques, ne renseignait pas les horizons de sol altérés, qui peuvent stocker de l'eau et avoir un rôle hydrologique. Nous avons alors cherché un moyen d'estimer les capacités de stockage des sols par d'autres méthodes (Vannier et al., 2014, voir section 0). Une méthode qui a fourni des résultats intéressants consiste à analyser les chroniques de débit, en particulier les récessions. Moyennant des hypothèses sur la modélisation de ces récessions, cette analyse permet d'estimer la profondeur D des horizons altérés, leur conductivité k et leur capacité de stockage, moyennant une hypothèse sur la porosité. Les résultats montrent que les profondeurs de roches altérées estimées sont très élevées pour certaines géologies (une dizaine de mètres pour le granite). Par ailleurs, la géologie explique de manière remarquable les différences observées (Figure 7-3). Les capacités de stockage ainsi estimées sont largement supérieures à celles estimées à partir des seules bases de données sol.

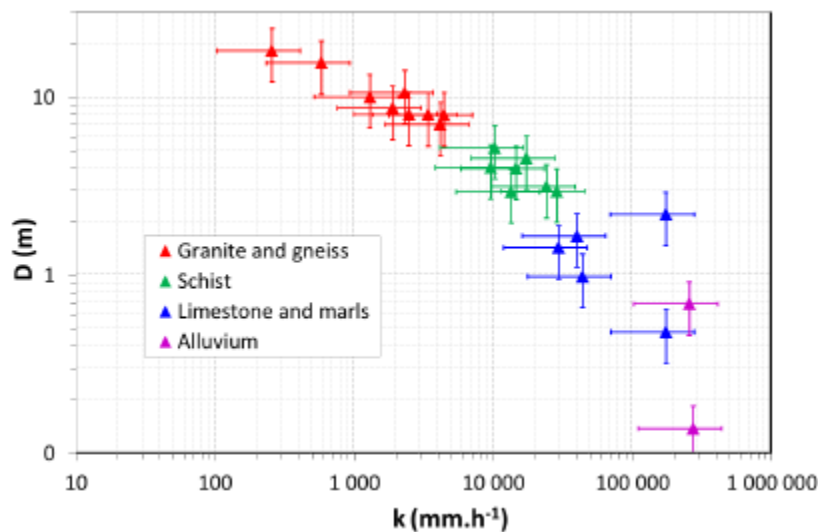


Figure 7-3 : Capacité de stockage des sols et épaisseurs/conductivité hydraulique des horizons altérés obtenues à partir de l'analyse des récessions de 24 petits bassins versants de la région Cévenole (tiré de Vannier et al., 2014)

A partir de ces résultats, le modèle CVN a été modifié pour arriver à une version appelée CVN-p. Dans cette nouvelle version, on rajoute au sol un horizon supplémentaire correspondant à l'horizon de roches altérées, avec les propriétés déterminées par l'analyse de données de la Figure 7-3. La condition à la limite inférieure est fixée à un flux de drainage libre et le flux correspondant est transmis au brin de rivière le plus proche (débit de base). Une simulation a été conduite avec le modèle, mis en œuvre sur les 7 grands bassins des Cévennes et du Mont-Lozère (Ardèche, Cèze, Gard, Vidourle, Tarn, Vistre, Hérault) sur l'année 2008. Les résultats en termes de modélisation sont illustrés sur la Figure 7-4 et la Figure 7-5 pour des simulations longues et événementielles pour un bassin sur granite et sur

schiste respectivement. Pour les simulations longues, les pluies utilisées sont celles de la réanalyses SAFRAN (Vidal et al., 2010) de Météo-France. Pour les épisodes, des pluies horaires issues du krigeage des pluviographes, ou d'une combinaison de pluies radar et de pluviomètres ont été utilisées. Les résultats montrent une nette amélioration des simulations longues et de celle des épisodes pour la géologie granitique. Les améliorations sont sensibles, mais les volumes restent surestimés durant les épisodes et les récessions trop rapides pour la géologie sur schiste.

Cet exemple illustre la démarche itérative entre modélisation et observation et son intérêt en termes d'amélioration des connaissances. On peut aussi souligner la mise en œuvre du modèle CVN pour 7 bassins principaux des Cévennes et du Mont-Lozère (Ardèche, Cèze, Gard, Tarn, Vidourle, Hérault, Vistre) et son évaluation tant sur des simulations longues que sur des épisodes intenses. Les données utilisées sont bien entendu les débits aux stations, mais d'autres données comme les estimations de débit de pointe des retours d'expérience ou les coupures de route ont aussi été utilisées. Des évaluations supplémentaires, en particulier avec les épisodes de 2014, seraient nécessaires pour consolider les résultats.

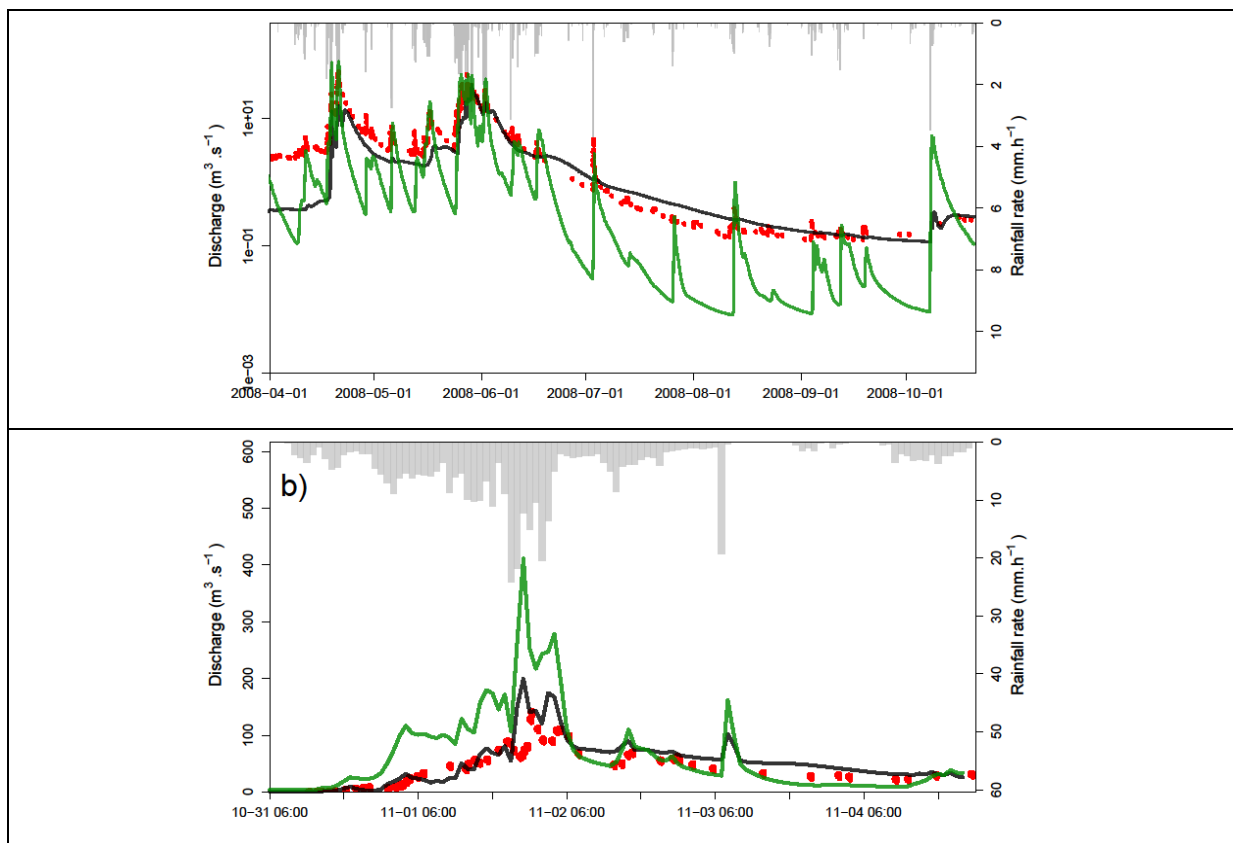


Figure 7-4 : Comparaison des débits observés (points rouges) et simulés avec les modèles CVN (vert) et CVN-p (noir) sur le bassin du Tarn à Pont de Montvert sur l'année 2008 (simulation longue, en haut) et l'épisode de novembre 2008 (en bas) (tiré de Vannier et al., 2016)

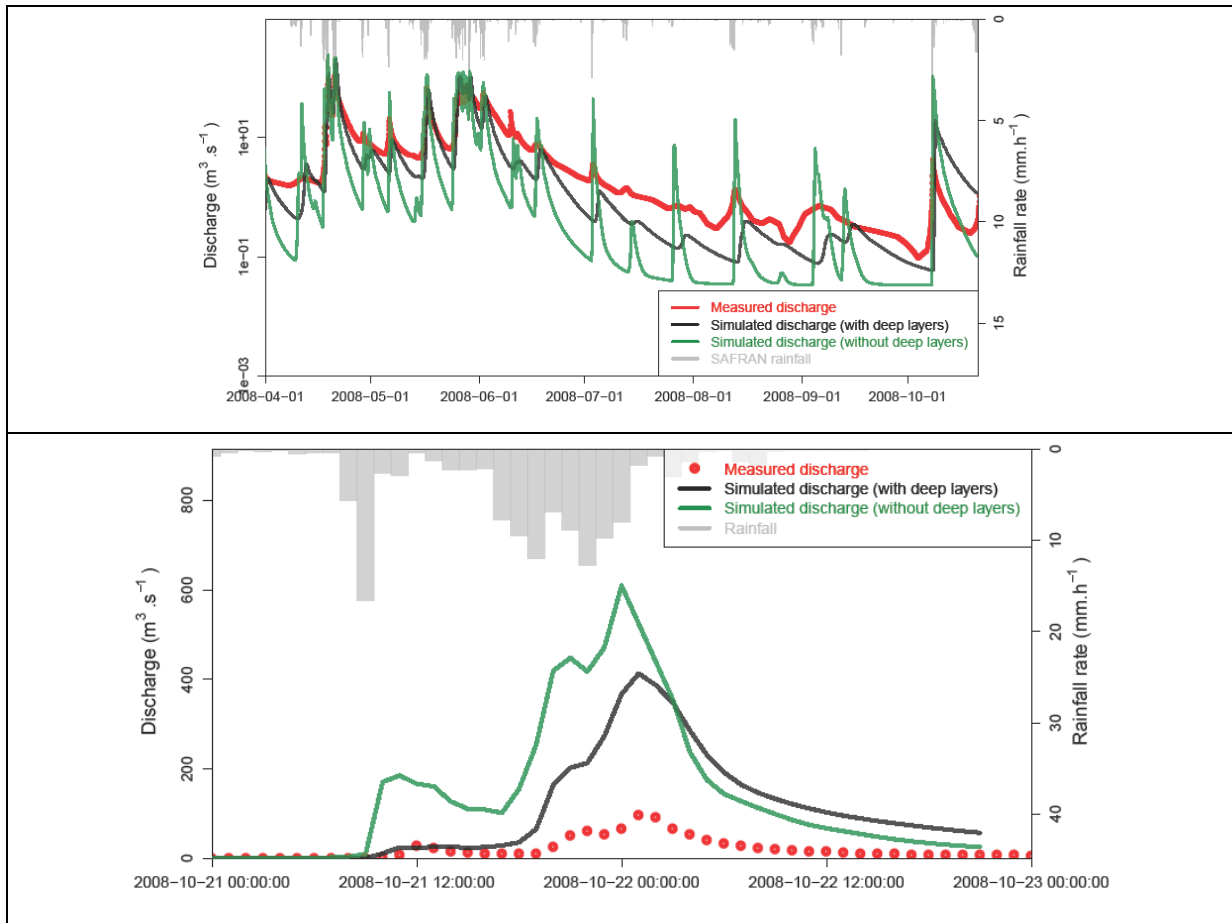


Figure 7-5 : Comparaison des débits observés (points rouges) et simulés avec les modèles CVN (vert) et CVN-p (noir) sur le bassin sur le Gardon de Mialet sur l'année 2008 (simulation longue) et l'épisode d'octobre 2008 (tiré de Vannier et al., 2016)

La Figure 7-6 illustre une évaluation spatialisée du modèle (avec un forçage issu des pluies krigées) qui s'appuie sur des estimations de débit maximum réalisées lors du retour d'expérience sur la crue d'octobre 2008. Le modèle donne des ordres de grandeur réalistes, même s'il tend à surestimer les valeurs faibles et sous-estimer les valeurs fortes. Les détails de cette évaluation sont décrits dans Vannier et al. (2016).

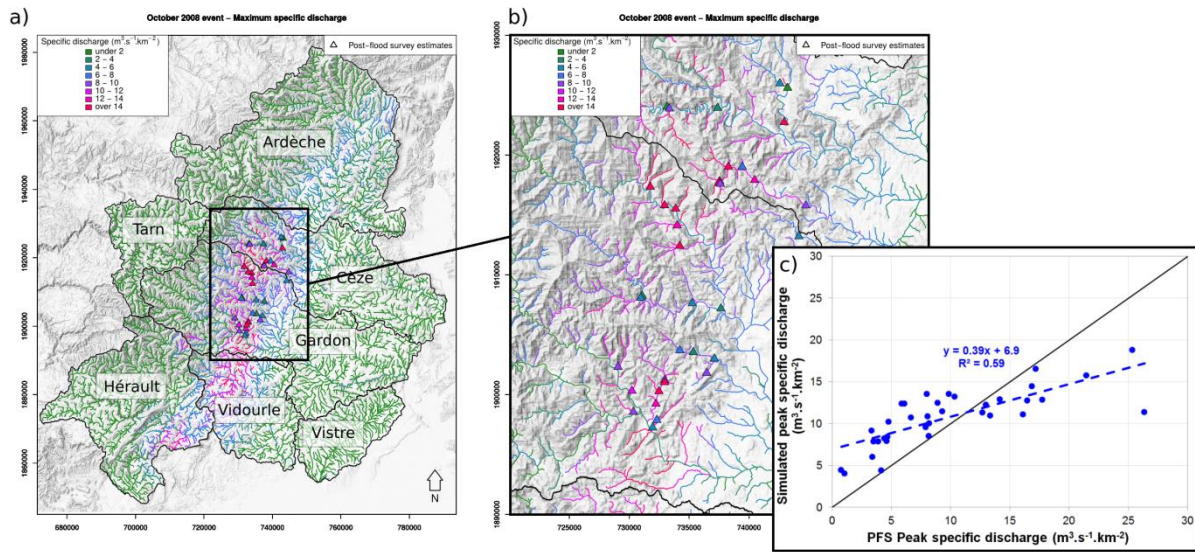


Figure 7-6 : Comparaison des débits simulés par le modèle CVN-p pour l'épisode des 21-23 Octobre 2008 aux estimations de pointe obtenues suite à un retour d'expérience (tiré de Vannier et al., 2016)

7.4 Modélisation hydrologique régionale par approche top-down

L'approche *top-down* est définie par Klemeš (1983) comme : “the route that starts with trying to find a distinct conceptual node directly at the level of interest (or higher) and then looks for the steps that could have led to it from a lower level”. L'idée est de partir de l'analyse des données pluie-débit sur un bassin versant pour définir la structure d'un modèle hydrologique adapté. Le modèle est dans un premier temps grossier. Il peut être raffiné dans un second temps, en fonction d'analyses de données complémentaires ou selon les résultats obtenus. L'intérêt de cette approche par rapport à l'approche « *bottom-up* » plus traditionnelle est que les modèles obtenus sont en général de structure beaucoup plus simple du fait de leur construction même. Ils ont peu de paramètres et permettent de réaliser des simulations avec des temps de calcul très courts, ce qui est intéressant pour la modélisation régionale des crues. La méthode qui a été utilisée et développée au cours du projet est celle proposée par Kirchner (2009), qui l'a nommée « *Simple Dynamical Systems Approach* ».

7.4.1 Description de l'approche SDSA et application en contexte Méditerranéen

Dans cette approche, les processus supposés dominants sont les transferts latéraux rapides de sub-surface. Le bassin versant est représenté comme un système dynamique simple, dont les paramètres sont dérivés directement des fluctuations de débits durant les périodes de récession. L'analyse s'appuie, comme pour beaucoup de modèles pluie-débit, sur l'équation du bilan hydrique où le changement de stock d'eau total dans le bassin est estimé à l'aide de l'équation :

$$\frac{dS}{dt} = P - AET - Q \quad (2)$$

où S est le stock d'eau [L] et P , AET , et Q sont les flux de précipitation, d'évapotranspiration réelle et de débit, respectivement [$L T^{-1}$]. Q , P , AET et S sont considérés comme des moyennes à l'échelle de tout le bassin versant et dépendent du temps (Kirchner, 2009).

Dans l'équation (1), seul le débit est considéré comme une variable d'état représentative de l'ensemble du bassin versant. Cette observation a conduit Kirchner (2009) à poser l'hypothèse fondamentale suivante que le débit peut être exprimé uniquement en fonction du stock d'eau total S dans le bassin. Après des transformations algébriques et des différentiations des équations, et en sélectionnant des pas de temps pour lesquels la pluie et l'évapotranspiration

peuvent être considérés comme négligeables, on peut obtenir la fonction de sensibilité du débit à partir uniquement des données de débit :

$$g(Q) = \frac{dQ}{ds} \approx -\frac{dQ/dt}{Q} \Big|_{P \ll Q, AET \ll Q} \quad (3)$$

Une fonction quadratique (Kirchner, 2009) est ensuite ajustée sur les moyennes par bloc, conduisant à la fonction empirique suivante en échelle log:

$$\ln(g(Q)) = \ln\left(-\frac{dQ/dt}{Q} \Big|_{P \ll Q, AET \ll Q}\right) \approx c_1 + c_2 \ln(Q) + c_3 (\ln(Q))^2 \quad (4)$$

La fonction de sensibilité du débit permet de simuler les débits à l'aide de l'équation suivante (Kirchner, 2009):

$$\frac{d(\ln(Q))}{dt} = \frac{1}{Q} \frac{dQ}{dt} = \frac{g(Q)}{Q} (P - AET - Q) = g(Q) \left(\frac{P-AET}{Q} - 1\right) \quad (4)$$

Pour l'application de cette méthodologie à la modélisation régionale des crues cévenoles, les enjeux spécifiques étaient :

- L'adéquation et l'adaptation au contexte climatique Méditerranéen, dans lequel l'évapotranspiration représente une part essentielle du bilan hydrologique, et ne peut pas être négligée. En effet, jusqu'à présent, l'approche SDSA avait essentiellement été appliquée à de petits bassins versants en climat humide (Pays de Galles, Luxembourg, Pays-Bas).
- La construction, à partir de la SDSA, d'un modèle hydrologique distribué, qui a été nommé SIMPLEFLOOD. L'approche SDSA s'appuie en effet sur une analyse pluie-débit, et ne peut être construite que sur un bassin versant jaugé. Le modèle résultant est un modèle global à l'échelle du bassin. Pour mettre en place une modélisation régionale qui couvre aussi les bassins non jaugés, il faut développer un modèle distribué et construire une méthode de régionalisation des paramètres.

Le travail a été réalisé dans le cadre de la thèse de Adamovic (2014), puis complété par le stage de Master de Coussot (2015) (voir détails en section 0). Il montre que l'approche est applicable en contexte Méditerranéen mais qu'elle fonctionne mieux en conditions humides et lorsque la végétation n'est pas active. En période sèche et de végétation active, l'impact de l'évapotranspiration ne peut plus être négligé et nécessite d'être pris en compte d'une manière plus détaillée que celle proposée dans Adamovic et al. (2015).

7.4.2 Construction du modèle hydrologique distribué SIMPLEFLOOD

Le modèle simple proposé par Kirchner (2009) a été utilisé pour développer un modèle hydrologique distribué appelé SIMPLEFLOOD. Le développement et le test de SIMPLEFLOOD sont détaillés dans Adamovic et al. (2016b). Le développement de SIMPLEFLOOD a été réalisé dans la plateforme de modélisation JAMS (Kralisch et Krause, 2006). La puissance de cet outil permet le développement de modèles hydrologiques distribués complexes et fournit un ensemble de modules existants représentant différents processus hydrologiques, des outils de gestion des entrées/sorties, ainsi que la délimitation des unités de modélisation en HRUs (Unités de Réponses Hydrologiques) (voir aussi section 7.2.1). Le développement de SIMPLEFLOOD a ainsi pu bénéficier de composantes déjà existantes, issues du modèle hydrologique distribué J2000 (Branger et al, 2013), pour la lecture/écriture des données d'entrée/sortie, la régionalisation des forçages climatiques, le calcul de l'évapotranspiration potentielle à partir de l'évapotranspiration de référence, et pour le routage dans le réseau hydrographique. SIMPLEFLOOD s'appuie sur une discrétisation spatiale en sous-bassins versants, sur lesquels la méthode SDSA est appliquée de façon

indépendante (Figure 7-7). Le débit produit sur chacun de ces sous-bassins est transmis au réseau hydrographique et routé jusqu'à l'exutoire.

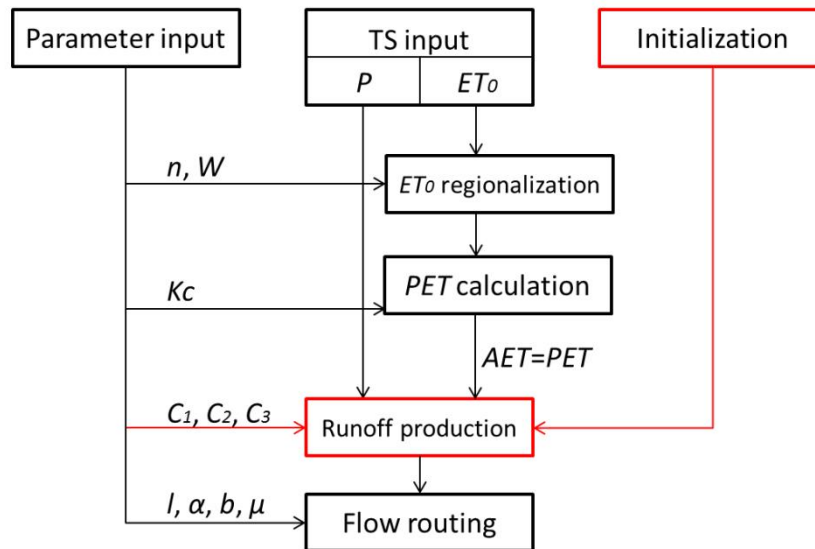


Figure 7-7: Schéma de principe du modèle distribué SIMPLEFLOOD : composants et paramètres. Les composants en rouge sont spécifiques à SIMPLEFLOOD ; celles en noir ont été reprises du modèle J2000 dans la plate-forme JAMS (tiré de Adamovic et al., 2016b)

Le problème principal à résoudre est dès lors la paramétrisation de la fonction de production issue de la SDSA sur les différents sous-bassins. Cette fonction de production comprend 3 paramètres, les C_1 , C_2 et C_3 issus du calage de la fonction de sensibilité du débit. Ces paramètres peuvent être calculés à partir des données de pluie et débit sur des bassins jaugés. Pour la régionalisation aux sous-bassins non-jaugés constituant le maillage de SIMPLEFLOOD, nous avons eu recours à la FAMD (Analyse Factorielle de Données Mixtes). Nous avons travaillé sur les cinq bassins versants jaugés, représentés Figure 7-8. Il s'agit des 4 sous-bassins Ardéchois de la partie précédente, auquel a été ajouté un sous bassin situé en géologie calcaire. Cinq groupes de variables explicatives : variables topographiques, occupation du sol, géologie, variables météorologiques et les jeux de paramètres C_1 , C_2 et C_3 obtenus par l'analyse des récessions ont été analysés pour classifier les sous-bassins. La géologie ressort comme le prédicteur majeur de la variabilité hydrologique sur notre échantillon. Les paramètres de la fonction de sensibilité du débit ont donc été régionalisés à partir de la géologie dans le modèle SIMPLEFLOOD. Ce résultat est conforme à ceux d'autres travaux (Vannier et al., 2014 ; Garambois et al., 2013) qui ont aussi mis en évidence la géologie comme facteur principal gouvernant la réponse hydrologique dans la région.

Coussot (2015) a ensuite étendu la même analyse à 20 bassins de la région, et a montré que sur cet échantillon plus complet, la géologie est également le prédicteur majeur de la variabilité hydrologique. Cela consolide donc les résultats d'Adamovic et al. (2016b).

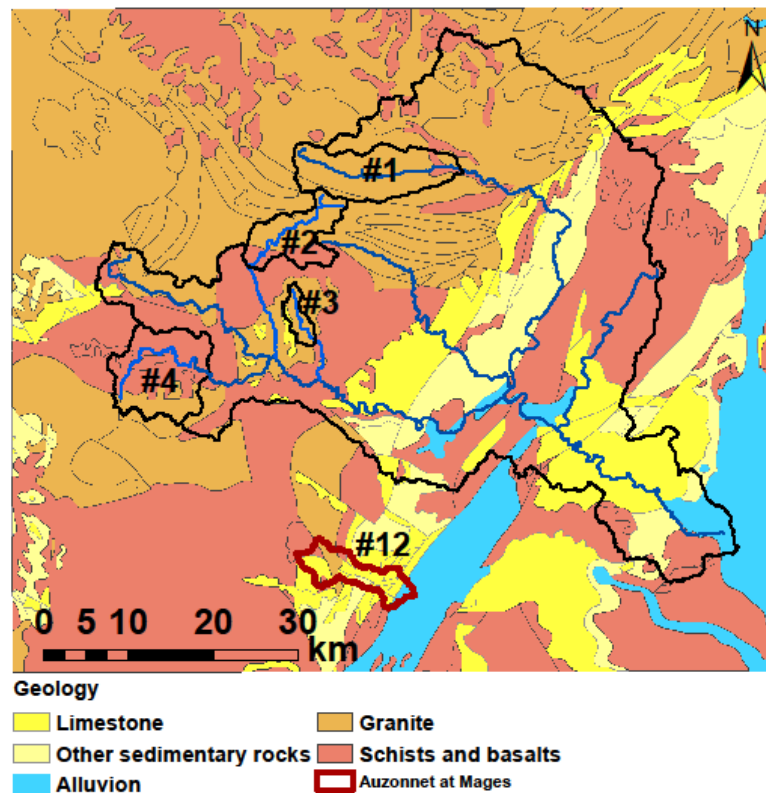


Figure 7-8: Géologie dominante de la zone et sous-bassins d'application de la SDSA dans le travail d'Adamovic (2014), (tiré de Adamovic et al., 2016b)

7.4.3 Application et évaluation du modèle SIMPLEFLOOD

Adamovic et al. (2016b) ont appliqué le modèle distribué SIMPLEFLOOD sur le bassin versant de l'Ardèche. Coussot (2015) a ensuite réalisé une application similaire sur le Gardon. Pour les deux applications, les forçages climatiques utilisés sont issus de la réanalyse SAFRAN : pluie horaire et évapotranspiration horaire *ETO* calculée par la méthode de Penman-Monteith à partir des variables climatiques de SAFRAN. Il s'agit de simulations continues multi-annuelles. Aucun des modèles n'a été calibré.

Sur l'Ardèche, la simulation a été réalisée sur la période 2000-2012, en prenant l'année 2000 comme année d'initialisation. Les performances du modèle SIMPLEFLOOD ont été évaluées à l'aide de critères statistiques. Les résultats pour le critère de Nash (NSE) et le biais (PBIAS) sont présentés Figure 7-9. Les performances sont satisfaisantes pour le NSE, ce qui montre que le modèle est capable de reproduire correctement les hauts débits, même si les performances sont variables d'une année à l'autre. Une sous-estimation systématique du volume ruisselé a été observée pour les débits simulés, et a été grandement réduite pour les stations influencées l'usine hydro-électrique de Montpezat en utilisant des débits « naturalisés » (Noël, 2014) pour calculer les critères de performance. Les performances sur le critère de Nash sur le logarithme des débits, logNSE, ont aussi été améliorées en utilisant ces données. Malheureusement, ces données « naturalisées » ne sont disponibles qu'au pas de temps journalier. Comme on s'y attendait, le modèle présente de meilleures performances en hiver et en périodes humides qu'en été quand l'évapotranspiration joue un rôle important. Les résultats de SIMPLEFLOOD ont aussi été comparés aux résultats du modèle CVN-p (Vannier, 2013) pour l'année 2008 (voir Braud et al., 2014). L'hypothèse principale de

SIMPLEFLOOD est que l'origine principale du débit est le flux de sub-surface. Le modèle CVN-p a aussi de meilleures performances quand le flux de sub-surface issu du socle altéré est incorporé au modèle, ce qui est donc cohérent. Sur l'année 2008 et le sous-bassin de l'Ardèche à Meyras, CVN-p et SIMPLEFLOOD ont des performances équivalentes en hiver et durant les périodes humides, et SIMPLEFLOOD est plus performant sur les récessions.

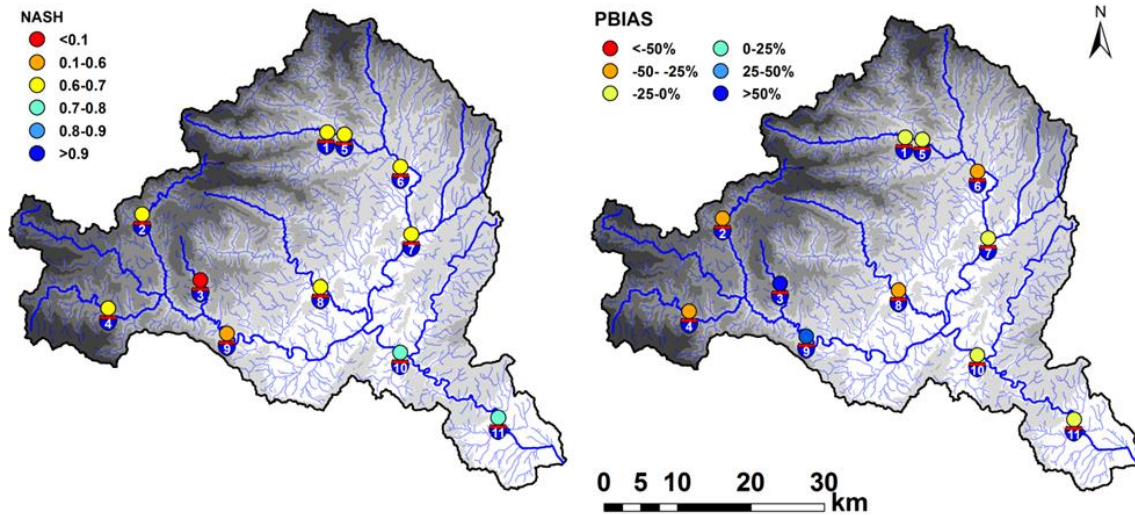


Figure 7-9 : Performance de SIMPLEFLOOD pour plusieurs stations du bassin de l'Ardèche pour les critères Nash au pas de temps horaire et biais en volume (PBIAS), pour la période 2001-2008. Le biais a été calculé au pas de temps journalier avec de données naturalisées pour les observations. (tiré de Adamovic et al., 2016b).

Sur le Gardon, la simulation a été réalisée uniquement pour les années 2010 et 2011, l'année 2010 étant utilisée pour l'initialisation. Les débits simulés et observés sur plusieurs stations du bassin sont représentés Figure 7-10. Sur le Gardon, la performance du modèle est légèrement moins bonne que sur l'Ardèche, avec un contraste assez important entre les sous-bassins granitiques de l'amont, pour lesquels le modèle est plutôt bon, et la partie aval calcaire (modèle moins bon). La performance est également meilleure en période humide que sèche.

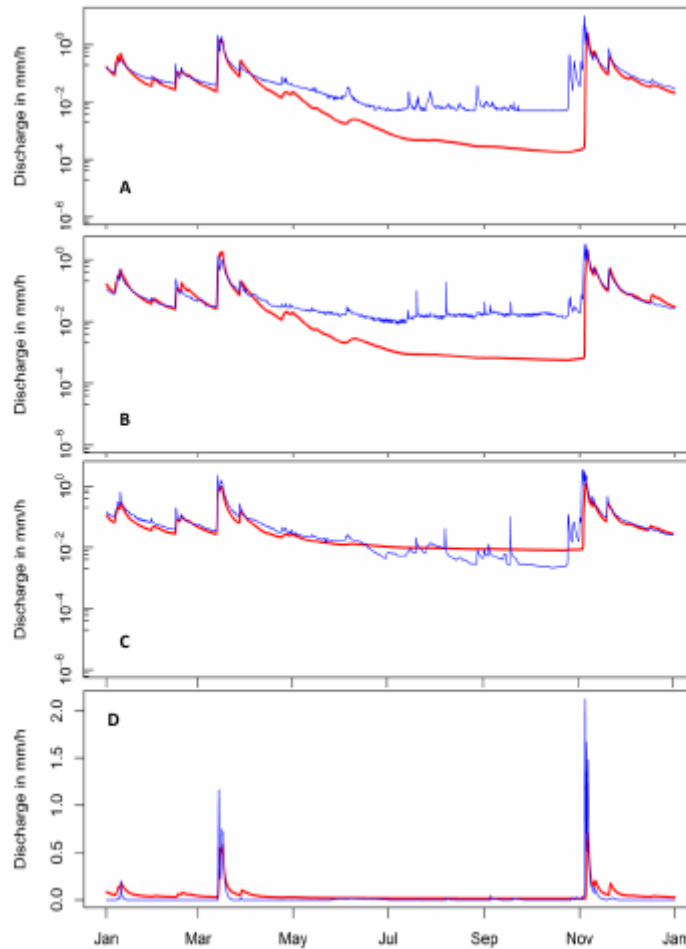


Figure 7-10: Comparaison entre le débit simulé par SIMPLEFLOOD (rouge) et observé (bleu) pour l'année 2011 à plusieurs stations du bassin du Gard : (A) : St Jean du Gard ; (B) : Alès ; (C) : Ners et (D) : Remoulins (exutoire)(tiré de Coussot, 2015).

Dans la continuité du projet Floodscale, la principale perspective est le test d'autres estimations de la pluie. En effet d'autres produits pluviométriques spatialisés sont disponibles sur la zone et il est intéressant de voir si les valeurs moyennes produites par ces autres estimations de la pluie sont plus élevées que celles de SAFRAN, ce qui pourrait expliquer la sous-estimation du volume simulée par SIMPLEFLOOD. Les premiers essais réalisés par Suspène (2015) sur le bassin de l'Ardèche n'ont pas été complètement concluants, mais ont permis de revenir sur les premières estimations de pluie par fusion radar-pluviomètres, notamment en termes de lames d'eau journalières ou saisonnières. Une nouvelle version des réanalyses pluviométriques a été produite début 2016 et il sera intéressant de reprendre des travaux similaires à ceux de Suspène (2015), tout en continuant à améliorer les performances d'un modèle comme SIMPLEFLOOD en conditions sèches.

7.5 Couplage modélisation hydrologique et hydraulique

Dans la plupart des modèles hydrologiques, le processus de routage dans le réseau hydrographique est en général représenté par des méthodes simplifiées : réservoir linéaire, méthode de convolution type Hayami, méthode de Muskingum-Cunge, onde cinématique. Si

de telles méthodes donnent en général satisfaction pour les petits bassins versants et pour l'hydrologie générale, les choses peuvent devenir différentes lorsqu'on s'intéresse aux crues dans des bassins d'échelle régionale (1000 km² et plus). En effet, à l'aval des grands bassins versants, les pentes sont en général plus faibles, et les débordements du cours d'eau ainsi que l'influence aval de singularités naturelles (élargissement ou rétrécissement du lit) ou d'ouvrages (retenues, seuils, ponts) peuvent alors interférer sur la propagation de l'onde de crue (Bravo et al., 2011). Bonnifait et al. (2009) ont montré que ce phénomène avait joué un rôle important lors de la crue de Septembre 2002 sur le Gardon, et qu'il ne pouvait pas être reproduit correctement avec un simple modèle hydrologique. On peut donc avoir intérêt à remplacer les méthodes de routage « hydrologiques » par une véritable modélisation hydrodynamique. La modélisation 1D est en général suffisante. Les modélisations 2D ou 3D, plus complexes, sont irréalistes pour des applications sur de grandes étendues spatiales et temporelles, du fait de leur gourmandise en données et de coût de calcul prohibitif (Werner, 1999).

Dans le cadre du projet Floodscale, nous avons souhaité étendre le travail de Bonnifait et al. (2009), en mettant en œuvre et en appliquant un couplage entre modèle hydrologique et modèle hydraulique 1D sur le bassin versant de l'Ardèche. La rivière Ardèche présente sur sa partie aval plusieurs ouvrages, ainsi qu'un rétrécissement naturel du lit (gorges), qui rendent le test intéressant.

Le travail a été réalisé dans le cadre de la thèse de Marko Adamovic (2014). Il a consisté à coupler le modèle hydrologique SIMPLEFLOOD décrit section 7.4.2 avec le modèle hydrodynamique 1D MAGE, développé à Irstea (Giraud et al., 1997). Un modèle MAGE de l'Ardèche existait déjà antérieurement au projet Floodscale (Doussière, 2007). L'objectif initial était de mettre en place un couplage dit « dynamique » ou bi-directionnel, en utilisant le standard de couplage OpenMI (Gregersen et al., 2007). Cette solution s'est cependant révélée plus difficile que prévu à mettre en œuvre, à cause d'une incompatibilité entre les versions différentes d'OpenMI (MAGE est compatible avec la version 1.0 alors que la plate-forme JAMS – dans laquelle fonctionne SIMPLEFLOOD – est compatible avec la version 1.4). Une mise à niveau de la compatibilité de MAGE avec OpenMI aurait imposé des modifications importantes à MAGE (notamment au niveau de la boucle temporelle), ce qui dépassait les objectifs de cette tâche dans le projet Floodscale. Nous avons donc finalement opté pour une solution de couplage plus simple, dit « statique », par fichiers. Les simulations du modèle hydrologique et du modèle hydraulique sont effectuées séquentiellement, les sorties du modèle hydrologiques servant d'entrée au modèle hydraulique.

Des développements spécifiques ont été réalisés dans JAMS afin d'écrire les fichiers de sortie de SIMPLEFLOOD aux formats adaptés aux entrées de MAGE. Le couplage est représenté Figure 7-11. Le modèle hydraulique n'étant pas utilisé pour l'ensemble du réseau hydrographique, mais seulement pour les cours d'eau principaux, une jointure entre le module de routage de SIMPLEFLOOD et MAGE est nécessaire. Concrètement, le débit sortant de ce module de routage est réinjecté dans MAGE sous forme de condition limite amont ou d'apport ponctuel. Les apports issus soit des petits affluents, soit directement des HRUs bordant le cours d'eau sont pris en compte comme apports latéraux.

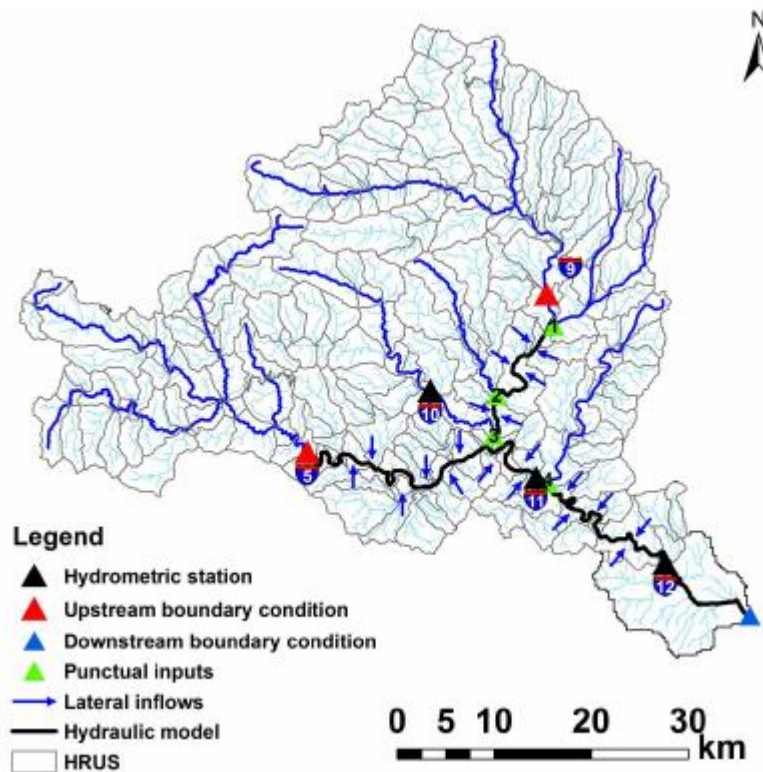


Figure 7-11 : Mise en œuvre du couplage entre le modèle hydrologique SIMPLEFLOOD et le modèle hydraulique MAGE sur le bassin de l'Ardèche (tiré de Adamovic, 2014)

Le modèle hydraulique MAGE 1D avait été mis en œuvre sur l'Ardèche antérieurement au projet Floodscale, par Doussière (2007). Le linéaire modélisé représente environ 21 km de la rivière Ardèche et 30 km de la rivière Chassezac. Ces deux brins amont sont localisés dans la partie intermédiaire du bassin. La partie aval connecte la confluence entre l'Ardèche et le Chassezac avec le Rhône, et fait 49 km de long. La longueur de cours d'eau modélisée à l'aide du modèle hydraulique est donc de 100 km. Pour la réalisation du couplage, la tâche principale a consisté à faire la correspondance entre les identifiants des brins de rivière et les HRUs de SIMPLEFLOOD, et les nœuds de calcul de MAGE. La géométrie du modèle MAGE de l'Ardèche n'étant pas géoréférencée, les correspondances ont dû être faites manuellement, à partir de points de repères (ponts, stations hydrométriques) et en estimant les distances entre ces points. Au final, 2 conditions limite amont, 4 apports ponctuels et 28 apports latéraux ont été représentés (voir Figure 7-11). Le modèle hydraulique MAGE 1D a été calibré par Doussière (2007), indépendamment du modèle hydrologique à l'aide des données observées durant la crue du 22 septembre 1992 ($2800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à Sauze Saint-Martin). Les coefficients de Strickler calibrés varient entre 25 et 30 dans le lit mineur de la rivière, et entre 10 et 15 dans la plaine d'inondation.

Les débits simulés avec le modèle couplé SIMPLEFLOOD/MAGE ont été comparés à ceux issus de SIMPLEFLOOD seul pour 3 épisodes de crues importants ayant eu lieu en 2003, 2008 et 2011. Les résultats pour la crue de 2003 à l'exutoire du bassin sont présentés Figure 7-12. Ils sont identiques pour les autres points du réseau hydrographique et les autres épisodes. Le débit simulé avec SIMPLEFLOOD/MAGE est donc strictement identique à celui simulé avec SIMPLEFLOOD seul. Contrairement à ce qui était attendu, ce résultat montre que l'adjonction d'un modèle hydraulique ne permet pas d'améliorer la simulation des crues pour l'Ardèche et les épisodes testés.

Cependant, aucun des épisodes étudié n'avait réellement conduit à des débordements dans la plaine d'inondation. Une évaluation du modèle sur des épisodes avec débordement significatif serait requise pour réellement évaluer l'apport du couplage avec le modèle hydraulique. Par ailleurs, nous n'avons ici regardé que la variable débit, mais si l'on souhaite aller plus loin et simuler des hauteurs d'eau, l'intérêt d'un modèle hydraulique est alors indéniable.

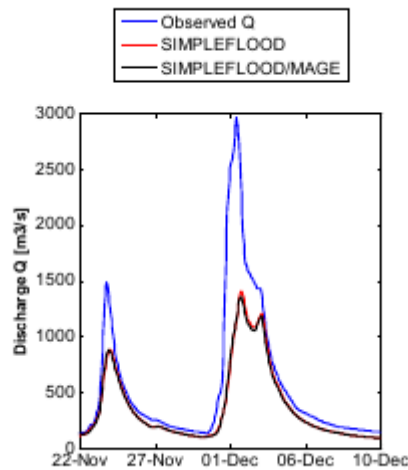


Figure 7-12 : Débit simulé à l'exutoire du bassin de l'Ardèche par le modèle couplé SIMPLEFLOOD/MAGE et le modèle SIMPLEFLOOD pour les crues de Novembre-Décembre 2003 (tiré de Adamovic, 2014)

A noter un travail réalisé dans le cadre d'un autre projet (Laganier et al., 2014) où le modèle hydraulique MASCARET a été couplé à un modèle hydrologique distribué développé dans la plateforme ATHYS (modèle fondé sur l'approche Soil Conservation Service – Lag and Route) sur le bassin du Gard. Les résultats montrent que, comme pour le couplage MAGE-SIMPLEFLOOD mis en œuvre sur l'Ardèche, l'apport du modèle hydraulique est significatif pour les crues débordantes telles que celles de Septembre 2002.

7.6 Evaluation de modèles non calibrés et prise en compte des incertitudes

7.6.1 Utilisation de signatures hydrologiques

La problématique de l'évaluation des modèles est une question centrale en hydrologie depuis longtemps, et les premières métriques pour estimer la performance des modèles datent des années 70 (Nash and Sutcliffe, 1970). Les modèles devenant de plus en plus complexes, des approches multi-critères ont ensuite été développées. Cependant ces critères de performance ont un inconvénient majeur : ils n'ont pas de pouvoir de diagnostic, dans le sens qu'ils ne donnent pas d'indication sur les causes des mauvaises performances d'un modèle, ni ne donnent de piste pour y remédier (Gupta et al., 2008). Lorsqu'on souhaite utiliser un modèle hydrologique comme outil de représentation des connaissances (modèle testeur d'hypothèse, Fenicia et al., 2008), ce qui a été notre démarche pendant le projet Floodscale, cela est problématique. Le concept d'évaluation-diagnostic a été introduit par Gupta et al., en 2008 : il consiste à proposer des indicateurs alternatifs qui décrivent le comportement d'un bassin versant de manière interprétable. Ces indicateurs sont appelés signatures hydrologiques. Ce terme générique désigne un ensemble d'indicateurs dérivés des données de terrain pour identifier et quantifier, à différentes échelles spatiales et temporelles, les

propriétés émergentes des bassins versants (McMillan et al., 2011; 2014). Il existe une grande diversité de signatures hydrologiques, focalisées sur des aspects spécifiques du fonctionnement des bassins versants. Elles peuvent être caractéristiques du régime hydrologique général (courbes de débits classés, coefficient de ruissellement annuel), se focaliser sur le débit de base produit par le bassin et caractériser la relation entre le stock d'eau et le débit (pente des récessions), ou au contraire sur la réaction du bassin à des événements pluvieux, en volume (distribution des pics, coefficients de ruissellement par événement) ou en temps (temps de montée caractéristiques). La plupart de ces indicateurs utilisent des données classiques de pluie et débit, mais peuvent aussi intégrer d'autres types de données (par exemple humidité des sols pour déterminer des seuils de génération du ruissellement ou produits de télédétection pour la couverture neigeuse). Plus que dans les signatures elles-mêmes, l'innovation réside dans l'usage de ces signatures pour l'évaluation des modèles en s'appuyant sur des éléments physiques et non de seules considérations mathématiques ou statistiques. La performance elle-même est moins importante que la connaissance que l'on peut acquérir sur les processus, notamment en analysant les écarts entre les données et le modèle. De ce fait, la calibration des modèles n'est pas nécessaire, même si la structure du modèle ou ses paramètres peuvent être modifiés pour refléter une meilleure connaissance des processus. On peut ainsi progresser dans la voie des « bons résultats pour les bonnes raisons » (Kirchner, 2006). Depuis l'introduction de l'évaluation-diagnostic, les signatures ont été utilisées dans plusieurs travaux (Fenicia et al., 2008; Clark et al., 2011; Euser et al., 2013; McMillan et al., 2011; 2014; Hrachowitz et al., 2014). Toutefois ils ont été restreints à des modèles globaux de structure simple, et / ou des bassins versants petits ou homogènes.

L'enjeu spécifique, pour le projet Floodscale, était de réfléchir à une méthodologie d'évaluation-diagnostic, pour des modèles hydrologiques distribués complexes et mis en œuvre à l'échelle régionale. Nous avons principalement travaillé dans deux directions :

- La mise en œuvre d'une approche d'allers-retours entre observations et résultats des simulations, de façon à évaluer les hypothèses faites dans les modèles et à les revoir le cas échéant, selon les recommandations de Kirchner (2006) ;
- L'utilisation de données « alternatives » pour l'évaluation des modèles, c'est-à-dire autres que le débit. Il peut s'agir soit de données issues de suivis hydrologiques (humidité du sol, niveaux d'eau), soit de données non spécifiques, mais qui sont néanmoins utiles pour confronter les résultats du modèle aux observations (retours d'expériences hydrologiques, répartition des coupures de routes).

La première direction, conforme à la méthodologie retenue dans le projet FloodScale (cf Figure 3-3) Cette approche itérative entre observation et modélisation a en fait sous-tendu l'ensemble du projet Floodscale. Pour les approches de modélisation régionale mises en œuvre (modèles CVN-p et SIMPLEFLOOD), la comparaison entre les résultats de simulation et les observations a fait appel à des critères statistiques « classiques » : critère de Nash, biais en volume. Toutefois, plus que le critère en lui-même, c'est l'interprétation qui en a été faite qui a permis de développer des diagnostics sur les modèles, et le cas échéant de les améliorer. C'est typiquement cette approche qui a sous-tendu le travail de thèse de Vannier (2013). La première version du modèle CVN comportait seulement une description de l'infiltration dans les couches superficielles du sol (décrites dans les bases de données pédologiques) ; et la seule composante du débit était le ruissellement de surface. La confrontation des résultats de ce modèle avec les données a montré que cette approche n'était pas satisfaisante. Le travail d'interprétation de ces résultats (Vannier et al., 2016) a permis d'émettre l'hypothèse qu'il manquait une représentation des flux de sub-surface provenant de la zone altérée entre le sol et le sous-sol. Cela a conduit à l'implémentation de CVN-p, dont les meilleures performances

ont confirmé l'exactitude de cette hypothèse (voir détails dans la section 7.3). De façon similaire, le travail d'évaluation réalisé par Adamovic (2014) avec le modèle SIMPLEFLOOD a permis de montrer que la représentation de l'évapotranspiration dans le modèle (et surtout l'hypothèse forte $ETR=ETP$) n'était pas correcte. Pour compléter la boucle, il conviendra de modifier cette représentation, et de retester le nouveau modèle ainsi obtenu.

La seconde direction de travail visait à utiliser des données alternatives aux classiques séries temporelles de débit. Dans le cadre du projet Floodscale, le modèle CVN-p a été évalué en utilisant des retours d'expérience (voir Figure 7-6) ou une cartographie des coupures de routes dans le département du Gard (Anquetin et al., 2015).

Par ailleurs, nous avons réalisé des développements méthodologiques plus « systématiques », pas spécifiquement focalisés sur le projet Floodscale, mais qui contribuent à la progression de la thématique des évaluations-diagnostic et des signatures hydrologiques. Le premier travail porte sur le petit bassin versant expérimental du Mercier, situé en banlieue lyonnaise. Sur ce bassin, le modèle hydrologique distribué PUMMA (Jankowsky et al., 2014) a été mis en œuvre. Nous avons pu utiliser des données issues d'un réseau de limnimètres implanté dans les cours d'eau et fossés du bassin (Sarrazin, 2012), ainsi que des données d'humidité du sol (Dehotin et al., 2015). Une démarche de diagnostic progressif a été développée, ciblant différentes composantes du modèle hydrologique que l'on peut évaluer grâce à certains indicateurs issus de ces données. La difficulté principale vient du fait que ces données ne sont pas directement comparables aux sorties du modèle, que ce soit pour des raisons de précision des mesures, ou de représentativité spatiale. Nous avons donc travaillé à dériver des signatures hydrologiques utilisables et interprétables en termes de performances du modèle. L'ensemble de ce travail est décrit en détails dans Fuamba et al. (2016). A titre d'exemple, quelques résultats obtenus à partir du réseau de limnimètres sont présentés ici. La Figure 7-13 explore la capacité du modèle à reproduire l'intermittence des cours d'eau sur lesquels sont installés les capteurs. Par période de 15 jours, on considère qu'il y a écoulement continu sur le niveau reste au-dessus de 1 cm, pas d'écoulement si le niveau d'eau reste en-dessous de ce seuil, et écoulement intermittent sinon (Sarrazin, 2012). Pour la comparaison avec le modèle, on a testé des seuils de 0.5, 0.7 et 1 cm. Cet indicateur permet d'évaluer la capacité du modèle à simuler le débit de base, généré par les flux de subsurface. Globalement, le modèle a tendance à sous-estimer les périodes d'écoulement continu, mais aussi les périodes de non écoulement au cours de l'été. On observe par ailleurs que cette sous-estimation est plus importante pour les stations situées à l'amont du bassin. Dans le cadre de notre démarche diagnostic, on peut attribuer cela à un maillage du modèle trop grossier dans cette partie amont, ainsi qu'à une probable sous-estimation de la profondeur du sol (capacité de stockage).

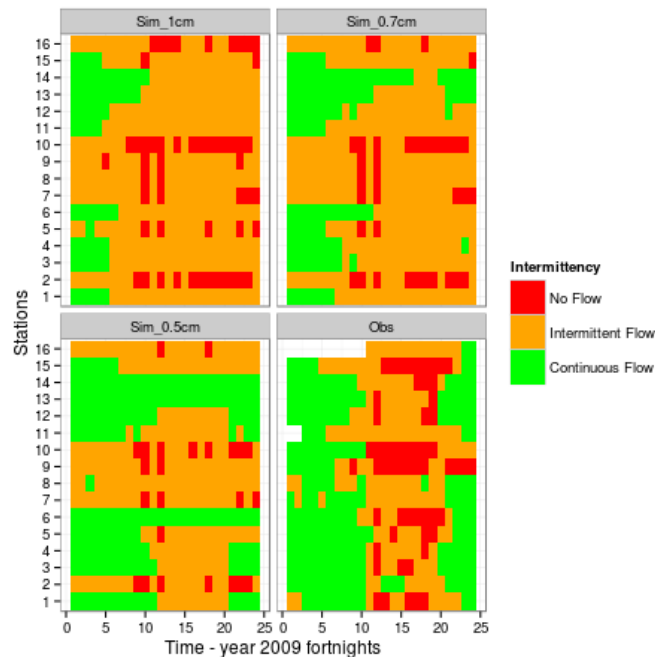


Figure 7-13 : Comparaison entre intermittence observée (en bas à droite) et simulée, pour l'année 2009 et pour les capteurs 1 à 16. (Figure tirée de Fuamba et al., 2016)

La Figure 7-14 permet de visualiser la capacité du modèle à représenter les temps de réponse, réaction, et amplitude de réaction lors d'événements pluvieux. Le graphique a été construit sur une sélection de 32 événements. Cet indicateur évalue les composantes rapides du débit dans le modèle (ruissellement de surface). On constate que le modèle a tendance à sous-estimer les temps de réponse et réaction, ainsi qu'à surestimer les amplitudes de réponse. Cette hyperréactivité peut s'expliquer, dans le cas du modèle, par encore une capacité de stockage dans le sol insuffisante (seul le ruissellement par saturation de l'ensemble du profil de sol est représenté dans PUMMA).

Les développements méthodologiques réalisés à l'aide des données du sous-bassin du Mercier pourront être transposés aux données acquises durant FloodScale où des dispositifs de limnimètres distribués, ainsi que des mesures en continu de l'humidité de surface ont aussi été déployés, mais sur des bassins plus grands que celui du Mercier. Par ailleurs, la résolution spatiale des pluies a été adaptée à ce type de travaux et nous pouvons donc espérer des résultats intéressants en termes d'évaluation des modèles et de dérivation de signatures hydrologiques (voir les résultats prometteurs déjà décrits en sections 4.3.1, 4.3.2 ou 4.3.5)

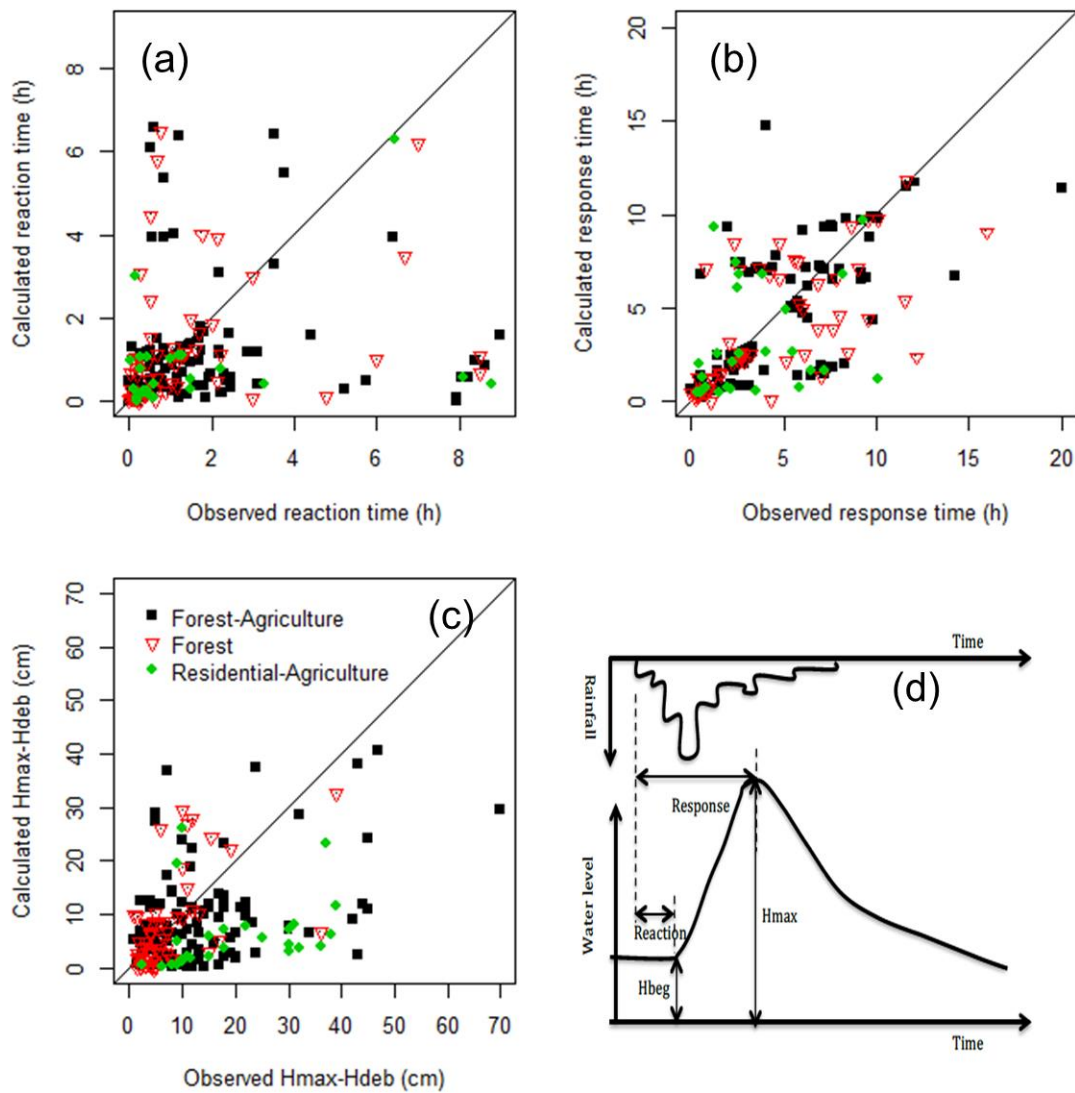


Figure 7-14: Comparaison des temps de réaction (a), réponse (b), et amplitude de réponse $H_{max}-H_{beg}$ (c) observés et simulés. La définition de ces indicateurs est schématisée en (d). Les points sont colorés selon l'occupation des sols dominante du sous-bassin drainant chaque station (tiré de Fuamba et al., 2016).

Un autre travail peut aussi être rattaché à la thématique des signatures hydrologiques. Une étude sur 93 sites de mesure de l'humidité du sol répartis sur l'ensemble du territoire de la Nouvelle-Zélande a pour objectif de définir des signatures construites à partir de ces données, et qui soit utiles pour l'évaluation des modèles hydrologique à l'échelle régionale (Branger et al., en préparation²⁶). Un ensemble de 7 indicateurs, à l'échelle temporelle continue ou événementielle, a été défini et testé. L'un de ces indicateurs est le temps de transition saisonnier (passage d'un état hivernal, en général humide, à un état estival, en général sec en Nouvelle-Zélande, ou le contraire), qui est une caractéristique importante du comportement hydrologique d'un bassin et que les modèles hydrologiques ont parfois du mal à reproduire. La Figure 7-15 représente le temps de transition moyen été-hiver (noir) et hiver-été (vert) pour un certain nombre de stations regroupées selon la classe climatique à laquelle elles

²⁶ Branger, F., McMillan, H., Duncan, M. Deriving hydrological signatures from soil moisture data at a national scale, in preparation.

appartiennent. On constate que malgré l'étalement géographique des stations et la diversité des conditions locales, on obtient des temps de transition étonnamment stables pour chaque classe climatique. Si la transition vers l'hiver est à peu près uniforme sous tous les climats (autour de 70 jours), elle est beaucoup plus contrastée pour la transition vers l'été, qui peut varier entre moins de 50 à plus de 100 jours. Cet indicateur semble donc être une bonne signature des transitions saisonnières. Le travail est encore en cours.

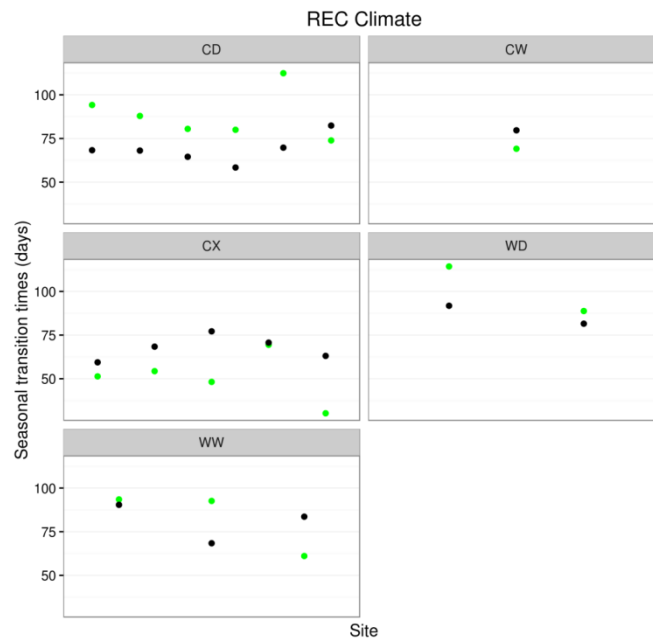


Figure 7-15 : Temps de transition saisonnier moyen (été-hiver : noir ; hiver-été : vert) pour les stations de mesure d'humidité des sols regroupées par classe climatique d'après la classification REC (Snelder et al., 2005) : CD : cool dry ; CW : cool wet ; CX : cool extremely wet ; WD : warm dry ; WW : warm wet.

Le sujet des signatures hydrologiques pour l'évaluation-diagnostic des modèles est vaste et encore peu exploré pour des modèles aussi complexes que ceux mis en œuvre dans Floodscale. Le projet a permis d'initier une dynamique et des premiers développements sur des approches de diagnostic, même si ces derniers n'ont pas été strictement appliqués au contexte des crues éclair Méditerranéennes. A l'issue de ces premiers travaux et dans la continuité immédiate de Floodscale, un sujet de thèse portant spécifiquement sur les signatures hydrologiques va démarrer à l'automne 2016 à Irstea. Il aura pour domaine d'application le bassin versant du Rhône, avec un focus particulier sur le bassin versant de l'Ardèche.

7.6.2 Prise en compte des incertitudes dans les critères d'évaluation

L'acceptation des incertitudes entourant à la fois les simulations des modèles hydrologiques et les séries de débits issues des stations hydrométriques soulève des difficultés pratiques pour évaluer la performance des modèles. En effet, une telle évaluation demande de comparer deux séries incertaines (séries simulée et observée). Ceci est à comparer avec les approches plus classiquement mises en œuvre en Hydrologie :

1. Comparaison de deux séries déterministes, ce qui revient à ignorer les incertitudes des simulations et des observations. Il existe alors une grande variété de métriques pour quantifier la performance du modèle (Gupta et al., 2008).
2. Comparaison d'une série simulée incertaine avec une série observée considérée comme déterministe. De nombreux outils sont également disponibles, généralement

issus du domaine des prévisions probabilistes (voir Laio et Tamea, 2007, pour une revue).

Dans le cas où la quantification de l'incertitude des simulations et des observations est basée sur une approche de type Monte-Carlo, il est en fait facile de se ramener au cas 2 décrit ci-dessus : on peut calculer les différences entre chaque « spaghetti » simulé et observé, et comparer les spaghettis « résidus » ainsi obtenus avec une série constante égale à zéro (Figure 7-16).

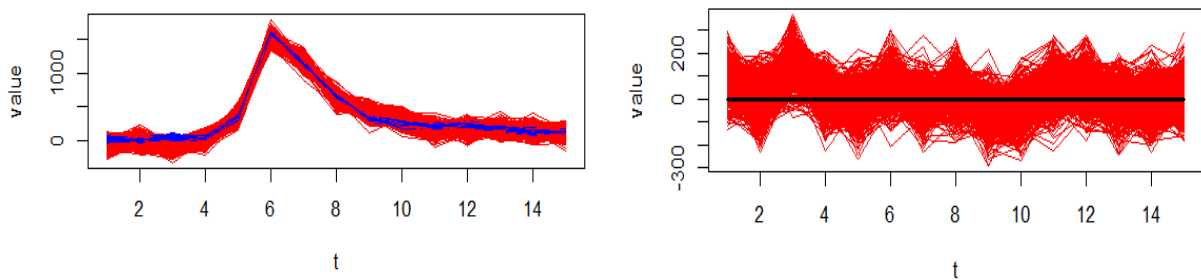


Figure 7-16. Illustration de l'approche de base pour comparer deux séries incertaines se présentant sous la forme de « spaghettis » (simulations Monte Carlo). La figure de gauche montre deux telles séries (bleue et rouge). La figure de droite montre les spaghettis obtenus après passage aux résidus, c'est-à-dire après avoir soustrait deux à deux les spaghettis bleus et rouges. Il suffit alors de comparer ces spaghettis avec une série constante égale à zéro, ce qui peut être fait avec des approches classiques issus du domaine des prévisions probabilistes.

Il s'avère malheureusement que les outils classiques des prévisions probabilistes ne s'appliquent pas lorsque certaines sources d'erreurs sont systématiques (voir Figure 7-17 pour une illustration). Dans le contexte de FloodScale, c'est typiquement le cas pour certaines incertitudes limnimétriques (cf. section 6.6.2), et pour l'incertitude paramétrique, que ce soit celle du modèle hydrologique ou de la courbe de tarage. Des cas d'étude simulés ont en effet démontré que lorsque des erreurs systématiques sont présentes, les outils classiques indiquent de manière erronée une mauvaise quantification des incertitudes (alors que cette quantification est en fait correcte, ce qui peut être garanti dans un cas d'étude simulé).

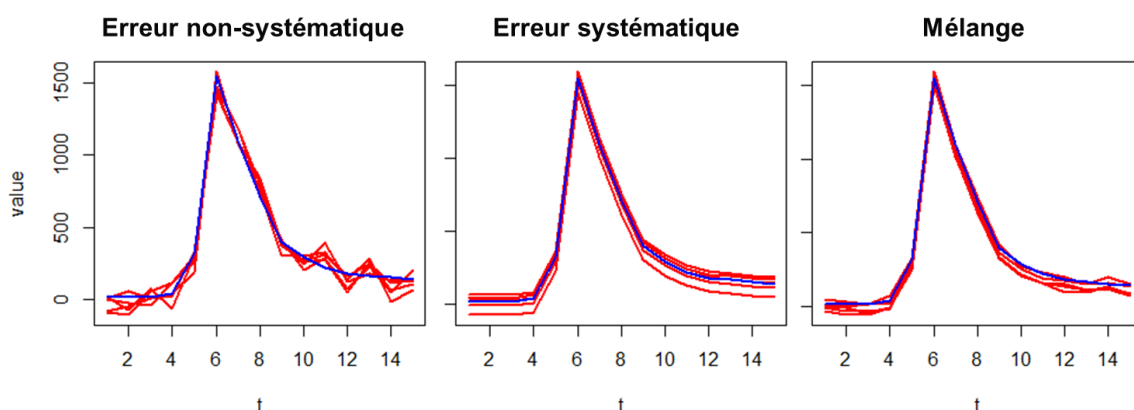


Figure 7-17 : Illustration de la différence entre des spaghettis issus d'erreurs non-systématis (à gauche), purement systématiques (au milieu) ou d'un mélange d'erreurs systématiques et non-systématis (à droite). Noter que si l'incertitude était représentée sous forme d'intervalles et non de spaghettis, on obtiendrait exactement les mêmes intervalles dans les trois cas.

Nous avons donc développé un algorithme de prétraitement des spaghettis simulés et observés, qui permet d'appliquer les outils classiques des prévisions probabilistes sans le biais

décrit précédemment. Cet algorithme est basé sur l'hypothèse que la série simulée du modèle hydrologique m_t est égale à la vraie valeur de débit, plus une erreur systématique $\beta^{(m)}$ (qui ne varie pas dans le temps), plus une erreur aléatoire $\varepsilon_t^{(m)}$ (qui est ré-échantillonnée à chaque pas de temps et dont l'espérance est nulle) :

$$m_t = q_t^{(true)} + \beta^{(m)} + \varepsilon_t^{(m)}$$

On fait une hypothèse similaire pour la série de référence observée :

$$r_t = q_t^{(true)} + \beta^{(r)} + \varepsilon_t^{(r)}$$

Sous ces hypothèses, le passage aux résidus conduit à la série suivante :

$$m_t - r_t = \beta^{(m)} - \beta^{(r)} + \varepsilon_t^{(m)} - \varepsilon_t^{(r)}$$

On exploite alors le fait que la variance des erreurs non-systématiques diminue rapidement par agrégation temporelle (cf. section 6.6.2). Ainsi, la moyenne temporelle de la série ci-dessus est approximativement égale à $\beta^{(m)} - \beta^{(r)}$. En d'autres termes, il est possible d'isoler la composante systématique dans les spaghetti résiduels, et l'algorithme proposé utilise directement cette composante pour dé-biaisier les outils classiques des prévisions probabilistes. Des cas d'étude simulés ont permis de démontrer que cet algorithme permet de retirer efficacement ce biais. De plus, l'algorithme permet d'évaluer séparément la fiabilité des incertitudes systématiques et non-systématiques.

Malheureusement, les hypothèses sur lesquelles cet algorithme est construit sont assez restrictives. En effet, il n'est pas toujours possible d'écrire l'erreur systématique comme une simple composante additive. Prenons par exemple le cas d'une erreur systématique sur le limnigramme, comme discuté en section 6.6.2, et notons $q = f(h)$ la courbe de tarage. Cette erreur systématique de hauteur est propagée via la courbe de tarage en une erreur systématique de débit de la façon suivante :

$$q_t = f(h_t + \beta) \approx f(h_t) + \underbrace{f'(h_t)}_{\text{varie dans le temps}} \times \beta$$

L'approximation ci-dessus est un simple développement limité au premier ordre. Elle montre que l'erreur sur la hauteur, qui ne varie pas dans le temps, se transforme en une erreur sur le débit qui varie dans le temps (sauf si $f'(h_t) = cte$, c'est-à-dire si la courbe de tarage est linéaire, ce qui n'est pas le cas. Pour des raisons similaires, l'incertitude paramétrique, qui est systématique, ne se matérialise pas comme une erreur de débit constante, car les paramètres transitent via la courbe de tarage (tout comme la hauteur). Il en va de même pour l'incertitude paramétrique du modèle hydrologique.

La conséquence des éléments décrits ci-dessus est que l'incertitude systématique sur le débit ne se matérialise pas comme un biais constant, mais plutôt comme un « biais conditionnel » comme illustré en Figure 7-18. En conséquence, l'algorithme proposé précédemment, qui est basé sur l'identification d'une erreur systématique constante dans le temps, ne s'applique pas dans cette situation. A l'heure d'écriture de ce rapport, nous travaillons toujours sur la mise au point d'un algorithme plus général, ce qui s'avère loin d'être trivial. Les pistes que nous explorons sont basées sur les idées suivantes :

1. Linéarisation des modèles, comme illustré par le développement limité ci-dessus. Cette option conduit à des temps de calcul importants, et ne peut s'appliquer qu'au pas de temps de simulation des modèles (et ne conviendrait pas, par exemple, pour comparer des séries de débits moyens journaliers).

2. Description empirique du biais conditionnel. Il s'agit de décrire la courbe rouge de la Figure 7-18 par exemple en utilisant une fonction spline.
3. Utilisation d'incertitudes partielles. L'idée est ici d'exploiter des simulations Monte Carlo qui ne propageraient qu'une partie des incertitudes (et en particulier, seulement les erreurs systématiques).

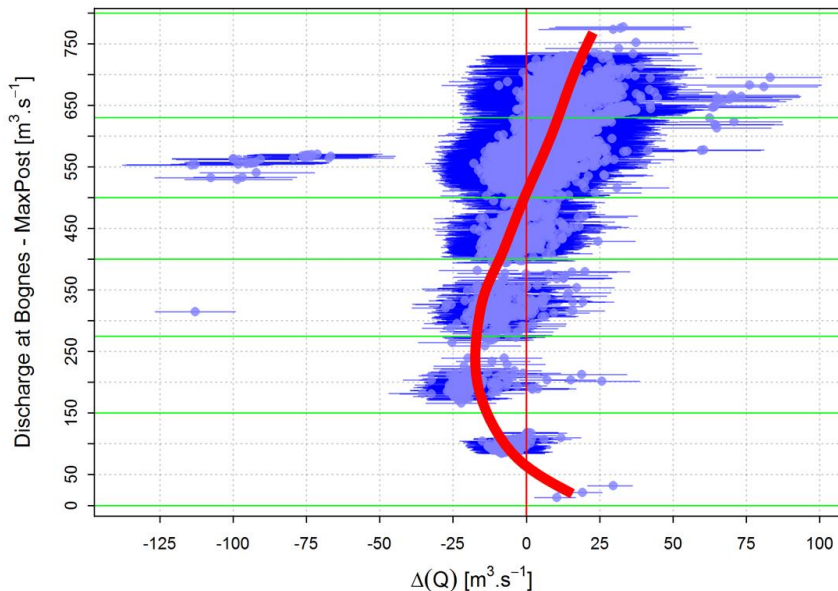


Figure 7-18 : Illustration de la notion de « biais conditionnel », matérialisé ici par la courbe rouge : les résidus entre deux séries incertaines (en abscisses) ont une espérance non nulle et non constante, qui varie ici en fonction du débit.

7.7 Synthèse et conclusions

L'objectif de cette partie était de construire et proposer des outils de modélisation intégrés à l'échelle régionale, utilisables pour des bassins de l'ordre du millier de km². Deux approches ont été mises en œuvre durant le projet : une approche ascendante (*bottom-up*) où nous sommes partis d'une représentation détaillée des caractéristiques des bassins versants et des processus représentés (modélisation CVN-p, thèse d'Olivier Vannier, 2013) et une approche descendante (*top-down*) où la modélisation a été inférée à partir de l'analyse des données disponibles (modélisation SIMPLEFLOOD, thèse de Marko Adamovic, 2014). Les deux approches ont été évaluées à l'échelle régionale, à la fois sur des simulations continues et sur des épisodes de crues rapides. Les performances des deux modélisations sont satisfaisantes, en dépit de processus représentés différents. Le modèle CVN-p inclut une représentation des horizons altérés et leur contribution aux écoulements ainsi qu'aux capacités de stockage de ces horizons. La géologie apparaît comme discriminante sur les propriétés de ces horizons. Le modèle a utilisé les estimations des propriétés hydrodynamiques tirées de fonctions de pédo-transfert. Il serait intéressant de reprendre des simulations en incorporant les nouvelles connaissances sur les sols acquises durant le projet, notamment l'impact de la géologie et de l'occupation du sol sur les conductivités hydrauliques (section 7.2.2). Le modèle CVN-p simule pour le moment une part de ruissellement de surface assez importante qui pourrait être réduite si on prend en compte les valeurs de conductivité estimée durant FloodScale. Le modèle SIMPLEFLOOD représente quant à lui essentiellement les écoulements rapides de sub-surfaces, dont les expérimentations de terrain ont montré l'importance dans les contextes étudiés. Cette hypothèse semble suffisante pour représenter

correctement les épisodes en conditions humides, mais les épisodes en conditions sèches sont systématiquement sous-estimés. Nous avons pu identifier qu'une représentation plus réaliste de l'évapotranspiration réelle devrait être implémentée. Il serait peut-être aussi nécessaire de représenter des écoulements rapides de surface, notamment sur les zones agricoles.

D'un point de vue plus méthodologique, le projet a permis d'entamer une réflexion sur la manière d'évaluer des modèles distribués non calés, utilisant en mode « évaluation d'hypothèses de fonctionnement ». Les signatures hydrologiques sont une piste prometteuse à exploiter pour mieux identifier les déficiences des modèles et les relier aux processus représentés. Les travaux ont aussi permis de montrer l'importance des erreurs systématiques dans ce processus d'évaluation, nécessitant la mise au point de procédures adaptées.

Les travaux de modélisation à l'échelle régionale ont essentiellement été menés à partir de données historiques disponibles sur les réseaux de mesures opérationnels et sur des données allant au maximum jusqu'en 2012. Il serait maintenant nécessaire de reprendre les simulations avec les différents modèles en utilisant les données collectées durant le projet, tant les entrées pluviométriques que les données distribuées et multi-échelles pour l'évaluation. On dispose aussi maintenant des éléments pour propager les incertitudes sur les entrées pluie dans les modèles hydrologiques et les incertitudes associées aux débits mesurés qui pourront être prises en compte dans l'évaluation.

8 Discussions, conclusions et perspectives

Les objectifs affichés au début du projet FloodScale étaient ambitieux tant du point de vue expérimental que du point de vue de la modélisation.

Grâce à la mobilisation des équipes impliquées, le volet expérimental initialement prévu a pu être réalisé et les données acquises sont d'une richesse, en termes de résolutions spatiales et temporelles, dont on trouve peu d'équivalent dans la littérature. Ces données ont été critiquées, documentées et versées dans différentes bases de données pour une accessibilité maximale de la communauté scientifique internationale mais aussi, pour certains jeux de données, un accès public. Les résultats obtenus, et les épisodes de crues documentés montrent aussi que la stratégie d'observations proposées : combinaison de mesures en continu sur des bassins bien instrumentés durant quatre ans, pour augmenter les chances d'avoir un épisode important, et de mesures sur alerte durant les automnes s'est révélée adaptée. Le dispositif sur alerte a nécessité l'organisation d'une veille météorologique en continu, grandement facilitée par la mise à disposition de nombreux produits sur le site <http://sop.hymex.org/> par Météo-France et la mobilisation de volontaires, même au-delà du projet lui-même.

Le projet a aussi permis de tester et valider des méthodes de mesure innovantes telles que le saturomètre pour les capacités d'infiltration des sols, ainsi que l'intérêt de mesures sans contact pour 1/ l'estimation des profondeurs de sols ou le suivi des flux d'eau grâce à la résistivité électrique, 2/ les mesures de débit de crue (utilisation de radars de vitesse, de caméras fixes, analyses de vidéo amateurs). Des méthodes de fusion de données radar et pluviomètres ont aussi été proposées et développées et se sont aussi révélées pertinentes pour améliorer la connaissance de la pluviométrie et sa variabilité spatiale et temporelle. Mentionnons aussi les avancées méthodologiques permettant de quantifier les incertitudes sur les pluies et les débits. Ces avancées, notamment sur les débits, ont directement bénéficié au projet, puisque le logiciel développé à cet effet (BaRatin) a été adopté par les équipes de recherche pour l'analyse de leurs propres stations.

L'analyse des données collectées a permis de mettre en évidence une forte variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols intra-versant, mais une relative stabilité de ces propriétés inter-versants. A l'échelle des Cévennes, la géologie et l'occupation des sols

apparaissent comme des éléments discriminants sur la variabilité spatiale de ces grandeurs. La variabilité des profondeurs des sols est aussi une caractéristique des milieux étudiés, qu'il est nécessaire de prendre en compte dans les modèles. Les expérimentations de versants, mais aussi l'analyse des données géochimiques ou en continu confirment la prépondérance d'écoulements latéraux de sub-surface rapides en terrain granitiques ou sur schiste et végétation naturelle, et leur importance, même sur terrains sédimentaires et agricoles. Il a aussi été montré que les capacités de stockage des sols issues de bases de données sols étaient largement sous-estimées car elles ne prennent pas en compte le stockage dans les horizons de socle altéré et fracturé. L'interface sol-*bedrock* s'est par ailleurs révélée perméable, avec des capacités d'infiltration élevées. Les mesures d'humidité des sols combinées à l'analyse de la réponse hydrologique mettent en évidence un effet de seuil au moment du passage conditions de sol sèches/humides avec une réponse hydrologique très faible en conditions sèches et une forte variabilité de la réponse hydrologique en conditions humides.

La modélisation et la simulation des crues rapides ont été abordées dans un esprit d'évaluation/comparaison de différentes hypothèses de fonctionnement en s'appuyant sur les données collectées et l'analyse des différences entre simulation et observation. Les résultats du projet ont aussi permis de valider la pertinence de cette approche itérative. A l'échelle des petits bassins, différents modèles reposant sur différentes hypothèses de processus dominants ont été mis en œuvre et testés. Ces essais montrent qu'un seul processus ne peut suffire à expliquer les réponses observées et que les flux de sub-surface doivent impérativement être considérés, de même que la variabilité spatiale des capacités de stockage des sols. En particulier, une modélisation distribuée, construite à partir des observations de terrain s'est révélée particulièrement pertinente et robuste au changement d'échelle. A l'échelle régionale, deux approches de modélisation « *top-down* » et « *bottom-up* » ont été mise en œuvre sans calibration et évaluée. Les études confirment la nécessité de prendre en compte les horizons altérés pour la bonne représentation des capacités de stockage dans les sols. Elles mettent en évidence la nécessité de bien prendre en compte la géologie pour simuler correctement la variabilité des réponses hydrologiques et que les deux types d'approches permettent de représenter de manière satisfaisante cette variabilité, notamment pour les crues rapides. Ces modèles permettent d'obtenir des simulations en bassins non jaugés.

Durant le projet, un effort important a été consacré à l'acquisition, la validation et la mise à disposition de riches jeux de données documentant différents aspects pertinents pour la compréhension des crues rapides. Ces données ont été exploitées de manière fragmentaire durant le projet, avec une focalisation sur des analyses par site d'études visant à confirmer la cohérence des données acquises. Une des perspectives les plus prometteuses est maintenant la mise en perspective des données des différents sites et une analyse globale des comportements à l'échelle de toute la région cévenole. Les efforts menés pour caractériser les incertitudes sur la pluie et les débits offrent aussi d'intéressantes perspectives pour une meilleure prise en compte des incertitudes dans les modèles, leur évaluation et leur calibration.

9 Références (en bleu, les références issues du projet).

- Adamovic, M., 2014. Development of a data-driven distributed hydrological model for regional catchments prone to Mediterranean flash floods. Application to the Ardèche catchment (France). , Université de Grenoble, Grenoble, France, 05 Décembre 2014, 298 pp, disponible sur http://cemadoc.irstea.fr/exl-php/cadcgp.php?query=1&MODELE=vues/p_recherche_publication/home.html
- Adamovic M., Bouvier C., Brunet P., Ayrat P.A.. 2016a. Assessing hydrodynamic properties of soils under natural and artificial rainfalls at the plot scale in the Valescure catchment. France, Hydrological Processes, submitted.
- Adamovic, M. Branger, F., Braud, I., Kralisch, S., 2016b. Development of a data-driven distributed hydrological model for regional scale catchments prone to Mediterranean flash floods, J. Hydrology, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.032>, in press.
- Adamovic, M., Braud, I., Branger, F., Kirchner, J.W., 2015. Assessing the simple dynamical systems approach in a Mediterranean context: application to the Ardèche catchment (France). Hydrol. Earth Syst. Sci., 19(5): 2427-2449.
- Andrieu, J., 2016. Contribution de la segmentation géomorphologique pour spatialiser les caractéristiques pédologiques ou les processus hydro-pédologiques. Contribution au WP 2: Hillslope Hydrology: distributed observations and parameterization of hillslope functioning, Livrable 2.3, 10 pp.
- Andrieu, J., Mering, C., 2008. Cartographie par télédétection des changements de la couverture végétale sur la bande littorale ouest-africaine: exemple des Rivières du Sud du delta du Saloum au Rio Geba. Télédétection, Editions scientifiques GB, 8 (2), pp.93-118. <https://halshs.archives-ouvertes.fr/halshs-00388170/document>
- Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., Manus, C., 2010. Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event. Journal of Hydrology, 394(1-2): 134-147.
- Anquetin, S., Vannier, O., Ollagnier, M., Braud, I., 2015. Flash-Flood hydrological simulations at regional scale. Scale signature on road flooding vulnerability, EGU General Assembly, 12-17 April 2015, Vienna, Austria, oral.
- Ayrat, P.A., Sauvagnargues-Lesage, S., Gay, S., Bressand, F., 2005. Forecasting flash-floods with an operational model. Application in the South-East of France (Gard). In: (Ed), S.B. (Ed.), Flood Risk Management in Europe. Springer, pp. 335-352.
- Beucher, S., Lantuéjoul, C., 1979. Use of watersheds in contour detection. Dans International workshop on image processing, real-time edge and motion detection
- Biondi, D., De Luca, D.L., 2012. A Bayesian approach for real-time flood forecasting. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, vol. 42-44, pp. 91-97.
- Blanco, F., 2012. Rapport de stage de Licence 3 Sc. de la Terre et Envir., Univ. Joseph Fourier Grenoble.
- Bonnet S., 2012. Cartographie des zones potentielles de production ou d'accumulation du ruissellement de surface en région cévenole. Master 2 « Eau et ressources », Université de Montpellier 2, 98 pp.
- Bonnifait L, Delrieu G, Lay ML, Boudevillain B, Masson A, Belleudy P, Gaume E, Saulnier G-M. 2009. Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: Reconstruction of the 8-9 September 2002 catastrophic flood event in the Gard region, France. Advances in Water Resources, 32: 1077-1089.
- Borga, M., Anagnostou, E.N., Blöschl, G., Creutin, J.D., 2011. Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. Environmental Science & Policy, 14(7): 834-844.
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., Sangati, M., 2007. Hydrometeorological Analysis of the 29 August 2003 Flash Flood in the Eastern Italian Alps. Journal of Hydrometeorology, 8(5): 1049-1067.
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Galabertier, B., Bonnifait, L., Bouilloud, L., Kirstetter, P.E., Mosini, M.L., 2011. The Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database. Water Resources Research, 47: W07701.
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Wijbrans, A., Confoland, A., 2016. A high-resolution rainfall re-analysis based on radar-rain gauge merging in the Cévennes-Vivarais region, France. Journal of Hydrology, in press.
- Boulter, J.-F., Parlange, J.-Y., Vauclin, M., Lockington, D. A. and Haverkamp, R., 1987. Upper and lower bounds of the ponding time for near constant surface flux, Soil Sci. Soc. Am. J., 51, 1424-1428, 1987.
- Bouvier C., Ayrat P.A. , Brunet P., Didon-Lescot J.F., Borrell V., Nguyen Q.S., 2016. Hydrological processes generating flash floods in a small mountainous Mediterranean French catchment, , J. Hydrology, submitted.

- Bouyer M., 2014. Caractérisation et analyse de sensibilité des paramètres de sol du modèle hydrologique CVN pour trois bassins de moins de 150 km² dans les Cévennes où des réseaux d'observation multi-échelles sont déployés. Mémoire de M2 option Sol Eau Hydrosystèmes, Agrocampus Ouest, Rennes.
- Branger, F., Braud, I., Debionne, S., Viallet, P., Dehotin, J., Hénine, H., Nédélec, Y., Anquetin, S., 2010. Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID framework. Overview of the concepts and first application examples. *Environmental Modelling & Software*, 25: 1672-1681.
- Branger, F., Dramais, G., Horner, I., Le Boursicaud, R., Le Coz, J., Renard, B., 2015. Improving the quantification of flash flood hydrographs and reducing their uncertainty using noncontact streamgauging methods. EGU General Assembly, 12-17 April 2015, Vienna, Austria, Oral.
- Branger F, Kermadi S, Jacqueminet C, Michel K, Labbas M, Krause P, Kralisch S, Braud I. 2013. Assessment of the influence of land use data on the water balance components of a peri-urban catchment using a distributed modelling approach. *Journal of Hydrology*, 505: 312-325.
- Braud, I., 2016. Synthesis of all the infiltration measurements performed in the Cévennes region, contribution to WP5.1 "Mapping of hydrological functional units and spatialization of model parameters" of the FloodScale (2012-2016) ANR project.
- Braud, I., Ayrat, P.A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Dramais, G., Le Coz, J., Leblois, E., Nord, G., Vandervaere, J.P., 2016. Progresses in flash floods understanding and modelling derived from the FloodScale project in south-east France, FLOODrisk 2016, 3rd European Conference on Flood Risk Management, Innovation, Implementation, Integration, 18 – 20 October 2016 - Lyon, France, 10pp, Oral.
- Braud, I., Ayrat, P.A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J.P., Anquetin, S., Adamovic, M., Andrieu, J., Batiot, C., Boudevillain, B., Brunet, P., Carreau, J., Confoland, A., Didon-Lescot, J.F., Domergue, J.M., Douvinet, J., Dramais, G., Freyrier, R., Gérard, S., Huza, J., Leblois, E., Le Bourgeois, O., Le Boursicaud, R., Marchand, P., Martin, P., Nottale, L., Patris, N., Renard, B., Seidel, J.L., Taupin, J.D., Vannier, O., Vincendon, B., Wijbrans, A., 2014. Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash flood understanding. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18(9): 3733-3761.
- Braud, I., De Condappa, D., Soria, J., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., Vauclin, M., 2005. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (Beerkan method). *European Journal of Soil Science*, 56: 361-374, doi: 10.1111/j.1365_2389.2004.00660.x.
- Braud, I., Roux, H., Anquetin, S., Maubourguet, M.-M., Manus, C., Viallet, P., Dartus, D., 2010. The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 394(1-2): 162-181.
- Braud, I., Suspène, H., Delrieu, G., Wijbrans, A., Boudevillain, B., Leblois, E., Renard, B., Adamovic, M., 2015. Characterization of rainfall variability and uncertainty and its impact on the hydrological response during flash floods in the Ardèche catchment 2300 km² (France), 9th HyMeX workshop, 21-25/09/2015, Mikonos, Greece, oral.
- Braud, I., Vandervaere, J.P., 2015. Analysis of infiltration tests performed in the Claduègne catchment in May-June 2012, contribution to WP3.4 "Documentation and mapping of soil hydraulic properties, soil geometry and vegetation cover of small catchments" of the FloodScale (2012-2016) ANR project, 66 pp. Available at <http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1321>.
- Bravo, J., Allasia, D., Paz, A., Collischonn, W., and Tucci, C., 2011. Coupled Hydrologic-Hydraulic Modeling of the Upper Paraguay River Basin, *Journal of Hydrologic Engineering*, 17, 635-646, 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000494.
- Brutsaert W, Nieber JL. 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research* 13: 637-643.
- Calianno, M., 2010. Infiltrabilité du sol en fonction de la surface échantillonnée. Mémoire de Master 1 STE, UJF, Grenoble.
- Carreau, J., and C. Bouvier, 2015: Multivariate density model comparison for multi-site flood-risk rainfall in the French Mediterranean area. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, doi: 10.1007/s00477-015-1166-6.
- Clark MP, Kavetski D, Fenicia F. 2011. Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47: W09301. DOI: W0930110.1029/2010wr009827.
- 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, *Regionalisation in Hydrology*. IAHS Publication, Ljubljana, pp. 103-115.

- Cosandey, C., Didon-Lescot, J.-F., 1999. Genèses des crues «Cévenoles» dans les bassins élémentaires: L'exemple du Bassin de la Latte (versant sud du Mont Lozère). In Société hydrotechnique de France (pp. 35-44).
- Coussot, C., 2015. Assessing and modelling hydrological behaviours of Mediterranean catchments using discharge recession analysis. Master Thesis, HydroHazards, University of Grenoble, France, 54 pp.
- Dehotin, J., Braud, I., 2008. Which spatial discretization for distributed hydrological models? Proposition of a methodology and illustration for medium to large scale catchments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 769-796.
- Dehotin, J., Breil, P., Braud, I., de Lavenne, A., Lagouy, M., Sarrazin, B., 2015. Detecting surface runoff location in a small catchment using distributed and simple observation method, *J. Hydrol.* 525, 113-129.
- Delahaye D., Guermond Y., Langlois P., 2001. Spatial interaction in the runoff process. Proceedings of the 12th ECTG2001, European Colloquium on Theoretical and Quantitative Geography, St Valéry en Caux, France, 2001, <http://www.cybergeogeo.eu/index3795.html> .
- Delrieu, G., A. Wijbrans, B. Boudevillain, D. Faure, L. Bonnifait, and P. E. Kirstetter, 2014: Geostatistical radar-raingauge merging: a novel method for the quantification of rainfall estimation error. *Advances in Water resources*, 71, 110-124.
- Despax A, Perret C, Garcon R, Hauet A, Belleville A, Le Coz J, Favre A-C. 2016. Considering sampling strategy and cross-section complexity for estimating the uncertainty of discharge measurements using the velocity-area method. *Journal of Hydrology*, 533: 128-140.
- Desprats, J.-F., Cerdan, O., King, C., Marchandise, A., 2010. Cartographie de la perméabilité des sols pour l'aide à la prévision des crues ; cas d'étude sur le Gardon d'Anduze. *La Houille Blanche*(3): 32-38.
- Doussière, F., 2007. Projet de recherche sur la prévision des inondations. Etude de la rivière Ardeche. (in French), Cemagref.
- Douvinet J., 2008. Les bassins versants sensibles aux « crues rapides » dans le Bassin parisien. Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes. Thèse de doctorat en géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 381 pp.
- Douvinet, J., Van De Wiel, M.J., Delahaye, D., Cossart, E., 2015. A flash flood hazard assessment in dry valleys (northern France) by cellular automata modelling. *Natural Hazards*, 75(3): 2905-2929.
- Dramais, G., 2015. Exploitation LSPIV d'un film de témoin suite aux inondations du 3 octobre 2015 à Cannes, rapport Irstea, Programme MEDDE (DGPR / SRNH)/ Irstea 2015 Connaissance et prévention des risques naturels et hydrauliques, 8 pp.
- Dramais, G., Le Coz, J., Le Boursicaud, R., Hauet, A., Lagouy, M. 2014. Jaugeage par radar mobile, protocole et résultats, *La Houille Blanche*, 3, 23-29, DOI 10.1051/lhb/2014025
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Filali Boubrahmi, N., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivancan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M.C., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., Wernli, H., 2014. HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7): 1063-1082.
- Dubrule, O., 1983. Cross Validation of Kriging in a Unique Neighborhood, *Mathematical Geology*.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggato, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., *Defer, E., Delanoë, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J.J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F.S., Molinié, G., Montani, A., Nord, G., Nuret, M., Ramage, K., Rison, B., Roussot, O., Said, F., Schwarzenboeck, A., Testor, P., Van-Baelen, J., Vincendon, B., Aran, M., Tamayo, J., 2014. HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash-flooding in the northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7): 1083-1100.
- Emmanuel I, Andrieu H, Leblois E, Janey N. 2014. Influence of rainfall spatial variability on hydrological modelling: a simulation approach. In: *Weather Radar and Hydrology*.
- Euser T, Winsemius HC, Hrachowitz M, Fenicia F, Uhlenbrook S, Savenije HHG. 2013. A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17: 1893-1912. DOI: 10.5194/hess-17-1893-2013.
- FAO. 1998. Crop Evaporation - Guidelines for computing crop water requirements. In: *Irrigation and Drainage paper n°56*, FAO.

- Fenicia F, Savenije HHG, Matgen P, Pfister L. 2008. Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. *Water Resour. Res.*, 44: W01402. DOI: 10.1029/2006wr005563.
- Filla, H. D., Stedinger, J. R., 1998. Using regional regression within index flood procedures and an empirical Bayesian estimator. *Journal of Hydrology*, vol. 210, pp. 128–145.
- Flügel, W.A, 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modeling using PRMS/ MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrol. Process.* 9 (3–4), 423–436.
- Forriez M., Martin Ph., Nottale L., 2010. Transition fractal – non fractal et géographie. Réflexion des lois d'échelle possibles à travers l'étude de quelques cas. *L'espace géographique*, n° 2, p.97-112 et http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/41/99/06/PDF/Espace_geo-Forriez-Martin-Nottale-2009-V1.pdf
- Forriez M., Martin Ph., Nottale L., 2011. Comparaison entre la classification de Horton et la classification ascendante hiérarchique des confluences. Application au bassin amont des Gardons, in *Mobilité des formes et surface terrestre ; Des changements passés aux changements actuels* sous la direction de M. J. Penven, H. Regnauld et D. Mercier. Coll. Espace et territoire, Presses universitaires de Rennes, p.55-67 et <http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/41/99/01/PDF/JJG-Forriez-Martin-Nottale-2009.pdf>
- Fournier-Bidoz, S., 2015. Rapport de stage de Licence 3 Sc. de la Terre et Envir., Univ. Joseph Fourier Grenoble.
- Fuamba, M.; Branger, F.; Braud, I.; Sanzana Cuevas, P.; Sarrazin, B.; Jankowsky, S.; Batchabani, E., 2016. Value of distributed water level and soil moisture data in the evaluation of a distributed hydrological model: Application to the PUMMA model in the Mercier catchment in France, *Journal of Hydrology*, submitted.
- Gaume E, Borga M. 2008. Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management*, 1: 175-189.
- Garambois, P.A., Roux, H., Larnier, K., Castaigns, W., Dartus, D., 2013. Characterization of process-oriented hydrologic model behavior with temporal sensitivity analysis for flash floods in Mediterranean catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17: 2305-2322.
- Giraud, F., Faure, J., Zimmer, D., Lefevre, J., and Skaggs, R., 1997. Hydrologic Modeling of a Complex Wetland, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123, 344-353, doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(1997)123:5(344).
- Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Dehotin, J., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Lagouy, M., Branger, F., Jacqueminet, C., Kermadi, S., Michel, K., 2010. Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. *Hydrological Processes*, 24(17): 2382-2399.
- Gregersen, J. B., Gijsbers, P. J. A., Westen, S. J. P., 2007. OpenMI: Open modelling interface, *Journal of Hydroinformatics*, 175-191.
- Gupta, H.V., Wagener, T., Liu, Y., 2008. Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes*, 22(18): 3802-3813.
- Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Molinié, G., Nord, G., Vandervaere, J.-P., Uber, M., 2016. Water level and response time of rivers during flash floods derived from a nested network in the Claduègne Mediterranean catchment (43 km²), EGU General Assembly 2016, 17-22/04/2016, Vienna, Austria, poster.
- Hrachowitz, M., Fovet, O., Ruiz, L., Euser, T., Gharari, S., Nijzink, R., Freer, J., Savenije, H. H. G., Gascuel-Oudou, C., 2014. 'Process consistency in models: The importance of system signatures, expert knowledge, and process complexity', *Water Resources Research* 50(9), 7445--7469.
- Hauet, A., Jodeau, M., Le Coz, J., Marchand, B., die Morans, A., Le Boursicaud, R., Dramais, G., 2014. Application de la méthode LSPIV pour la mesure de champs de vitesse et de débits de crue sur modèle réduit et en rivière, *La Houille Blanche*, 3, 16-22, DOI 10.1051/lhb/2014024
- Horner, I., Le Coz, J., Renard, B., Branger, F., McMillan, H., 2016. Propagation of stage measurement uncertainties to streamflow time series, EGU General Assembly 2016, 17-22/04/2016, Vienna, Austria, Pico session.
- Huza, J., Teuling, A.J., Braud, I., Grazioli, J., Melsen, L.A., Nord, G., Raupch, T.H., Uijlenhoet, R., 2014. Precipitation, soil moisture variability and discharge dynamics in a small catchment in south-east France (Ardèche), during HyMeX Special Observation Period 1, *Journal of Hydrology*, 516, 330-342.
- Hydrologic Engineering Center, 2013. Hydrologic modelling system HEC-HMS technical reference manual. Technical report, US Army Corps of Engineers Institute for Water Resources Hydrologic Engineering Center.
- Jankowsky, S., Branger, F., Braud, I., Rodriguez, F., Debionne, S., Viallet, P., 2014. Assessing anthropogenic influence on the hydrology of small peri-urban catchments: development of the object-oriented PUMMA model by integrating urban and rural hydrological models, *Journal of Hydrology*, 517, 1056-1071



- Jarvis, N., 2008. Near-saturated hydraulic properties of macroporous soils *Vadose Zone Journal*, 7: 1302-1310.
- Javelle, P., Demargne, J., Defrance, D., Pansu, J., Arnaud, P., 2014. Evaluating flash-flood warnings at ungauged locations using post-event surveys: a case study with the AIGA warning system. *Hydrological Sciences Journal*, 59(7): 1390-1402.
- Kirchner, J.W., 2006. Getting the right answer for the right reasons: linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42: W03S04, doi: 10.1029/2005WR004362.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.*, 45(2): W02429.
- Klemeš, V., 1983. Conceptualization and scale in hydrology, *Journal of Hydrology*, 65, 1-23, [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90208-1](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(83)90208-1).
- Kralisch, S., and Krause, P., 2006. JAMS - A Framework for Natural Resource Model Development and Application, iEMSs Third Biannual Meeting "Summit on Environmental Modelling and Software", Burlington, USA.
- Krier R, Matgen P, Goergen K, Pfister L, Hoffmann L, Kirchner JW, Uhlenbrook S, Savenije HHG. 2012. Inferring catchment precipitation by doing hydrology backward: A test in 24 small and mesoscale catchments in Luxembourg. *Water Resources Research*, 48: W10525. DOI: 10.1029/2011wr010657.
- Laio, F., Tamea, S., 2007. Verification tools for probabilistic forecasts of continuous hydrological variables. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(4).
- Laganier O, Ayrat PA, Salze D, Sauvagnargues S. 2014. A coupling of hydrologic and hydraulic models appropriate for the fast floods of the Gardon River basin (France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14: 2899-2920.
- Lahouasnia N., 2015. Évaluations multiscalaires des phases de montée de crue de rivières cévenoles. Rapport de stage UMR ESPACE – UAPV, Université de Lorraine, 35 p.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria-Ugalde, J.M., Cuenca, R., Braud, I., Haverkamp, R., 2006. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 70(2): 521-532.
- Le Boursicaud, R., Le Coz, J., Dramais, G., 2015. Guide méthodologique : Collecte et préparation de film amateur en vue d'une exploitation par analyse d'image, Programme MEDDE (DGPR / SRNH)/ Irstea 2015 Connaissance et prévention des risques naturels et hydrauliques, 23 pp.
- Le Boursicaud, R., Pénard, L., Hauet, A., Le Coz, J., 2016. Gauging extreme floods on YouTube: Application of LSPIV to home movies for the post-event determination of stream discharges, *Hydrological Processes*, 30, 90-105.
- Le Bourgeois, O., 2015. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols - Application à la prévision et la prédétermination des crues -. Ecole doctorale SIBAGHE, Université de Montpellier II.
- Le Bourgeois, O., Bouvier, C., Brunet, P., Ayrat, P.A., 2016. Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. *J. Hydrology*, in press, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.067> .
- Le Coz, J., Bonnifait, L., Le Boursicaud, R., Renard, B., Branger, F., 2013. Guide pratique de la méthode BaRatin pour l'analyse des courbes de tarage et de leurs incertitudes. Version 1.0 du 03/04/2013.
- Le Coz J, Blanquart B, Pobanz K, Dramais G, Pierrefeu G, Hauet A, Despax A. 2016a. Estimating the Uncertainty of Streamgauging Techniques Using In Situ Collaborative Interlaboratory Experiments. *Journal of Hydraulic Engineering*: 04016011. DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001109, in press.
- Le Coz J, Camenen B, Peyrard X, Dramais G. 2012. Uncertainty in open-channel discharges measured with the velocity-area method. *Flow Measurement and Instrumentation*, 26: 18-29.
- Le Coz J, Hauet A, Pierrefeu G, Dramais G, Camenen B. 2010. Performance of image-based velocimetry (LSPIV) applied to flash-flood discharge measurements in Mediterranean rivers. *Journal of Hydrology*, 394: 42-52.
- Le Coz J, Jodeau M, Hauet A, Marchand B, Le Boursicaud R. 2014. Image-based velocity and discharge measurements in field and laboratory river engineering studies using the free Fudaa-LSPIV software. *International Conference on Fluvial Hydraulics, RiverFlow 2014, September 3-5 2014, Lausanne, Switzerland, 1961-1967.*
- Le Coz, J., Palatano, A., Collins, D., Guillén, M.F., Garcia, C.M., Smart, G.M., Bind, J., Chiaverini, A., Le Boursicaud, R., Dramais, G., Braud, I., 2016b. Lessons learnt from recent citizen science initiatives to document floods in France, Argentina and New Zealand, *J. Hydrology*, submitted.
- Le Coz, J., Palatano, A., Collins, D., Guillén, M.F., Garcia, C.M., Smart, G.M., Bind, J., Chiaverini, A., Le Boursicaud, R., Dramais, G., Braud, I., 2016. Lessons learnt from recent citizen science initiatives to document floods in France, Argentina and New Zealand, *FLOODrisk 2016, 3rd European*

- Conference on Flood Risk Management, Innovation, Implementation, Integration, 18 – 20 October 2016 - Lyon, France, 6 pp, Oral.
- Le Coz J, Renard B, Bonnifait L, Branger F, Le Boursicaud R. 2014. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *Journal of Hydrology*, 509: 573-587.
- Le Lay, M., Saulnier, G.-M., 2007. Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: case of the 8-9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letters*, 34(13): L13401.
- Leblois, E., 2012. Le bassin versant, système spatialement structuré et soumis au climat, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Grenoble, Grenoble, France, 112 pp.
- Leblois, E., Chen, S., 2016. Amélioration du simulateur stochastique de pluies SAMPO et utilisation pour quantifier les erreurs sur la pluviométrie. Contribution au WP4.2 « Quantification of rainfall fields' errors and generation of probabilistic QPEs » of the FloodScale (2012-2016) ANR project, 12 pp.
- Leblois, E., Creutin, J.-D., 2013. Space-time simulation of intermittent rainfall with prescribed advection field: Adaptation of the turning band method. *Water Resources Research*, 49(6): 3375-3387.
- Malam Abdou, M., 2014. Etats de surface et fonctionnement hydrodynamique multi-échelles des bassins sahéliens ; études expérimentales en zones cristalline et sédimentaire. Thèse Univ. Joseph Fourier Grenoble.
- Mandon, J-B., Rebolho, C., Tourenq, S. 2014. Crues "éclair" : Approches Bayésiennes, Rapport de Mission Recherche & Développement, Ecole des mines d'Alès, 45p.
- Manus, C., Anquetin, S., Braud, I., Vandervaere, J.P., Viallet, P., Creutin, J.D., Gaume, E., 2009. A modelling approach to assess the hydrological response of small Mediterranean catchments to the variability of soil characteristics in a context of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13: 79-87.
- Mansanarez, V., Le Coz, J., Renard, B., Vauchel, P., Pierrefeu, G., Lang, M., 2016. Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties, *Water Resources Research*, submitted.
- Maréchal D., 2011. Du drain potentiel au drain réel : utilisation de données satellitales à très haute résolution pour l'étude de l'origine géomorphologique des chemins de l'eau sur des bassins versants soumis aux crues éclair. Thèse de l'Ecole doctorale des Mines de Saint-Etienne, 313 p.
- Maréchal D., Ayrat P-A., Bailly J-S., Puech C., Sauvagnargues-Lesage S., 2013, Sur l'origine morphologique des écoulements par l'analyse d'observations hydrologiques distribuées. Application à deux bassins versants cévenols (Gard, France), *Géomorphologie*, 1, 47-62.
- Martin, P., 1993. Importance des réserves en eau sous la plaine de Saint-Julien-les Rosiers (Gard) révélées par des explorations en scaphandre autonome. *Spelunca*, 49, pp. 33-38.
- Martin, P., 1998. Le karst du compartiment oriental de la Basse Cévennes Carbonatée. *Karstologia*, 11-12, pp. 25-36.
- Martin P., 2012. Géométrie des interfaces et niveaux énergétiques ; modalités d'étude d'une interface morphologique : le Lodévois (Hérault, France). SHS Web of Conférences 3, 03003 (2012) DOI: 10.1051/shsconf/20120303003, © aux auteurs, publiée par EDP Sciences, ou <http://dx.doi.org/10.1051/shsconf/20120303003>
- Martin P., Forriez M., Nottale L., 2012. Le fil d'Ariane du dédale scalaire de l'espace-temps géographique. *Géopoint 2010 : Les échelles pour les géographes et les autres — Groupe Dupont — UMR ESPACE 7300 du CNRS éditeurs*, p.23-45.
- Martin P., Nottale L., Ayrat P.A., 2016. Modélisation fractale de courbes de niveau à partir de deux modèles numériques de terrain (MNT à 50 m et MNT Lidar à 0,5 m). Conséquences pratiques et théoriques. Exemple du bassin versant du Gardon cévenol et de son sous-bassin le Cartaou (Gardon de Saint Jean, Gard, France), *Cybergéo*, sous presse.
- McDonnell JJ, McGuire K, Aggarwal P, Beven KJ, Biondi D, Destouni G, Dunn S, James A, Kirchner J, Kraft P, Lyon S, Maloszewski P, Newman B, Pfister L, Rinaldo A, Rodhe A, Sayama T, Seibert J, Solomon K, Soulsby C, Stewart M, Tetzlaff D, Tobin C, Troch P, Weiler M, Western A, Wörman A, Wrede S. 2010. How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. *Hydrological Processes*, 24: 1745-1754.
- McMillan, H.; Clark, M.; Bowden, W., Duncan, M., Woods, R., 2011. 'Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 1. Diagnostic tests for model structure', *Hydrological Processes* 25, 511-522.
- McMillan H, Gueguen M, Grimon E, Woods R, Clark M, Rupp DE. 2014. Spatial variability of hydrological processes and model structure diagnostics in a 50 km² catchment. *Hydrological Processes*, 28: 4896-4913. DOI: 10.1002/hyp.9988.

- Morena F. 2004. Modélisation hydrologique distribuée en milieu urbanisé. Représentation des processus de production et développement du modèle URBS. In: Spécialité Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, pp: 256.
- Moussa, R., Chahinian, N., & Bocquillon, C. (2007). Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment—Model construction and multi-site validation. *Journal of Hydrology*, 337(1), 35-51.
- Nash, J., Sutcliffe, J., 1970. 'River flow forecasting through conceptual models', *Journal of Hydrology* 167(1-4), 167-174.
- Nicoud, C., 2015. [Study of the relationship between initial soil moisture and hydraulic response for flood risk assessment, Master Thesis, HydroHazards, University of Grenoble, France. 44 pp.](#)
- Niggli, M., Musy, A., 2005. A Bayesian combination method of flood models: Principles and application results. *Agricultural Water Management*, vol. 77, pp. 110–127.
- Noël Jean-François, 2014. [Naturalisation des séries de débits sur le bassin versant de l'Ardèche - impact sur les indicateurs hydrologiques", stage de fin d'études ENTPE, 74 pp.](#)
- Norbiato, D., Borga, M., Merz, R., Blöschl, G., Carton, A., 2009. Controls on event runoff coefficients in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrology*, 375(3-4): 312-325.
- Nord, G., Boudevillain, B., S. Gerard, Molinié, G., J.P. Vandervaere, J. Huza, J. Le Coz, G. Dramais, C. Legout, A. Berne, J. Grazioli, T. Raupach, J. Van Baelen, A. Wijbrans, I. Braud, G. Delrieu, J. Andrieu, M. Caliano, C. Aubert, J. Huza, A.J. Teuling, 2016. [A high space-time resolution dataset linking rainfall forcing, meteorological forcing and hydro-sedimentary response in a mesoscale Mediterranean catchment of the Ardèche region, France, Earth Systems Sciences Data, submitted.](#)
- Nottale L., 2011. *Scale Relativity and Fractal Space-Time: A New Approach to Unifying Relativity and Quantum Mechanics*, Imperial college press, 600p.
- Nottale L., Martin Ph., Forriez M., 2012. Analyse en relativité d'échelle du bassin versant du Gardon (Gard, France). Étude de la variation de la dimension fractale en fonction de l'altitude et de l'échelle. *Revue internationale de géomatique*. Vol. 22, n ° 1, p.103-133.
- Ollagnier, M., 2013. [Climatologie des pluies en région Cévennes-Vivarais : caractérisation des situations pluvieuses à l'échelle régionale, Juin 2013, M2R "Science de la Terre - Eau, Climat, Environnement"](#).
- Payrastre, O., Bonnifait, L., Gaume, E., Le Boursicaud, R., 2014. Some lessons from post-event field investigations after the June 2013 floods in the Pyrenees region in France, 8th HyMeX workshop, September 15-18 2014, La Vallette, Malte, poster.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: Jones, E.B.a.W., T.J. eds. (Ed.), *Watershed Management in the eighties*. ASCE, Denver, April 30-May 1, 1985, pp. 293-299.
- Rebolho, C., 2015. [Étude du fonctionnement du système karstique des Fonts et rôle sur les crues des bassins versants de l'Avène et du Grabieux \(affluents du Gardon d'Alès\), Mémoire de fin d'étude, Ecole des mines d'Alès, 35 p.](#)
- Renard, B., Kavetski, D., Leblois, E., Thyer, M., Kuczera, G., Franks, S.W., 2011a. Towards a reliable decomposition of predictive uncertainty in hydrological modeling: characterizing rainfall errors using conditional simulation. *Water Resources Research*, 47: W11516, doi:10.1029/2011WR010643
- Renard, B., Thyer, M. et al., 2011b. Quantifying uncertainties in hydrologic prediction, with application to flood forecasting, Scientific report, FAST project 23126WL, 2010-2011, 48 pp.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P. A., Maubourguet, M. M., Chorda, J., Dartus, D., 2011. A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 11(9), 2567-2582
- Ruin, I., Creutin, J.D., Anquetin, S., Lutoff, C., 2008. Human exposure to flash-floods- relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *Journal of Hydrology*, 361: 199-213.
- Sarrazin, B., 2012. MNT et observations multi-locales du réseau hydrographique d'un petit bassin versant rural dans une perspective d'aide à la modélisation hydrologique. Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement. L'Institut National Polytechnique de Grenoble, 269 pp.
- Saulnier, G.M., Le Lay, M., 2009. Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France). *Water Resources Research*, 45: W10425, doi: 10.1029/2008WR0069056.
- Sintégra, 2012. Relevé lidar des bassins versants du Gazel, de Valescure, de Tourgueille, de la Claduègne et de L'Avène. Rapport de campagne LiDAR,
- Snelder, T., Biggs, B., Woods, R., 2005. Improved eco-hydrological classification of rivers. *River Research and Applications*, 21: 609-628.

- Suspène, H., 2015. Impact de l'incertitude sur la connaissance des champs pluviométriques sur la réponse hydrologique d'un grand bassin Méditerranéen. Application au bassin versant de l'Ardèche, Master EAU, Spécialité Ressource Parcours Hydrologie, Risques et Environnement, Montpellier, 50 pp.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., Todorovik, D., Domergue, J.-M., 2010. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 387(3-4): 176-187.
- Turc, L., 1951. Nouvelles formules pour le bilan d'eau en fonction des valeurs moyennes annuelles de précipitations et de la température, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 233, 633-635.
- Uber, M., 2016. The Impact of Initial Soil Moisture on the Hydrologic Response of Two Flash Flood Prone Catchments in Southern France, Master Thesis in Geoecology, University of Potsdam, Germany, 79 pp.
- Ugarte, C., 2011. Prédiction du temps d'apparition du ruissellement par infiltrométrie. Rapport de Master 2 Recherche, STE-OAHGE, Univ. Joseph Fourier Grenoble.
- Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000. Transient flow from tension infiltrometers: II. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1271-1284.
- Vannier, O., 2013. Apport de la modélisation hydrologique régionale à la compréhension des processus de crue en zone méditerranéenne, Université de Grenoble, Grenoble, France, 22 Novembre 2013, 274 pp, disponible sur http://www.lthe.fr/PagePerso/boudevil/THESES/vannier_13.pdf
- Vannier O, Anquetin S, Braud I. 2016. Investigating the role of geology in the hydrological response of Mediterranean catchments prone to flash-floods: Regional modelling study and process understanding. *Journal of Hydrology*. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.04.001.
- Vannier, O., Braud, I., Anquetin, S., 2014. Regional estimation of catchment-scale soil properties by means of streamflow recession analysis for use in distributed hydrological models. *Hydrological Processes*, 28(26): 6276-6291.
- Vidal, J.P., Martin, E., Franchisteguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J.M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system *International Journal of Climatology*, 30(11): 1627-1644.
- Viglione A, Chirico GB, Woods R, Blöschl G. 2010. Generalised synthesis of space-time variability in flood response: An analytical framework. *Journal of Hydrology*, 394: 198-212.
- Vuarant, M., 2013. Rapport de stage de Licence 3 Sc. de la Terre et Envir., Univ. Joseph Fourier Grenoble.
- Welber, M., Le Coz, J., Laronne, J., Zolezzi, G., Zamler, D., Dramais, G., Hauet, A., Salvaro. M., 2016. Field assessment of non-contact stream gauging using portable surface velocity radars (SVR), *Water Resources Research*, 52(2), 1108-1126.
- Werner, M. G. F., 1999. A comparison of flood extent modelling approaches through constraining uncertainties on gauge data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 8, 1141-1152, 10.5194/hess-8-1141-2004.
- Woods, R., Sivapalan, M., 1999. A synthesis of space-time variability in storm response : Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research*, 35(8):2469-2485.
- Zoccatelli D, Borga M, Zanon F, Antonescu B, Stancalie G. 2010. Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania. *Journal of Hydrology*, 394: 148-161.



10 Annexe 1 : Table des jeux de données disponibles et liens sur les méta-données

L'ensemble des jeux de données acquis et manipulés dans le projet sont référencés sur le site web du projet. (Catalogue des méta-données²⁷).

Tableau 10-1 : Jeux de données disponibles et liens sur les méta-données

Intitulé jeu de données	Responsable(s)	Laboratoire(s)	Lien sur la fiche de méta-données de la BD-HyMeX et accès aux données (BD HYMeX ou BDOH)	DOI
Caractérisation des bassins versants				
MNT LiDAR Valescure 1m	J. Andrieu, I. Braud	ESPACE-Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1177&datsId=1177&project_name=HyMeX&q=lidar	
MNT LiDAR Tourgueille 1m	J. Andrieu, I. Braud	ESPACE-Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1180&datsId=1180&project_name=HyMeX&q=lidar	
MNT LiDAR Avène 1m	J. Andrieu, I. Braud	ESPACE-Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1181&datsId=1181&project_name=HyMeX&q=lidar	
MNT LiDAR Claduègne 1m	J. Andrieu, I. Braud	ESPACE-Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1178&datsId=1178&project_name=HyMeX&q=claduegne	10.6096/MISTRALS-HyMeX.1178
Occupation du sol Valescure	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1383&datsId=1383&project_name=HyMeX&q=land+use	
Occupation du sol Tourgueille	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1382&datsId=1382&project_name=HyMeX&q=land+use	
Occupation du sol Avène	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1384&datsId=1384&project_name=HyMeX&q=land+use	
Occupation du sol Claduègne	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1381&datsId=1381&project_name=HyMeX&q=land+use	10.14768/MISTRALS-HYMEX.1381
Occupation du sol Ardèche, Cèze, Gardons	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1377&datsId=1377&project_name=HyMeX&q=land+use	10.14768/MISTRALS-HYMEX.1377
Infiltration dans les sols	I. Braud	Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1321&datsId=1321&project_name=HyMeX&q=cladu%C3%A8gne	10.6096/MISTRALS-HyMeX.1321
Localisation instrumentation Auzon	G. Nord	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1390&datsId=1390&project_name=HyMeX&q=auzon	En cours
MNT 5 m Auzon	G. Nord	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1389&datsId=1389&project_name=HyMeX&q=auzon	En cours
ERT Valescure Transect B	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1387&datsId=1387&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	
ERT Valescure Transect C	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1409&datsId=1409&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	
Profondeur du sol Valescure	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1176&datsId=1176&project_name=HyMeX&q=valescure	
Granulométrie des sols Valescure	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1175&datsId=1175&project_name=HyMeX&q=valescure	
Profondeur du sol Tourgueille	J. Andrieu	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1430&datsId=1430&project_name=HyMeX&q=Tourgueille	
Pluviométrie				
Réanalyses radar-pluviographes sur la région des Cévennes	B. Boudevillain	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1183&datsId=1183&project_name=HyMeX&q=cevennes	En cours

²⁷ <https://floodscale.irstea.fr/donnees>



Réseau Hpiconet de pluviographes sur l'Auzon	G. Molinié	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1183&datsId=1183&project_name=HyMeX&q=cevennes	En cours
Simulations conditionnelles à l'aide du simulateur stochastique SAMPO	E. Leblois	Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1439&datsId=1439&project_name=HyMeX&q=leblois	
Réseau pluviographes ESPACE Gardons	J.F. Didon Lescot	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=895&datsId=895&project_name=HyMeX&q=valescure	10.17180/OBS.OHM-CV.GARDONS
Météorologie				
Station météo de Valescure	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=892&datsId=892&project_name=HyMeX&q=valescure	
Hydrométrie, niveau d'eau				
Station hydro-sédimentaire Gazel-Claduègne	G. Nord	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=994&datsId=994&project_name=HyMeX&q=water+level	En cours
Réseau de limnimètres Claduègne	G. Nord	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=994&datsId=994&project_name=HyMeX&q=water+level	En cours
Réseau stations Ardèche	LS-PIV G. Dramais	Irstea	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=994&datsId=994&project_name=HyMeX&q=water+level	10.17180/OBS.OHM-CV.ARDECHE
Données du réseau de stations de débits (+ conductivité sur certaines stations) Valescure	J.F. Didon Lescot	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=986&datsId=986&project_name=HyMeX&q=valescure	10.17180/OBS.OHM-CV.GARDONS
Données du réseau de stations de débits (+ conductivité sur certaines stations) Tourgueille	J.F. Didon Lescot	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=987&datsId=987&project_name=HyMeX&q=Tourgueille	10.17180/OBS.OHM-CV.GARDONS
Données du réseau de stations de débits (+ conductivité sur certaines stations) Avène	J.F. Didon Lescot	ESPACE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=988&datsId=988&project_name=HyMeX&q=Avène	10.17180/OBS.OHM-CV.GARDONS
Humidité des sols				
Humidité du sol, parcelles J. Huza Gazel	I. Braud, R. Teuling	Irstea-Univ Wageningen	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1179&datsId=1179&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	10.6096/MISTRALS-HyMeX.1179
Réseau Humidité des sols en continu Gazel-Claduègne	J.P. Vandervaere	LTHE	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1350&datsId=1350&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	En cours
TransectA Valescure	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=878&datsId=878&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	10.6096/MISTRALS-HyMeX.878
TransectB Valescure	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=889&datsId=889&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	10.6096/MISTRALS-HyMeX.889
TransectC Valescure	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=890&datsId=890&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	10.6096/MISTRALS-HyMeX.890
TransectD Valescure	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=893&datsId=893&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	10.6096/MISTRALS-HyMeX.893
Transect Tourgueille	C. Bouvier, P. Brunet	HSM	http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1408&datsId=1408&project_name=HyMeX&q=soil+moisture	10.6096/MISTRALS-HyMeX.1408



Géochimie

Geochimie et isotopes stables
Valescure

C. Bouvier

HSM

http://mistrals.sedoo.fr/?editDatsId=1406&datsId=1406&project_name=HyMeX&q=Valescure