

Ecole Centrale de Nantes

ÉCOLE DOCTORALE

Sciences Pour l'Ingénieur Géosciences Architecture (SPIGA)

Année 2011

N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

Spécialité : MENTION DE LA SPECIALITE

Présentée et soutenue publiquement par :

CARINA FURUSHO

le 26/09/2011
à IFSTTAR Nantes

MODELISATION HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS PERIURBAINS

JURY

Président :

Rapporteurs : Chantal ODOUX-GASCUEL
Florence HABETS

INRA de Rennes
Ecole des Mines de Paris

Examineurs : Bruno TASSIN
Jean François SINI

Ecole des Ponts et Chaussées
Ecole Centrale de Nantes

Directeur de thèse : Hervé ANDRIEU
Laboratoire : IFSTTAR
Co-encadrant : Katia CHANCIBAUT
Laboratoire : IFSTTAR

N° ED : 498-186

Modélisation hydrologique des bassins versants périurbains

Les changements les plus rapides et les plus marquants dus à l'urbanisation se produisent dans les zones de transition entre la ville et la campagne, en milieu périurbain. Afin de comprendre et de reproduire le comportement hydrologique des cours d'eau périurbains, modifiés par leur aménagement progressif, de nouveaux modèles doivent être développés.

Les travaux de cette thèse s'inscrivent dans le cadre du projet AVuPUR (Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers) qui vise à proposer des outils pour quantifier l'impact de l'artificialisation des bassins versants sur leur régime hydrologique et les chemins de l'eau associés.

L'approche choisie part d'un modèle développé à Météo France, appartenant à une plateforme couplée aux modèles météorologiques de prévision et de recherche. Le travail a consisté à ajouter les éléments artificiels principaux tels que les surfaces imperméabilisées et les réseaux d'assainissement, pour prendre en compte les spécificités urbaines des écoulements de l'eau.

Le modèle est appliqué sur le bassin versant de la Chézine, localisé dans la périphérie de Nantes. Une étude de sensibilité aux paramètres du modèle permet de mieux appréhender son fonctionnement et de déterminer l'influence de chacun des paramètres sur les débits à l'exutoire mais aussi sur les différents termes du bilan hydrique. Le modèle est testé dans des situations différentes afin d'une part de mieux comprendre l'impact de l'urbanisation sur les processus simulés et sur le bilan hydrique et d'autre part de tester les capacités du modèle à reproduire la réponse hydrologique selon différents scénarios d'aménagement.

Mots-clés : Modélisation hydrologique, urbanisation, bassins versants périurbains, réponse hydrologique, régime hydrologique, bilan hydrique, surfaces contributives, ruissellement, drainage urbain, surfaces imperméabilisées.

Hydrological modeling of peri-urban river basins

The greatest changes caused by the fast growing urbanization are concentrated in the transition between the cities and the countryside, in peri-urban areas. In order to enhance the knowledge and to reproduce the hydrological behavior of peri-urban rivers, new models must be developed.

This PhD work takes part of the AVuPUR project (Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers). The objective of the project is to deliver adapted tools for quantifying the impact of artificial surfaces and urban structures within the catchments on its hydrological regime and pathways.

The base model has first been developed by Météo France and it is part of a platform coupled to meteorological models that are used in both forecasts and research. Our contribution consists on the introduction of the main artificial elements, such as impervious surfaces and the sewer network, in order to represent urban zones water flow specific processes.

The model is applied to the Chézine watershed, in the suburbs of Nantes, western France. A sensitivity analysis has been carried out, enhancing the comprehension on how the model works and also to identify the influence of each parameter on simulated discharges and on the components of the water budget. The model is tested under different land-use scenarios so that we could study the impact of urban zones in the simulated processes and on the annual water budget. Furthermore, the study evaluates the model capability of simulating and providing a hydrological analysis to compare different land-use scenarios.

Key-words : Hydrological modelling, impervious surfaces, runoff, variable source area, urbanization, hydrological response, hydrological regime, urban drainage.

ÉCOLE CENTRALE DE NANTES
INSTITUT FRANÇAIS DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DES
TRANSPORTS, DE L'AMÉNAGEMENT ET DES RÉSEAUX

THÈSE

présentée en première version en vue d'obtenir le grade de Docteur, spécialité
« Génie Civil »

par

Carina Yumi FURUSHO

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS PÉRIURBAINS

Thèse soutenue le 26/09/2011 devant le jury composé de :

M ^{me}	FLORENCE HABETS	École des Mines de Paris	(Rapporteur)
M ^{me}	CHANTAL GASCUEL	INRA Rennes	(Rapporteur)
M.	JEAN-FRANÇOIS SINI	École Centrale Nantes	(Examineur)
M.	BRUNO TASSIN	ENPC	(Examineur)
M.	HERVÉ ANDRIEU	IFSTTAR	(Directeur)
M ^{me}	KATIA CHANCIBAULT	IFSTTAR	(Encadrante)

à mes parents (aos meus pais)

REMERCIEMENTS

Je tiens en premier lieu à remercier mes directeurs de thèse, Hervé Andrieu et Katia Chancibault pour leur encadrement scientifique, leur intérêt et leur disponibilité. Merci Katia pour tout le travail que nous avons fait ensemble, pour m'avoir montré l'importance d'avoir le souci du détail et de la rigueur scientifique, la confiance, la sérénité et pour tous les conseils précieux que tu m'as donné à chaque fois que j'en ai eu besoin.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail de thèse : Mme Florence Habets, Mme Chantal Gascuel-Odoux, M. Bruno Tassin, M. Jean-François Sini. Je leur suis reconnaissante d'avoir apporté des remarques pertinentes, des regards extérieurs et des discussions intéressantes lors de la soutenance.

Je remercie tous les participants du projet AVuPUR pour les riches échanges lors des réunions semestrielles et principalement Isabelle Braud, qui a m'a fait le plaisir d'accepter de participer à mon comité de suivi de thèse. Merci également à Isabelle Calmet, qui m'a aussi apporté des suggestions précieuses lors des réunions du comité.

Un grand merci à Marie-Laure Mosini pour le soutien tout au long du travail de traitement et d'analyse de données, mais aussi pour son amitié, sa compagnie et sa motivation sportive.

Merci à Deniz Ylmaz et Frédérique Larrarte qui m'ont fait confiance en m'accordant l'opportunité d'enseigner à l'école d'architecture de Nantes et à Polytechnique Nantes.

Je remercie également tous les membres des groupes GER 6 et GER 7 de l'IFSTTAR pour leur accueil, leur soutien scientifique, technique, administratif ou amical. Merci particulièrement à Laetitia Lettelier, Alice Biczysko, Alexandra Mosset, Laurent Lebouc, Bernard Flahaut, Jean-Marc Rouaud, Fabrice Rodriguez, Laurent Lassabatère, Claude Joannis, Eric Gaume, Amelène El Mufleh, Amélie-Laure Le Delliou et Pascal Pichon, Daisy Sohn, Cécile Garcia, Isabelle Emmanuel, Valérie Mahaut, Valérie Gujsaite, Darren Lumbroso, Iacopo Carnacina, Jean-Philippe Naulin, Chi Cong Nguyen, Yann Lotram et Stéphane Percot.

Merci Stéphane pour être à mes cotés pendant les défis de la fin de thèse et surtout pour tout le reste.

Obrigada pelo apoio indispensavel Thana, Renata, Cris, Alexandre, Sergio, Rodrigo e Artur.

Agradeço em especial minha querida familia que me apoia e me incentiva em todas as realizações. Mesmo de tao longe estao todos sempre comigo. Obrigada Elisa, Yoko, Archi, Laura, Vilma, Célia, Lie, Jorge, Mario, Toshiko e Mitiko.

Nantes, le 21 février 2012.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES FIGURES	x
Introduction	1
NOTATIONS	7
1 ÉTAT DE L'ART	11
1.1 MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	13
1.1.1 Classification des modèles hydrologiques	13
1.1.2 Production et transfert d'un modèle pluie-débit	17
1.2 FONCTIONS DE PRODUCTION (FP)	19
1.2.1 Les modèles type réservoir	20
1.2.2 TOPMODEL	21
1.2.3 TOPODYN	24
1.2.4 Rôle des schémas de surface dans la simulation du cycle hydrologique	25
1.3 FONCTION DE TRANSFERT (FT)	31
1.3.1 La méthode de la Différence Première de la Fonction de Transfert (DPFT)	32
1.3.2 La Fonction de transfert géomorphologique	33
1.4 ÉTAT DE L'ART SUR L'ÉTUDE DE BASSINS VERSANTS PÉRIURBAINS	37
1.4.1 Comment les modèles de bassins versants naturels représentent les zones urbaines?	40
1.4.2 Comment les modèles urbains intègrent les surfaces naturelles?	42
1.5 TECHNIQUES D'ÉVALUATION DES SIMULATIONS	45
1.5.1 Techniques graphiques	45
1.5.2 Critères quantitatifs pour évaluer la qualité des simulations hydrologiques	46
1.6 INDICATEURS POUR CARACTÉRISER LE RÉGIME HYDROLOGIQUE	48

CONCLUSION	49
2 ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE LA CHÉZINE	51
2.1 LE SITE D'ÉTUDE : LE BASSIN VERSANT DE LA CHÉZINE	53
2.1.1 Localisation	53
2.1.2 Climat	54
2.1.3 Relief et topographie	55
2.1.4 Géologie et occupation du sol	55
2.2 ANALYSE DES DONNÉES	56
2.2.1 Données de pluie et de débit	58
2.2.2 Données cartographiques : délimitation des zones urbaines	68
2.3 COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE	68
2.3.1 Hypothèses sur le comportement hydrologique de la Chézine	73
2.3.2 Fonction de production	78
2.3.3 Fonctions de transfert de la Chézine	81
CONCLUSION	86
3 ISBA-TOPMODEL ADAPTÉ AUX BASSINS PÉRIURBAINS	89
3.1 CHOIX DU MODÈLE HYDROLOGIQUE	91
3.2 PROCESSUS REPRÉSENTÉS DANS LE SYSTÈME COUPLÉ ISBA-TOPMODEL	93
3.2.1 Les écoulements verticaux	97
3.2.2 La distribution latérale de l'eau dans le sol	101
3.2.3 Fonction de transfert	102
3.3 LA PRISE EN COMPTE DES ZONES URBAINES	103
3.3.1 La représentation des surfaces imperméabilisées	104
3.3.2 La prise en compte du réseau d'assainissement	105
3.3.3 A l'échelle de TOPMODEL	107
3.3.4 La fonction de transfert	108
3.3.5 Autres éléments artificiels	109
SYNTHÈSE	109
4 APPLICATION DU COUPLAGE SUR LE BASSIN DE LA CHÉZINE	111
4.1 CONFIGURATION DU MODÈLE	113
4.1.1 Les données cartographiques	113
4.1.2 Les données d'initialisation et forçage	116

4.1.3	Les données et paramètres urbains	117
4.2	CALAGE DES PARAMÈTRES DU PROFIL DE k_{sat}	119
4.2.1	Calage	121
4.2.2	Evaluation	122
4.3	ANALYSE DE SENSIBILITÉ	131
4.3.1	Sensibilité aux paramètres f et α	132
4.3.2	Raccordement des surfaces imperméabilisées au réseau de drainage	138
4.3.3	Sensibilité à la capacité de stockage des surfaces imperméabilisées	141
4.3.4	Sensibilité au paramètre d'infiltration sur les surfaces imperméables	142
4.4	ESTIMATION DU PARAMÈTRE D'INFILTRATIONS PARASITES	143
4.5	SENSIBILITÉ AUX PARAMÈTRES DE PROPAGATION DE DÉBIT	145
4.6	COMPARAISON ENTRE LES PARAMÈTRES	146
	CONCLUSION	148
5	AUTRES APPLICATIONS DU MODÈLE	151
5.1	LE SOUS-BASSIN VERSANT DE LA CHÉZINE : SAUTRON	153
5.1.1	Description du bassin versant amont à Sautron	153
5.1.2	Configuration du modèle	155
5.1.3	Résultats et discussions	156
5.2	SI LA CHÉZINE ÉTAIT RURALE À 100% ?	161
5.3	APPLICATION DE ISBA-TOPMODEL SUR LE BASSIN VERSANT DE TAFFIGNON	166
5.3.1	Description du bassin versant de Taffignon	166
5.3.2	Configuration du modèle	171
5.3.3	Résultats	172
	CONCLUSION	176
	CONCLUSION GÉNÉRALE	179
	PERSPECTIVES	182
	BIBLIOGRAPHIE	187
	Annexes	201
	DONNÉES PHYSIOGRAPHIQUES EN ENTRÉE DU MODÈLE POUR LA CHÉZINE	203
	HYDROGRAMMES DES ANNÉES DE CALAGE DE LA CHÉZINE	204
	HYDROGRAMMES DES ANNÉES DE CALAGE DE TAFFIGNON	208

ARTICLE SOUMIS AU JOURNAL <i>Hydrological Processes</i>	214
ARTICLE SOUMIS AU NUMÉRO SPÉCIAL <i>Journal of Hydrology "Hydrology of peri-urban catchments : processes and modelling"</i>	234

LISTE DES FIGURES

1	Evolution des aires urbaines entre 1990 et 1999. Source Certu-Insee	2
1.1	Schéma de description des modèles hydrologiques, d'après Anctil <i>et al.</i> (2005). Les classes marqués par * concernent le modèle de ce présent travail.	14
1.2	Schéma de description des processus à l'échelle du versant, d'après Bachmair et Weiler (2011)	15
1.3	Schéma de formation de ruissellement de surface : ruissellement hortonien RO_{ho} (Horton 1933) et RO_{sat} ruissellement sur surfaces contributives variables (Cappus 1960) lors de la précipitation P . Inf et q_s correspondent aux flux d'infiltration et de subsurface, respectivement. Adapté de Beven (2001)	16
1.4	Schéma d'un modèle hydrologique, d'après Musy (2005)	18
1.5	Elements caractérisant un hydrogramme suite à un épisode pluvieux.	19
1.6	Exemple de modèle réservoir. $\mathbf{P}(\mathbf{t})$ est la précipitation, $E(\mathbf{t})$ l'évapotranspiration, $\mathbf{q}(\mathbf{t})$ le débit, $\mathbf{S}(\mathbf{t})$ le stockage d'eau dans le bassin versant à l'instant \mathbf{t} et \mathbf{k} est un paramètre du modèle	20
1.7	Principe de stationnarité du modèle TOPMODEL (d'après Obled et Zin (2004)). $R_{i,t}$ est la recharge de versant en amont (aire \mathbf{A}_i) du pixel \mathbf{i} au pas de temps \mathbf{t}	22
1.8	Principe du modèle TOPMODEL, d'après Beven (2001).	23
1.9	Principaux flux de surfaces et variables pronostiques modélisés par ISBA-2L, d'après Pellenq (2002)	26
1.10	Évolution du déficit moyen $\overline{d_{i,t}}(m)$ de TOPMODEL (à droite) en fonction du contenu en eau de la couche racinaire $w_2 (m^3/m^3)$ de ISBA (à gauche), adapté de Pellenq (2002)	28
1.11	Schéma d'une fonction de transfert géomorphologique globale définie à partir de la fonction largeur du bassin versant.	33

1.12	Schéma d'une fonction de transfert géomorphologique distribuée, constituée des fonctions de transfert élémentaires de chaque maille contributive.	33
1.13	Schéma du modèle hydrologique MOUSE avec le module qui représente les écoulements dans le sol, d'après (DHI DHI)	43
1.14	Conceptualisation d'un sous-bassin élémentaire dans le modèle CANOE, d'après (Chocat <i>et al.</i> 2009)	44
2.1	Localisation du bassin versant de la Chézine à l'ouest de Nantes, en France	53
2.2	Réseau hydrographique de la Chézine et les principaux axes routiers (Source : Biotope- Étude Préalable à la restauration et à la mise en valeur de la Vallée de la Chézine, 2005. Page 8.)	54
2.3	Climat de la région de Nantes (Source Météo France, 27/06/2008)	55
2.4	Carte géologique du secteur de la Chézine au 1/100000, site INFOTERRE .	55
2.5	Carte d'occupation du sol. (Nantes Métropole, 2005)	57
2.6	Localisation des pluviomètres (triangles gris inversés) à Sautron, aux Dervallières et de Météo France. Localisation des stations hydrométriques à Sautron et à Procé (à l'exutoire du bassin d'étude)	58
2.7	Comparaison entre les données du pluviomètre de Sautron (en amont) et celui de Dervallières (à l'exutoire du bassin versant)	59
2.8	Capteur de hauteur d'eau au Parc de Procé, à Nantes	60
2.9	Crue de la Chézine au Parc de Procé (13/01/2004).	60
2.10	Profil du seuil du déversoir du parc de Procé. La charge h_1 est la hauteur du niveau constant d'amont au-dessus du seuil, e l'épaisseur du seuil et z la hauteur de pelle.	61
2.11	Courbe d'évolution du débit en fonction de la hauteur d'eau au-dessus du seuil pour différentes formules (Leroux 2008).	62
2.12	Débitmètre installé sur la Chézine amont (en limite de Coueron et Sautron) le 20 août 2008, Mosini <i>et al.</i> (2011)	63
2.13	Détermination de la courbe de tarage (CT) à partir des données de hauteur (h) et débit (Q) à Sautron et le faisceau pour la validation des valeurs de débit, Mosini <i>et al.</i> (2011)	63
2.14	Pluie et débit mesurés à la station de Sautron du 1 ^{er} août au 31 décembre 2009.	64

2.15	Comparaison entre le débit spécifique du bassin versant entier (Procé, courbe en noir) et celui du sous-bassin versant rural amont (Sautron, courbe verte) au mois de juillet 2009.	64
2.16	Comparaison entre le débit spécifique du bassin versant entier (Procé, courbe en noir) et celui du sous-bassin versant rural amont (Sautron, courbe verte) au mois de décembre 2009.	65
2.17	Photos du bassin de stockage au Parc de Procé (LCPC, 13/01/2008).	66
2.18	Modèle topographique obtenu par interpolation des relevés topographiques par Leroux (2008).	66
2.19	Grilles qui filtrent l'eau à l'aval du bassin de stockage pour éviter que les embâcles atteignent le Parc de Procé	67
2.20	Comparaison entre le débit mesuré à l'exutoire et le débit corrigé pour enlever l'influence du bassin de stockage, sur la période du 12 au 25 janvier 2010, d'après Mosini <i>et al.</i> (2011)	67
2.21	Carte de la Chézine avec les voiries (en rouge), les bâtiments (en gris) et les réseaux urbains et naturel (en bleu).	69
2.22	Les zones urbaines connectées au réseau hydrographique, qui correspondent à 30% de la surface totale du bassin versant.	69
2.23	Exemple d'un hydrogramme observé à l'exutoire de la Chézine en octobre 2003.	70
2.24	Exemple d'un hydrogramme observé à l'exutoire de la Chézine en novembre 2002.	71
2.25	Moyenne mensuelle des coefficients d'écoulement pour la période de 2001 à 2009.	71
2.26	Coefficients d'écoulement correspondant au débit de base de chaque événement de la période 2001-2009.	72
2.27	Coefficients d'écoulement et débits de base des 32 événements analysés et distribués en deux groupes (G1 et G2)	74
2.28	Coefficient de ruissellement et pertes initiales en période estivale (a) et hivernale (b) sur le bassin versant de Rezé	77
2.29	Identification du coefficient de ruissellement et pertes initiales des zones urbaines de la Chézine en conditions sèches (groupe 1)	79

2.30	Identification du coefficient de ruissellement et pertes initiales pour les évènements de "hautes eaux" de la Chézine (groupe 2)	80
2.31	Fonctions de transfert pour chaque groupe d'évènements extraits à l'aide de la méthode DPFT	82
2.32	Fonctions de transfert pour chaque groupe d'évènements extraits à l'aide de la méthode DPFT	83
2.33	Fonction d'imperméabilisation de la Chézine	83
2.34	Comparaison entre la DPFT et la fonction de transfert géomorphologique pour les évènements du premier groupe. Coefficient de Nash de 0,78	85
2.35	Fonctions de transfert de G2 : DPFT (pontillé) et géomorphologique (courbe noire) sous l'hypothèse de surfaces contributives. La contribution urbaine est représentée avec un trait continu fin et la contribution rurale par des traits verts. Le coefficient de Nash a été de 0,82	85
2.36	Fonctions de transfert de G2 : DPFT (pontillé) et géomorphologique (courbe noire) pour les évènements du deuxième groupe, sous l'hypothèse de flux de subsurface. Le coefficient de Nash a été de 0,79	86
2.37	Comparaison entre la DPFT (pontillé) et la fonction de transfert géomorphologique (courbe noire) pour les évènements extrêmes d'hiver, dont la moyenne de coefficient d'écoulement est de 0,40	86
3.1	Schéma du couplage entre ISBA et TOPMODEL	94
3.2	Passage du contenu en eau d'une maille ISBA (I) aux mailles (i) du MNT qu'elle contient.	94
3.3	Définition du déficit local et déficit maximal à partir du contenu en eau dans trois types de maille MNT : à gauche le cas où $w_{fc} < w_A < w_{sat}$, au centre $w_{fc} > w_B$ et à droite $w_C = w_{sat}$	95
3.4	Interaction entre les modèles dans un pas de temps TOPMODEL, adapté de Bouilloud <i>et al.</i> (2010)	96
3.5	Flux d'eau représentés par ISBA-3L d'après Boone <i>et al.</i> (1999)	97
3.6	Bilan hydrique des surfaces imperméabilisées	104
3.7	Représentation du réseau de drainage urbain dans la couche profonde d'ISBA	106
3.8	Flux d'eau représentés par le modèle adapté aux bassins périurbains	107
3.9	Partition des surfaces rurales, urbaines imperméables et urbaines perméables sur le bassin versant de la Chézine	110

4.1	Résolution des grilles utilisées pour chaque modèle du couplage : ISBA à 500 m et TOPMODEL à 20 m, comme le MNT.	113
4.2	Sites d'extraction des échantillons pour les mesures de granulométrie sur la carte pédologique du bassin versant de la Chézine, à partir de la base de données Biotope(2005).	114
4.3	Granulométrie mesurée lors des campagnes de caractérisation du bassin versant de la Chézine. D'après Lassabatere <i>et al.</i> (2011).	115
4.4	Taux d'imperméabilisation intégré à l'échelle de la grille ISBA (500 m x 500 m)	117
4.5	(a) Efficience de Nash-Sutcliff (NSE) , (b) Pourcentage de biais (Pbias) pour le facteur de décroissance f $2 m^{-1}$ (cercles), $3 m^{-1}$ (croix), $4 m^{-1}$ (carrés) et $5 m^{-1}$ (triangles) pour les rapports de profondeur de sol compact α compris entre 0,1 et 0,6.	122
4.6	Bilan hydrique pour chaque année hydrologique de 2002 à 2010 et bilan hydrique moyen de toute la période.	124
4.7	Hydrogramme simulé (courbe rouge) comparé à l'hydrogramme observé (trait noir pointillé) pour la chronique de l'année hydrologique (a) 2005-2006, (b) 2006-2007, avec les paramètres choisis par le calage : $f = 4$ et $\alpha = 0,2$	125
4.8	Hydrogramme simulé (courbe rouge) comparé à l'hydrogramme observé (trait noir pointillé) pour la chronique de l'année hydrologique (c)2007-2008 et (b)2008-2009 avec les paramètres $f = 4$ et $\alpha = 0,2$	126
4.9	Hydrogramme simulé (courbe rouge) comparé à l'hydrogramme observé (trait noir pointillé) pour la chronique de l'année hydrologique 2009-2010 avec les paramètres $f = 4$ et $\alpha = 0,2$	127
4.10	(a) Ruissellement des surfaces perméables (courbe verte), drainage profond (trait rouge) et (b) surfaces imperméables (gris) et débit observé (points noirs) pour l'année hydrologique de 2006-2007.	128
4.11	Débits maximaux hebdomadaires simulés comparés à ceux observés pour les huit années 2002-2010. La droite approximative est affichée en gris clair, à coté de son équation et son coefficient de détermination R^2 . La droite 1 : 1 est ajoutée en ligne pointillé pour comparaison.	130

4.12	Distribution comparée des débits de pointe (a) et débits de base (b) des évènements simulés comparés à ceux observés pour les huit années 2002-2010. La droite de régression est affichée en gris clair, à coté de son équation. La droite 1 :1 est ajoutée en ligne pointillé pour comparaison.	130
4.13	Nombre d'évènements dépassant les débits de 0,5 à 4m ³ /s, considérant 455 évènements identifiés entre août 2002 et septembre 2010.	131
4.14	Variation du profil de $K_{sat}/K_{sat}(c)$ pour (a) $f=4$ et $\alpha = 0.1, 0.2, 0.3, 0.4$ et 0.5 et (b) $\alpha = 0.2$ et $f=1, 2, 3$ et 4m ⁻¹	133
4.15	Variation des valeurs de $K_{sat}(d_1)$ pour (a) $f = 4$ et (b) $\alpha = 0,2$ en surface . .	133
4.16	Impact de la variation de f sur les bilans hydriques de l'année 2006-2007 pour α constant =0,2	134
4.17	Impact de la variation de α sur les bilans hydriques de l'année 2006-2007 pour f constant =4 m ⁻¹	135
4.18	Impact de la variation de f sur le débit du drainage profond (2006-2007). .	135
4.19	Impact de la variation de α sur le débit du drainage profond (2006-2007). .	136
4.20	Impact de la variation de f sur le ruissellement des surfaces perméables (2006-2007).	136
4.21	Impact de la variation de α sur le ruissellement des surfaces perméables (2006-2007).	137
4.22	Débit simulé des zones imperméabilisées avec un raccordement (rac) à 100% (rouge) et à 85% (vert) pour l'année hydrologique 2006-2007.	138
4.23	Variation des débits maximaux hebdomadaires aux taux de raccordement des surfaces imperméables de 85% et de 100% pour les années hydrologiques d'évaluation 2006- 2007. Les droites approximatives sont affichées en gris clair, à coté de leur équation et le coefficient de détermination R^2 . .	139
4.24	Débits maximaux hebdomadaires simulés avec un taux de raccordement de 100% comparés à ceux simulés à un taux de 85%, pour l'année 2006-2007 .	140
4.25	Débit simulé des surfaces imperméabilisées avec S_{max}^{imper} égal à 0,5 (rouge) et à 2,4 mm (gris) pour l'année hydrologique 2006-2007	140
4.26	Débits maximaux hebdomadaires simulés avec une capacité de stockage S_{max}^{imper} de 0.5 mm comparés à ceux simulés pour $S_{max}^{imper} = 2,4$ mm pour l'année 2006-2007	141

4.27	Drainage profond pour les valeurs de $K_{imper} = 10^{-9} m.s^{-1}$ (rose) et $10^{-8} m.s^{-1}$ (bleu) pour l'année hydrologique 2006-2007.	143
4.28	Débits simulés pour la période du 30/12/2006 au 03/01/2007 avec la diffusivité $D = 200 m^2.s^{-1}$ (trait rouge) et $D = 48 m^2.s^{-1}$ (trait bleu).	145
4.29	Débits simulés pour la période du 30/12/2006 au 03/01/2007 avec la célérité $Ce = 0,38 m.s^{-1}$ (trait rouge), $Ce = 0,5 m.s^{-1}$ et $Ce = 1 m.s^{-1}$ (trait bleu).	145
4.30	Comparaison entre la sensibilité du modèle selon le critère de Nash des différents paramètres pour la période 2006-2007.	147
4.31	Comparaison entre la sensibilité du modèle selon le critère de PBIAS des différents paramètres pour la période 2006-2007.	147
5.1	Surfaces urbaines (pixels noirs) et réseau hydrographique (courbe bleue) sur le bassin versant de Sautron.	153
5.2	Exemples de fossés rencontrés dans la zone rurale de la Chézine (IFSTTAR, 2008).	153
5.3	Fossés digitalisés sur le sous-bassin versant amont de Sautron, zone rurale de la Chézine.	154
5.4	Hydrogramme simulé (trait rouge) et observé (points noirs) pour l'année hydrologique de 2009-2010 sur le sous-bassin versant de Sautron.	156
5.5	Evaluation de la reproduction des débits de pointe (a) et débit de base Q_b (b) du sous-bassin versant amont de Sautron. La droite de régression (droite noir) , son équation et le coefficient d'identification sont présentés sur les graphiques, à côté de la droite 1 :1 (diagonale bleu).	157
5.6	Comparaison entre les coefficients d'écoulement mesurés à l'aval du bassin versant de la Chézine (Procé) et ceux mesurés en amont (Sautron), distingués par saison, pour la période de juillet 2009 à mai 2010 (Mosini <i>et al.</i> 2011).	158
5.7	Comparaison entre les coefficients d'écoulement SIMULES du bassin versant de la Chézine entier (aval) et le sous-bassin versant de Sautron (amont) pour la période de juillet 2009 à mai 2010.	158
5.8	Comparaison entre le drainage profond spécifique ($m^3/m^2/30min$) simulé du bassin versant amont et aval pour la période d'août 2009 à juillet 2010.	159

5.9	Fréquence de saturation des mailles TOPMODEL du 1 ^{er} août jusqu'au 04 décembre 2009 à 9h30 sur le bassin amont pour la simulation (a) du bassin amont à Sautron et (b) le bassin aval à Procé.	160
5.10	Taux de saturation des mailles ISBA simulé au 04 décembre 2009 à 9h30 sur le bassin amont pour la simulation (a) du bassin amont à Sautron et (b) le bassin aval à Procé.	160
5.11	Comparaison entre les fréquence cumulée des débits maximaux avec les zones urbaines (barres grises) et sans (barres vertes).	162
5.12	Comparaison entre les simulations avec les zones urbaines (trait noir) et sans (trait vert) pour l'année 2006-2007.	162
5.13	Comparaison entre les simulations avec les zones urbaines (trait noir) et sans (trait vert) en été.	163
5.14	Comparaison entre les simulations avec les zones urbaines (trait noir) et sans (trait vert) en hiver.	163
5.15	Fréquence de saturation des mailles TOPMODEL jusqu'au 18 janvier 2007 à 7h sur le bassin versant de la Chézine pour la simulation d'une Chézine "naturelle" (a) et pour la Chézine actuelle, périurbaine (b).	164
5.16	Comparaison entre la simulation du bassin naturel (trait vert), périurbain (trait noir) et urbain (trait rouge) pour l'année 2006-2007.	165
5.17	Comparaison des bilans hydriques des simulations du bassin naturel, périurbain et urbain pour l'année 2006-2007. Les termes du bilan hydrique sont l'évapotranspiration (Etr), le stock d'eau dans le sol (Stock), les contributions au débit du drainage profond du sol (drainage), du ruissellement des surfaces perméables (RO-per), des surfaces imperméables (RO-imper) et des infiltrations parasites (Qb-urb).	166
5.18	Le bassin versant de l'Yzeron. Réseau hydrographique et localisation.	167
5.19	Normales de températures et précipitations à la station de Météo France Lyon-Bron sur la période 1971/2000 (Météo France, 2011).	167
5.20	Pluviomètres et stations de mesure des débits identifiés par gestionnaire sur le bassin versant de Taffignon.	168
5.21	Taux d'imperméabilisation sur les pixels du MNT (à 50m de résolution) du bassin versant de Taffignon.	169
5.22	Déversoirs d'orage et réseau de collecteurs sur le bassin versant de Taffignon.	170

5.23	Cumul annuel des précipitations sur le bassin versant de Taffignon selon les pluviomètres de Pollionnay et Grézieu la Varenne (moyenne simple). . .	172
5.24	Hydrogramme simulé (courbe rouge) et observé (points noirs) de Taffignon pour l'année 2003-2004. La pluie est représentée en histogramme inversé (bleu) au pas de temps d'une heure.	173
5.25	Composantes du débit à l'exutoire de Taffignon comparé au débit observé (points noirs) de août à novembre 2003.	173
5.26	Composantes du débit à l'exutoire de Taffignon comparés au débit observé (points noirs) de janvier à mars 2004.	174
5.27	Distribution des débits maximaux hebdomadaires simulés comparées à celle observée pour la période comprise entre août 2002 et août 2008. . . .	175
5.28	Comparaison entre le débit simulé pour les mêmes paramètres urbains que sur la Chézine (SIM, trait rouge) et le débit simulé pour $S_{max}^{imper}=3\text{mm}$ et $K^{imper}=10^{-8}$ m/s (STOCK 3, trait vert), pour la période comprise entre décembre 2006 et mars 2007.	176
5.29	Comparaison entre le drainage profond simulé pour les mêmes paramètres urbains que sur la Chézine (trait rouge) et le débit simulé pour $S_{max}^{imper}=3\text{mm}$ et $K^{imper}=10^{-8}$ m/s (trait vert), pour la période comprise entre décembre 2006 et mars 2007.	176
30	Distribution spatiale des épaisseurs de la couche racinaire (d_2) de la Chézine.	203
31	Distribution spatiale des épaisseurs de la couche profonde (d_3) de la Chézine.	204
32	Débits de la Chézine simulé (trait rouge) et observé (points noirs) de l'année 2002 - 2003.	205
33	Débits de la Chézine simulé et observé de l'année 2003 - 2004.	206
34	Débits de la Chézine simulé et observé de l'année 2004 - 2005.	207
35	Débits de Taffignon simulé (trait rouge) et observé (points noirs) de l'année 2002 - 2003.	208
36	Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2003 - 2004.	209
37	Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2004 - 2005.	210
38	Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2005 - 2006.	211
39	Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2006 - 2007.	212

40	Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2007 - 2008.	213
----	---	-----

INTRODUCTION

La croissance du périurbain, unanimement décriée, suscite de nombreuses inquiétudes, économiques, environnementales et sociales. Pourtant, la définition même du phénomène est complexe et n'est pas sans effet sur sa mesure. (Anne Lambert, (Dé)mesure de la périurbanisation. www.Métropolitiques.eu, le 11/03/2011)

Depuis la nouvelle nomenclature spatiale de l'Insee élaborée en 1996, le périurbain devient une catégorie statistique officielle. Les couronnes périurbaines sont des communes dont au moins 40 % de la population résidente ayant un emploi travaillent hors de la commune, dans le pôle urbain ou dans des communes attirées par celui-ci. Selon cette définition, les espaces périurbains couvraient en 1999 plus de 15 000 communes et comprenaient près de 12,5 millions d'habitants, soit 22% de la population française. L'extension et l'évolution géographique des couronnes périurbaines entre 1990 et 1999 sont illustrées dans la figure 1.

Avec cet étalement urbain, les changements les plus rapides et les plus marquants se produisent dans les zones de transition entre la ville et la campagne, en milieu périurbain. Les rivières périurbaines peuvent voir leur régime hydrologique perturbé par l'artificialisation des milieux.

Les problèmes souvent rencontrés sont d'une part l'augmentation et l'accélération du ruissellement liées à l'étalement des surfaces imperméabilisées, augmentant le risque d'inondation. Les inondations demeurent le risque naturel le plus récurrent et le plus dommageable en France : le territoire national recense plus de 138 victimes à déplorer depuis 1988 et le coût moyen des inondations s'élève à 262 M euros/an selon *Prediction du risque d'inondation*, filiale de Météo France (30/06/2011).

D'autre part, l'artificialisation des milieux peut conduire aux pénuries d'eau, suite à une diminution de l'infiltration et de la recharge des nappes. Une baisse possible des

**Evolution géographique des aires urbaines
entre 1990 et 1999**

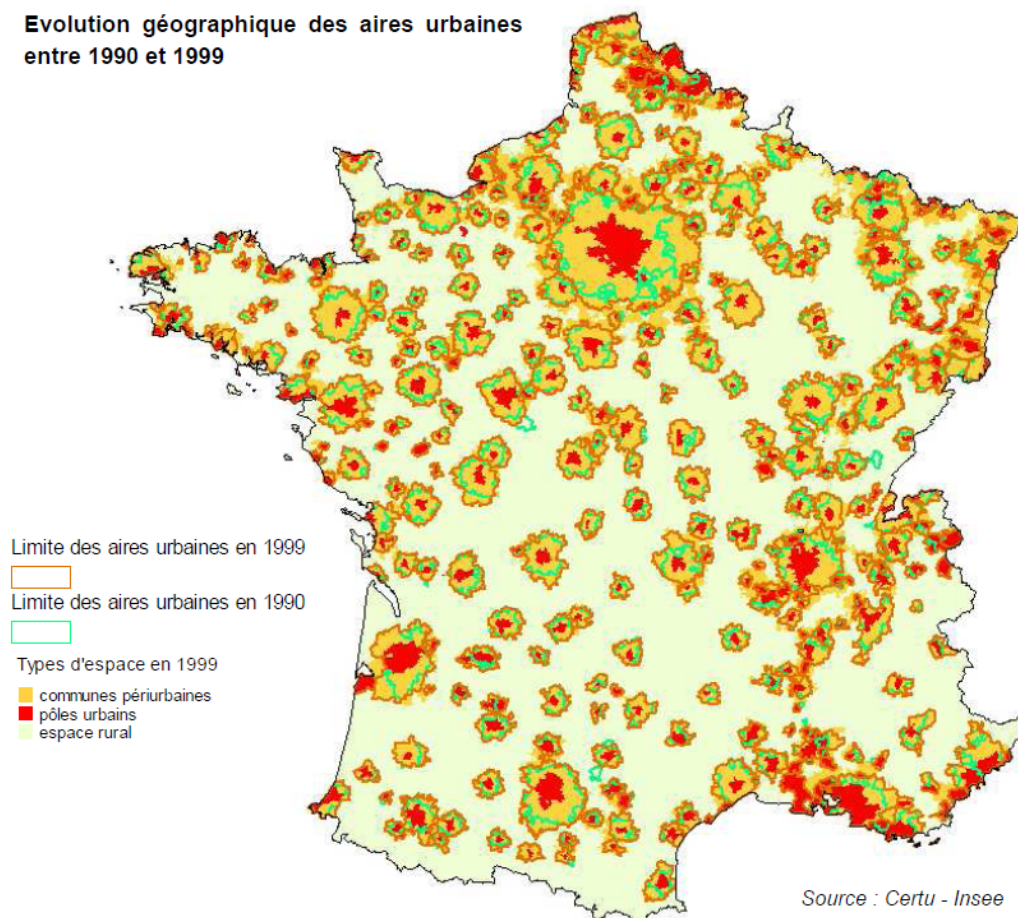


FIGURE 1 – Evolution des aires urbaines entre 1990 et 1999. Source Certu-Insee

écoulements de base des rivières peut impacter les écosystèmes. Dans les agglomérations urbaines, les demandes en eau douce pour l'utilisation domestique ou industrielle sont de plus en plus importantes. Selon Jacques Diouf, Directeur général de la FAO, d'ici 2025, 1,8 milliard de personnes vivront dans des pays ou des régions victimes de pénuries d'eau absolues, et deux tiers de la population mondiale pourraient être exposés à des conditions de stress hydrique (FAO salle de presse, 22/03/2007).

A tous ces enjeux, s'ajoute la pression réglementaire (Directive Cadre Européenne sur l'Eau) et la demande de la société, qui confrontent les décideurs à des choix complexes en termes d'aménagement. Il est donc nécessaire de mettre au point des outils (méthodes et des modèles) capables de quantifier l'impact de l'augmentation de l'urbanisation sur la vulnérabilité des hydrosystèmes périurbains.

Cependant, les bassins versants périurbains ont été peu étudiés tant par les hydrologues du milieu naturel que du milieu urbain. Ils constituent un milieu complexe caractérisé par une juxtaposition, une imbrication de zones plus ou moins urbanisées et de zones rurales plus ou moins naturelles, ainsi que par un réseau hydrographique constitué du réseau naturel mais aussi des réseaux routier, d'eau potable, d'eaux usées et d'eaux pluviales. Ces éléments modifient les chemins naturels de l'eau, qui ne sont plus uniquement guidés par la topographie. En termes d'hydrologie, le temps de réponse des zones urbaines ou rurales sont très différents, avec des variations spatio-temporelles marquées, qui rendent complexe l'appréhension de la réponse à l'échelle du bassin versant.

À notre connaissance, il n'existe actuellement pas ou peu de modèles hydrologiques adaptés à de tels bassins versants. Afin de comprendre et de reproduire leur comportement hydrologique, modifié par leur aménagement progressif, de nouveaux modèles hydrologiques doivent être développés.

Dans ce contexte, le projet AVuPUR (Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers), financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) de 2008 à 2011 vise à proposer des outils pour quantifier l'impact de l'artificialisation des bassins versants sur leur hydrologie et la modification des chemins de l'eau associée. Les travaux de cette thèse s'inscrivent

dans le cadre de ce projet.

L'impact de l'urbanisation doit être analysé en termes de pics de pluie, mais aussi durant la période d'étiage de la rivière. Il s'agit donc de reproduire la réponse de ces rivières à de longues chroniques de pluie. De plus, d'une part, l'aménagement du territoire se décide aujourd'hui plus à l'échelle de l'agglomération qu'à l'échelle d'un bassin versant. D'autre part, les décideurs souhaitent connaître l'impact de futurs aménagements, dans le contexte du changement climatique. C'est pourquoi, ce travail se place, à plus long terme, dans le cadre d'une modélisation hydrologique à l'échelle de la ville, pouvant être couplée avec un modèle météorologique, notamment dans le cadre du projet Ville Numérique (DRI 2010-2013). Le développement d'un modèle hydrologique adapté aux bassins versants péri-urbains constitue donc une première étape.

Ainsi, l'objectif principal de cette thèse est d'aboutir à un modèle hydrologique adapté aux rivières péri-urbaines pour la simulation de longues chroniques de pluie. C'est pourquoi l'approche choisie a été de partir d'un modèle développé à Météo France, appartenant à une plate-forme couplée aux modèles météorologiques de prévision et de recherche. Le travail a donc consisté à ajouter les éléments artificiels principaux tels que les surfaces imperméabilisées et les réseaux dans le sol, pour prendre en compte les spécificités urbaines des écoulements de l'eau.

PLAN DU MÉMOIRE

Le *premier chapitre* vise à présenter les notions principales en modélisation hydrologique et concernant la fonction de production et la fonction de transfert. Les principes des modèles de base utilisés dans ce travail sont détaillés : TOPMODEL, ISBA et la fonction de transfert géomorphologique. Une synthèse bibliographique sur les études de l'influence de l'urbanisation sur les bassins versants est présentée, suivi de quelques rappels bibliographiques sur les modèles ruraux qui ont intégré les zones urbaines et les modèles urbains qui représentent les écoulements dans le sol et sur les surfaces perméables.

Le *deuxième chapitre* est consacré à la description et à l'étude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant périurbain : La Chézine. Les données hydrométéorologiques et cartographiques sont présentées. L'analyse de données caractérisant les événements

pluvieux a permis de poser des hypothèses sur le fonctionnement et la distribution spatiale de la production de ruissellement sur ce bassin versant. Une fonction de transfert géomorphologique est développée en partant de ces hypothèses et validée, utilisant comme référence la fonction de transfert identifiée par la méthode de la DPFT, à partir des données de pluie et débit observés.

Dans le *troisième chapitre*, le modèle utilisé est décrit en détails : les processus physiques représentés, le fonctionnement du couplage entre ISBA et TOPMODEL et les modifications apportées pour adapter le modèle aux bassins versants périurbains.

Le *quatrième chapitre* présente l'application du modèle sur le bassin versant de la Chézine. Une étude de sensibilité aux paramètres du modèle permet de mieux appréhender son fonctionnement et de déterminer l'influence de chacun des paramètres sur les débits à l'exutoire mais aussi sur les différents termes du bilan hydrique.

Enfin le *cinquième chapitre*, plus exploratoire, est l'occasion d'appliquer le modèle, développé dans cette étude, dans des situations différentes. Les cas de figure testés permettent d'une part de mieux comprendre l'impact de l'urbanisation sur les processus simulés et sur le bilan hydrologique, et d'autre part d'évaluer les capacités du modèle à reproduire la réponse hydrologique d'un même bassin versant selon différents scénarios d'aménagement ainsi qu'à être appliqué sur un autre bassin versant aux caractéristiques urbaines, topographiques et climatiques différentes.

NOTATIONS

A	l'aire du bassin versant (m^2)
$A_{*0,t}$	la surface où la recharge est supérieure à R_{seuil} (m^2)
$A_{0,t}$	la surface où la recharge est inférieure à R_{seuil} (m^2)
$A_{c,t}$	la surface contributive au temps t (m^2)
$C1$	le coefficient force restore de drainage en surface du sol
$C2$	le coefficient force restore de diffusion entre la surface et la zone racinaire
$C3$	le coefficient force restore de drainage pour la couche profonde
$C4$	le coefficient force restore de diffusion entre la zone racinaire et la couche profonde
Ce	la célérité (m/s)
CE	le coefficient d'écoulement (m^3/m^3)
D	le paramètre de diffusion (m^2/s^{-1})
d_0	le déficit seuil équivalent à la profondeur maximale de la nappe (m)
d_1	l'épaisseur de la couche superficielle du sol (m)
d_2	l'épaisseur de la couche racinaire du sol (m)
D_1	la diffusion entre la surface et le réservoir racinaire (s^{-1})
D_2	la diffusion entre le réservoir racinaire et le réservoir profond (s^{-1})
d_c	la profondeur du sol compact dans le sol (m)
$d_{i,t}$	le déficit local du point i au temps t (m)
$d_{i,t}$	le déficit local à l'instant t pour la maille i (m)
$D_{moy,t}$	le déficit moyen au temps t (m)
Δw	la variation du stock d'eau dans le sol (m^3/m^3)
E_1	l'évaporation de l'eau sur sol nu ($m^3.s^{-1}$)
E_{tr}	l'évapotranspiration ($m^3.s^{-1}$)
f	le facteur de décroissance de la conductivité dans le sol (m^{-1})
G	le flux de chaleur dans le sol (W/m^2)

H_s	le flux de chaleur sensible (W/m^2)
H	la fonction de routage élémentaire, solution analytique de Hayami
$INTER$	l'interception du modèle TOPSIMPL (m)
K	la conductivité hydraulique (m/s)
K_1	le drainage de la couche de surface vers la zone racinaire (s^{-1})
K_2	le drainage du réservoir racinaire vers la couche profonde (s^{-1})
K^{imper}	la capacité d'infiltration des surfaces imperméables ($m.s^{-1}$)
K_{sat}	la conductivité hydraulique à la saturation ($m.s^{-1}$)
K_0	la conductivité à saturation en surface ($m.s^{-1}$)
L	la longueur de parcours de routage pour la fonction de transfert (m)
LAI	l'indice foliaire
$\Lambda^*_{moy,t}$	la moyenne des indices hydro-topographique, à l'instant t
$\Lambda_{i,t}$	l'indice hydro-topographique du point i, à l'instant t
LE	le flux de chaleur latente (W/m^2)
M	le coefficient de décroissance du profil de conductivité hydraulique à saturation (m)
Ψ	le potentiel matriciel (m)
$r_{i,t}$	la recharge élémentaire d'un pixel i, à l'instant t (m)
$R_{i,t}$	la recharge totale d'un pixel i, à l'instant t (m)
R_{smin}	la résistance stomatique minimale
ρ_w	la masse volumique de l'eau (kg/m^3)
Rn	le flux de rayonnement net à la surface (W/m^2)
RO	le ruissellement ($m^3.s^{-1}$)
SIC	la surface imperméable cadastrale (m^2)
SIE	la surface imperméable effective (m^2)
S_{max}^{imper}	la capacité du réservoir de surfaces imperméables (mm)
$SRmax$	la capacité du réservoir racinaire de TOPSIMPL (mm)
T	la transmissivité hydraulique ($m^2.s^{-1}$)
T_2	la température de la couche profonde (K)
tc	le temps de concentration d'un bassin versant
tr	le temps de réponse d'un bassin versant

T_s	la température de surface (K) (à la fois du sol et de la végétation)
w_{fc}	le contenu en eau à la capacité au champ (m^3/m^3)
w_{sat}	le contenu en eau à saturation (m^3/m^3)
w_{wilt}	le contenu en eau au point de flétrissement (m^3/m^3)
w_1	le contenu en eau volumique dans la couche de surface (m^3/m^3)
w_2	le contenu en eau volumique dans la colonne de sol (m^3/m^3)
w_r	le réservoir d'eau interceptée par la végétation (mm)
w_s	le contenu en eau équivalent (m^3/m^3) du manteau neigeux
alb_s	l'albédo du manteau neigeux
ρ_s	la densité volumique (kg/m^3) du manteau neigeux

GLOSSAIRE

ANR	Agence Nationale de la Recherche
AVuPUR	Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers
CNRM - GAME	Centre National de Recherches Météorologiques Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique
DPFT	Différence Première de la Fonction de Transfert
FAO	Food and Agriculture Organization
IFSTTAR	Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux
IRSTV	Institut de Recherche en Sciences et Techniques de la Ville
ISBA	Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère
MNT	Modèle Numérique de Terrain
ONEVU	Observatoire Nantais des Environnements Urbains
TOPMODEL	TOPography based hydrological MODEL
TSVA	Transfert sol-végétation-atmosphère
URBS - MO	Urban Runoff Branching Structure - MOdel

ÉTAT DE L'ART



SOMMAIRE

2.1	LE SITE D'ÉTUDE : LE BASSIN VERSANT DE LA CHÉZINE	53
2.1.1	Localisation	53
2.1.2	Climat	54
2.1.3	Relief et topographie	55
2.1.4	Géologie et occupation du sol	55
2.2	ANALYSE DES DONNÉES	56
2.2.1	Données de pluie et de débit	58
2.2.2	Données cartographiques : délimitation des zones urbaines	68
2.3	COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE	68
2.3.1	Hypothèses sur le comportement hydrologique de la Chézine	73
2.3.2	Fonction de production	78
2.3.3	Fonctions de transfert de la Chézine	81
	CONCLUSION	86

Dans ce chapitre, tout d'abord un point est fait sur les enjeux et les motivations qui mènent les ingénieurs et scientifiques à poursuivre leurs recherches et le développement d'outils en modélisation hydrologique des bassins versants ruraux, naturels et urbains. Ceci est suivi par un point sur les différentes approches existantes et une classification des modèles hydrologiques. La deuxième partie est consacrée à la description de la production et le transfert des transformations pluie-débit. Quelques exemples sont donnés et serviront de base pour le développement du travail présent. La troisième partie consiste à une transition vers la problématique plus précise de cette thèse : les bassins versants péri-urbains. L'état de l'art en modélisation hydrologique en milieu périurbain est abordé par

des travaux partagés entre deux points de vue : d'un côté, 'comment les zones urbaines sont-elles prises en compte dans les modèles de bassins naturels?' et, de l'autre côté, 'comment les surfaces naturelles sont-elles prises en compte dans les modèles urbains?'. Enfin, les critères statistiques permettant d'évaluer les modèles sont présentés.

1.1 MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Un modèle est une représentation de la réalité, une façon de décrire un système et son fonctionnement. Mais à quel besoin répondent les modèles hydrologiques ? Les enjeux qui motivent le développement des modèles sont nombreux :

- Prévention de risque d'inondation ou sécheresse
- Conception d'infrastructures hydrauliques (barrages, réseaux, bassins de rétention...)
- Gestion des ressources hydriques
- Maîtrise de la qualité de l'eau

Ainsi, le but ultime des prévisions des modèles est l'aide à la décision pour les problèmes hydrologiques en gestion de ressources en eau, prévention d'inondation, de contamination et planification d'aménagements.

D'un autre point de vue, une grande partie des modèles a vu le jour pour des applications de recherches scientifiques, comme un moyen de formaliser l'état de connaissances sur les systèmes hydrologiques. Une telle démonstration des concepts et théories est importante pour le développement des différents domaines scientifiques. Quand un conflit apparaît entre un modèle ou une théorie et des données fiables, les concepts sont revus et la science évolue.

La complexité des phénomènes est l'une des raisons pour lesquelles il n'existe pas de modèle hydrologique unique ni de stratégie unanime, mais une grande variété d'approches pour les études en hydrologie. Ainsi, à l'état actuel, les modèles sont approximatifs et simplifiés, laissant de la marge aux améliorations. Le prochain paragraphe présente brièvement les différentes approches rencontrées en modélisation hydrologique.

1.1.1 Classification des modèles hydrologiques

Plusieurs auteurs ont proposé une classification des modèles hydrologiques. Selon l'approche utilisée, les modèles peuvent être premièrement classés comme étant déterministes ou stochastiques. Les modèles déterministes stipulent que pour une entrée il existe une et une seule sortie possible. Pour les modèles stochastiques, la relation entre les entrées et sorties n'est pas univoque. Une ou plusieurs variables aléatoires sont utilisées pour représenter la complexité des processus. Les modèles stochastiques sont rarement utilisés pour la modélisation hydrologique (Hingray *et al.* 2009). En revanche diverses ap-

proches stochastiques sont utilisées pour estimer les paramètres des modèles (§1.5) ou pour estimer les incertitudes liées à un modèle donné.

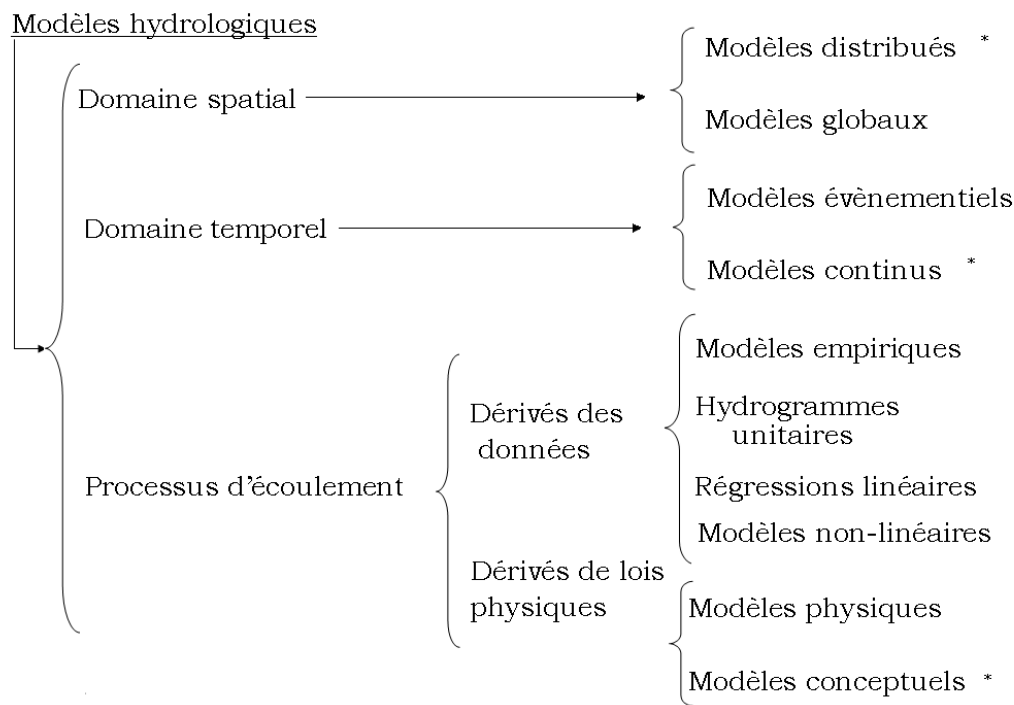


FIGURE 1.1 – Schéma de description des modèles hydrologiques, d'après Anctil et al. (2005). Les classes marqués par * concernent le modèle de ce présent travail.

La figure 1.1 présente le schéma proposé par Anctil *et al.* (2005) qui permet de classer les modèles hydrologiques pour discriminer les modèles selon 1) le domaine spatial ; 2) le domaine temporel ; 3) l'approche utilisée pour représenter les processus d'écoulement sur le versant.

Pour ce qui est de la définition spatiale, il existe des modèles **globaux** et **distribués**. Les premiers dispensent une discrétisation spatiale. Le bassin versant est considéré comme un tout et ses caractéristiques (occupation du sol, type de sol, précipitations...) sont uniformes sur l'ensemble de l'entité. Le modèle distribué permet une discrétisation en sous-bassins, en mailles ou éléments finis. Les modèles distribués sont en général plus performants, mais les données nécessaires ne sont pas toujours disponibles et la mise-en-oeuvre peut être plus fastidieuse.

En ce qui concerne la définition temporelle, les modèles évènementiels sont souvent appliqués pour reproduire les crues. Comme leur but est de représenter distinctement chaque évènement, les cheminements lents de l'eau qui soutiennent les écoulements entre les précipitations sont négligeables. En revanche leur efficacité dépend fortement des

conditions initiales du bassin versant, c'est-à-dire l'humidité du sol avant l'évènement. Le modèle continu est capable de calculer les sorties (débit, teneur en eau...) tant qu'il est alimenté par des données (précipitation, températures...). A cette échelle temporelle, les écoulements lents et l'évapotranspiration jouent un rôle important, comme le montre Pellenq (2002). Du fait d'afficher des longues périodes de débits, les modèles continus peuvent révéler une variété d'effets des changements environnementaux (climat, occupation du sol, etc).

La formulation mathématique des écoulements peut être déduite directement des observations disponibles. Les processus physiques ne sont pas définis explicitement, mais le modèle peut tout de même en fournir une explication grossière. Les modèles hydrologiques dérivés des données sont parfois de nature statistique : les régressions linéaires, les modèles d'auto-régression linéaire (dans le domaine temporel) et les réseaux de neurones (non-linéaires). Ces modèles donnent une idée du comportement moyen du bassin versant sous les conditions spécifiques de la période de la collecte des données utilisées.

Le degré de sophistication de la représentation des processus physiques du cheminement de l'eau permet une dernière classification des modèles. Dans les *modèles physiques*, les processus d'écoulement dérivent strictement des lois physiques. En général les modèles sont basés sur l'application des équations de Darcy/Richards pour les écoulements en sols non-saturés. Le terme qui relie le flux à la différence de potentiel hydraulique est la conductivité hydraulique. La **conductivité hydraulique** K (m/s) et la **transmissivité hydraulique** T (m^2/s) sont des mesures de la capacité de l'aquifère à conduire de l'eau. T est égale à K intégré sur l'épaisseur verticale de l'aquifère.

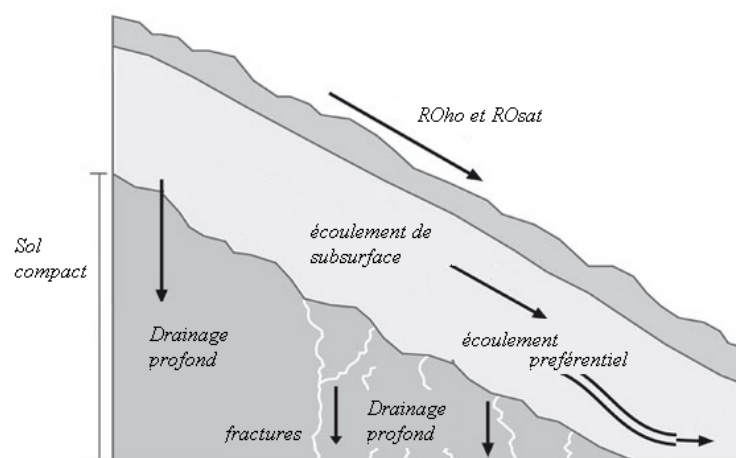


FIGURE 1.2 – Schéma de description des processus à l'échelle du versant, d'après Bachmair et Weiler (2011)

Les modèles conceptuels représentent les processus à l'échelle du versant :

- les ruissellements (RO_{ho} , RO_{sat}) sont les écoulements de surface (*runoff*), illustrés dans la figure 1.3;
- l'écoulement de subsurface (q_s , *subsurface flow, throughflow, interflow*) qui est aussi souvent traduit par un écoulement rapide interne
- le drainage profond : percolation de l'eau de la zone non-saturée vers la zone saturée (q_s , figure 1.3). Le drainage profond alimente le **débit de base**, qui correspond à l'écoulement qui se produit dans un cours d'eau même pendant les périodes sans précipitations (figure 1.5).

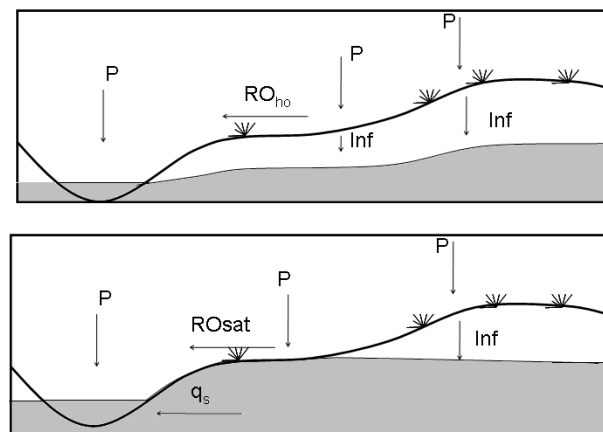


FIGURE 1.3 – Schéma de formation de ruissellement de surface : ruissellement hortonien RO_{ho} (Horton 1933) et RO_{sat} ruissellement sur surfaces contributives variables (Cappus 1960) lors de la précipitation P . Inf et q_s correspondent aux flux d'infiltration et de subsurface, respectivement. Adapté de Beven (2001)

Deux processus pour la génération du ruissellement de surface (figure 1.3) sont distingués : le ruissellement par refus d'infiltration, aussi connu comme ruissellement hortonien (Horton 1933) et le ruissellement sur les surfaces saturées (Cappus 1960). Le ruissellement par refus d'infiltration a lieu quand l'intensité de pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol. La pluie qui tombe sur l'étendue variable constituée de terrains perméables, mais peu à peu complètement saturés en eau, se transforme en ruissellement superficiel ou hypodermique. Ce concept est connu comme **le concept de la source à surface variable** qui a été formalisé par Cappus (1960), dans son étude à propos d'un bassin expérimental d'Arance.

Clark *et al.* (2009) abordent le fait que les modèles basés sur les processus physiques, tel que les équations de Darcy et Richards, sont inconsistants avec plusieurs observations sur le terrain. Ces équations expliquent très bien les écoulements en milieu poreux homogène ponctuellement. En revanche, elles n'expliquent pas certains processus importants à l'échelle du versant, tels que les écoulements préférentiels par l'effet des macros pores, la

variation à fine échelle de la topographie qui affecte le stockage de l'eau et les écoulements à travers les fractures du socle rocheux.

Clark *et al.* (2009) se joignent à de nombreux hydrologues qui défendent la stratégie de concentrer les efforts pour développer davantage de *modèles conceptuels* pour faire avancer l'hydrologie. L'opinion publiée par McDonnell *et al.* (2007) souligne que le principal problème en hydrologie encore aujourd'hui est le manque de cohérence entre les échelles des processus représentés. Il rappelle que cette problématique avait déjà été évoquée il y a plus de deux décennies par Dooge (1986), et que le besoin des lois hydrologiques à macro-échelle sont toujours d'actualité. Dooge propose comme approche de partir des lois en échelle locale pour développer les lois à l'échelle du bassin versant. Sivakumar (2004) suggère le développement des modèles conceptuels en trouvant les processus dominants. En résumé il présente quatre arguments qui complètent les idées précédentes :

1. la difficulté de modéliser tous les processus du cycle de l'eau et d'obtenir les données nécessaires pour évaluer les modèles physiques ;
2. les observations générales montrent que quelques processus sont prépondérants selon les échelles temporelles et spatiales de l'étude du bassin versant et d'autres sont variantes comme le climat de chaque cas de figure ;
3. l'expérience montre que les modèles simples, avec quelques paramètres dominants capturent les caractéristiques essentielles de la réponse hydrologique des bassins versants ;
4. éviter la sur-paramétrisation des modèles.

Pour trouver les processus dominants pour chaque cas de figure en pratique, l'auteur suggère d'évaluer la sensibilité du système pour chacun des processus individuels.

Dans ce contexte, le travail présent s'inscrit dans le cadre de la modélisation déterministe, conceptuelle, continue et distribuée. Elle est également basée sur l'articulation en série d'une fonction de production et une fonction de transfert, notions présentées dans le paragraphe suivant.

1.1.2 Production et transfert d'un modèle pluie-débit

Classiquement dans un modèle pluie-débit sur un bassin versant, deux sous-ensembles de processus sont distingués dans cette transformation :

- d'une part, ceux qui détermineront la partie de la pluie (communément appelée 'efficace'

ou 'nette') qui participera 'rapidement' à la formation de la crue : c'est l'objet de la fonction de production (FP) ;

- d'autre part, ceux qui transféreront cette pluie efficace jusqu'à l'exutoire du bassin et qui constituent l'objet de la fonction de transfert (FT).

Le coefficient d'écoulement (CE), eq.(1.1), est le rapport entre le volume d'eau écoulee à l'exutoire et le volume d'eau précipitée dans le bassin, pendant une certaine durée. Par abus de langage, quand il s'agit d'un coefficient d'écoulement évènementiel, il est souvent raccourci par simplement CE. Quand il s'agit d'une durée plus longue il est suivi de la précision de durée, par exemple 'coefficient d'écoulement annuel'.

$$CE = \frac{V_{exutoire}}{V_{pluie}} \quad (1.1)$$

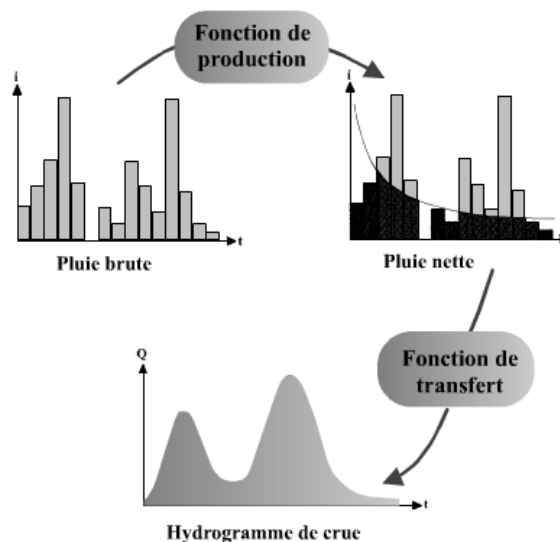


FIGURE 1.4 – Schéma d'un modèle hydrologique, d'après Musy (2005)

La figure 1.4 montre d'abord la pluie brute. Dans cette figure, la fonction de production est représentée par la courbe de capacité d'infiltration hortonienne du sol, qui coupe l'histogramme pour séparer la pluie nette des pertes. La fonction de transfert distribue cette pluie nette par temps d'arrivée, aboutissant à l'hydrogramme de crue en bas de la figure. L'hydrogramme est la série temporelle des débits. Il est caractérisé par un temps de réponse (tr) et un temps de concentration (tc), comme illustré dans la figure 1.5. Le premier (tr) se réfère à l'intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie nette (représentée par le hyètoگرامme sur la figure) du centre de gravité de l'hydrogramme qui est souvent approximé par le débit de pointe. Le second, est défini par le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement"

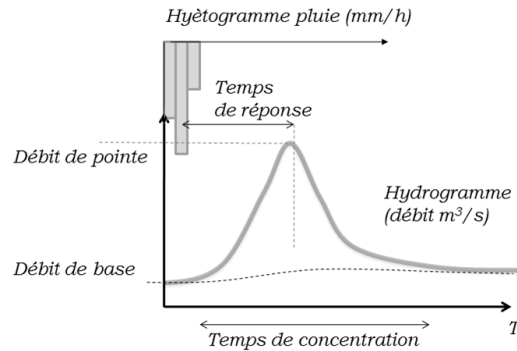


FIGURE 1.5 – Elements caractérisant un hydrogramme suite à un épisode pluvieux.

de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer t_c en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct.

Les limites entre la fonction de production et la fonction de transfert ne sont pas précises, du fait de la difficulté à séparer les effets des différents chemins empruntés par l'eau pour s'écouler sur le versant et le temps de parcours en rivière. Cela n'empêche que tous les modèles sont définis par ces deux composantes essentielles : la quantification des flux (production) et le transfert de ces flux. Les complexités et non-linéarités sont plus marquantes dans la fonction de production que dans les processus de transfert. Beven (2001) montre que les modèles relativement simples de transfert peuvent être en général suffisants.

Dans les prochains paragraphes, quelques exemples de fonction de production de modèles conceptuels sont présentés. Ensuite, deux fonctions de transfert différentes seront présentées : la première fait partie des modèles globaux dérivés des données et la deuxième des modèles distribués dérivés des processus physiques.

1.2 FONCTIONS DE PRODUCTION (FP)

Les modèles purement physiques manquent de praticabilité par la complexité de la mise en oeuvre et la difficulté à rassembler les données nécessaires. La plupart des modèles utilisés font appel à des simplifications et approximations basées sur un certain nombre d'hypothèses de fonctionnement. Ce sont les modèles conceptuels (cf. § 1.1). Pour illustrer les différents types de fonction de production conceptuels, les modèles du type réservoir constituent un point de départ incontournable. Les paragraphes suivants sont consacrés à introduire le concept de modèle réservoir, à détailler en particulier un modèle

réservoir basé sur la topographie (TOPMODEL) et à aborder l'intérêt de coupler les modèles hydrologiques aux schémas de surface, initialement conçus pour les applications en météorologie.

1.2.1 Les modèles type réservoir

Les modèles à réservoir partent d'un concept simple qui peut tout de même être développé et détaillé selon l'application souhaitée. L'idée de base est que, lors du cycle terrestre de l'eau, les différentes parties du sol se comportent comme des réservoirs d'eau se remplissant chacun suivant une loi conditionnée par la partie du système située à son amont et se vidant suivant une loi qui dépend de sa propre constitution, de son degré de remplissage et parfois de l'état des réserves situées en aval (Roche 1971). La figure suivante montre un exemple simple de modèle réservoir.

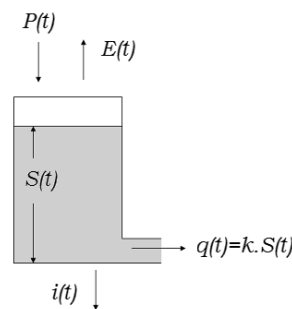


FIGURE 1.6 – Exemple de modèle réservoir. $P(t)$ est la précipitation, $E(t)$ l'évapotranspiration, $q(t)$ le débit, $S(t)$ le stockage d'eau dans le bassin versant à l'instant t et k est un paramètre du modèle

Ces modèles présentent un double intérêt : i) une image graphique qui favorise la représentation et la conceptualisation des phénomènes ; ii) une formulation mathématique simple. Un modèle à réservoir peut être caractérisé par le système d'équations suivant :

- une équation de continuité : $\frac{dS(t)}{dt} = P(t) - E(t) - (q(t) + i(t))$
- une équation de stockage : $S(t) = f(P(t) - E(t), q(t) + i(t))$

Ces lois générales s'écrivent différemment selon la fonction f qui relie $S(t)$ aux flux entrant, la pluie nette $P(t)-E(t)$ et aux flux sortant $q(t)+i(t)$.

Les modèles de type réservoir globaux permettent de focaliser l'intérêt sur la transformation pluie-débit proprement dite sans entrer dans les détails des phénomènes physiques. Ces modèles ont essentiellement été utilisés à l'échelle journalière, et donnent des résultats souvent très satisfaisants. Le modèle GR3J (et sa version à 4 paramètres GR4J)

est un exemple de modèle réservoir global rural (Edijatno et Nascimento 1999) simple et performant.

Le modèle de type réservoir n'est pas nécessairement global. Roche (1971) a présenté différents modèles hydrologiques (Stanford, Girard, Ayers, Cormary, ..) construits à partir de plusieurs réservoirs en série et en parallèle, chaque réservoir ayant sa propre loi de vidange. Notamment les mailles de la grille du bassin versant ou ses sous-bassins peuvent être représentées chacune par un ou plusieurs réservoirs de différentes caractéristiques, ce qui constitue un modèle réservoir distribué.

TOPMODEL est un modèle basé sur le concept des réservoirs et qui s'appuie sur la topographie pour classer les mailles du bassin versant en groupes qui présentent le même fonctionnement hydrologique. Il est ainsi souvent considéré comme un modèle 'semi-distribué' (Obled et Zin 2004).

1.2.2 TOPMODEL

TOPMODEL (acronyme pour TOPography based MODEL), développé initialement par les Pr. K.J. BEVEN et Pr. M.J. KIRKBY à la fin des années 70 (Beven et Kirkby 1979), a été perçu comme un réel progrès de conceptualisation dans un modèle hydrologique (Saulnier 1996).

Le modèle fonctionne à l'échelle du bassin versant, discrétisé à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT). L'objectif de TOPMODEL est de représenter de manière simplifiée les processus dominant la genèse des écoulements et leur variation spatiale sur le bassin versant sans traiter les mailles une par une.

Le concept de cette analyse semi-distribuée consiste à regrouper les mailles qui ont une même propension à saturation, caractérisées par une "similarité hydrologique". Il est intimement lié au concept de "source à surface variable" évoqué au début de ce chapitre. Ceci permet de calculer l'ensemble des processus (évapotranspiration, infiltration, stockage, ruissellement) pour chaque classe de mailles similaires.

Pour établir les bases de ce concept, les hypothèses de TOPMODEL sont les suivantes :

- i) le gradient hydraulique de la nappe de versant est assimilé à la pente du terrain naturel ;
- ii) la nappe de versant fonctionne en régime stationnaire (figure 1.7),
- iii) la conductivité hydraulique décroît exponentiellement avec la profondeur et
- iv) la pluie est spatialement homogène.

Le modèle est formulé en terme de **déficit local en eau**, $d_{i,t}$. Le déficit est la lame d'eau

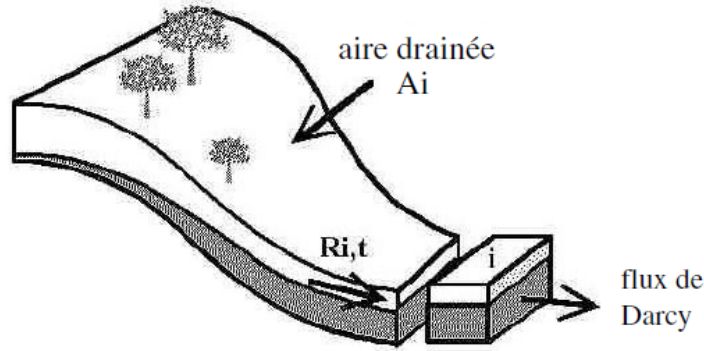


FIGURE 1.7 – Principe de stationnarité du modèle TOPMODEL (d’après Obled et Zin (2004)). $R_{i,t}$ est la recharge de versant en amont (aire A_i) du pixel i au pas de temps t

qu’il faudrait infiltrer pour faire affleurer à la surface de la zone saturée (Saulnier 1996). Quand $d_{i,t} = 0$, la maille i est saturée en eau et contribue au ruissellement, i.e. elle fait partie de la zone contributive A_c du bassin à l’instant t .

Selon l’hypothèse du profil de décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique à saturation de la surface vers le sol profond, le profil en fonction du déficit local est défini par :

$$K(d_{i,t}) = K_0 \cdot \exp\left(-\frac{d_{i,t}}{M}\right) \quad (1.2)$$

où $K(d_{i,t})$ correspond à la conductivité à saturation pour un déficit $d_{i,t}$, K_0 est la conductivité à saturation en surface et M le coefficient de décroissance qui détermine la profondeur sur laquelle les écoulements latéraux peuvent se produire. On peut alors exprimer la transmissivité du profil saturé à l’instant t , à partir de la conductivité à saturation K_0 jusqu’au déficit $d_{i,t}$ par :

$$T(d_{i,t}) = \int_{d_{i,t}}^{+\infty} K_0 \cdot \exp\left(\frac{-u}{M}\right) du = T_0 \cdot \exp\left(\frac{-d_{i,t}}{M}\right) \quad (1.3)$$

L’hypothèse de stationnarité (figure 1.7) permet de considérer que l’eau entrant dans le versant est équivalente à l’eau qui en sort. Le flux d’eau entrant Q_{in} correspond à la recharge R_t , qui est le taux de précipitation moyen sur l’aire drainée en amont, multiplié par la surface A_i de cette aire drainée en amont.

$$Q_{in} = A \cdot R_t \quad (1.4)$$

La lame sortante Q_{out} est proportionnelle à la transmissivité hydraulique $T(d_{i,t})$ du profil saturé et au gradient de charge hydraulique. Ce dernier, qui correspond à la pente de la surface de la nappe en aquifère libre, est approximé par la pente locale ($\tan\beta$) grâce à la

troisième hypothèse postulée.

$$Q_{out} = T(d_{i,t}) \cdot \tan\beta_i \quad (1.5)$$

L'équation qui synthétise l'hypothèse du régime permanent, $Q_{in}=Q_{out}$, en considérant les équations (1.4) et (1.5) présente ainsi la formulation suivante :

$$T(d_{i,t}) \cdot \tan\beta_i = A_i \cdot R_t \quad (1.6)$$

De cette relation et de l'équation (1.3), et en supposant que la recharge est homogène sur l'ensemble de la surface du bassin versant, découle que les déficits locaux dépendent seulement de la pente locale et de l'aire drainée en amont. Ceci signifie que deux points du bassin présentant le même rapport $\frac{A_i}{\tan\beta}$ auront à chaque pas de temps la même valeur de déficit local. Ils sont "hydrologiquement similaires". La similarité hydrologique a été tout d'abord représentée par les indices topographiques (Beven et Kirkby 1979). Ils dépendent seulement de la pente locale ($\tan\beta_i$) et de l'aire en amont drainée par la maille A_i comme indique l'équation (1.7).

$$\lambda_i = \frac{A_i}{\tan\beta_i} \quad (1.7)$$

A chaque pas de temps, un indice seuil λ_c est défini à partir de l'état hydrique global du bassin versant. Les mailles qui possèdent un indice topographique supérieur à la valeur seuil sont les mailles saturées, qui ont un déficit nul. Les mailles dont $\lambda_i > \lambda_c$ constituent la surface du domaine qui contribue au ruissellement et est notée A_c .

Il existent plusieurs versions de TOPMODEL. La figure 1.8 présente le principe de fonctionnement d'une version simple, TOPSIMPL (Saulnier 1996) .

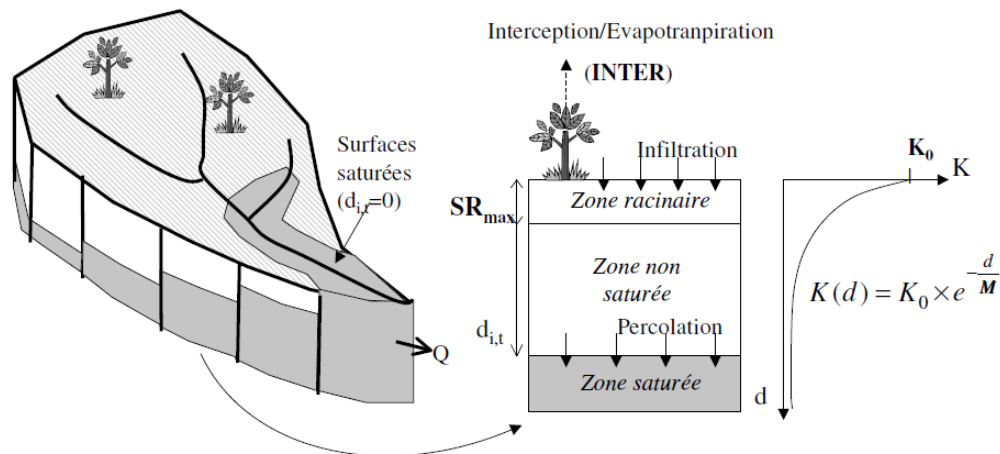


FIGURE 1.8 – Principe du modèle TOPMODEL, d'après Beven (2001).

Le déficit local représente le niveau de saturation et la couche de sol située au dessus de ce niveau correspond à la zone non saturée. C'est la gestion de cette zone qui conduit à la production du ruissellement (fig.1.8). La couche racinaire a une profondeur SR_{max} et des pertes par évapotranspiration et interception paramétrées par la composante $INTER$. K_0 , $INTER$, SR_{max} et M sont les quatre paramètres à ajuster par une méthode de calage.

L'hypothèse de recharge uniforme rend l'application du modèle assez limitée, car la variation spatiale de la pluie peut avoir un impact important sur la réponse hydrologique des bassins versants (Datin 1998), surtout lors des événements convectifs et sur des bassins versants ayant une surface supérieure à quelques dizaines de kilomètres carrés. Ainsi quelques propositions ont été faites pour enlever cette limitation et élargir l'applicabilité de TOPMODEL. C'est le cas de TOPODYN, qui fait l'objet du paragraphe suivant. Beven et Freer (2001) ont également proposé un TOPMODEL dynamique remplaçant l'hypothèse de régime permanent par un routage d'onde cinématique de l'écoulement en subsurface et permettant la simulation d'une aire drainée en amont variable à chaque pas de temps selon l'état hydrique du bassin.

1.2.3 TOPODYN

TOPODYN (Datin 1998, Pellarin *et al.* 2002) est une version dynamique de TOPMODEL, qui a été spécifiquement développée pour répondre aux caractéristiques de crues rapides méditerranéennes. TOPODYN est utilisé en mode "événementiel" et requiert le calage des quatre mêmes paramètres que TOPSIMPL. La principale particularité de cette version est le fait de prendre en compte la variabilité spatiale de la pluie.

Une nouvelle classification des indices de similarité hydrologique prend en compte à la fois une recharge spatialement hétérogène et une « aire en amont dynamique ». Seules les mailles dont la recharge est suffisamment importante pour générer de l'écoulement vers l'aval seront considérées comme faisant partie de l'aire drainée en amont. Un déficit maximal est introduit, au dessus duquel la maille ne génère aucun écoulement vers l'aval.

La recharge en eau $R_{i,t}$ (m), d'une maille i de surface a_0 à l'instant t , dépend de la hauteur d'eau précipitée et infiltrée localement $r_{i,t}$ (m) mais aussi de l'eau de subsurface qui provient des mailles en amont j actives $a_{j,t}$, soit :

$$R_{i,t} = \frac{r_{i,t} \cdot a_0 + \sum_j a_{j,t} \cdot R_{j,t}}{a_{i,t}} \quad (1.8)$$

Où $r_{i,t}$ (m) est la recharge élémentaire d'un pixel, c'est-à-dire l'alimentation locale

verticale de la nappe pour une partie de l'eau ZNS (m) contenue dans la zone non saturée

$$r_{i,t} = \text{Min}[ZNS_{i,t}; K_0 \cdot \delta t \cdot \exp(\frac{-d_{i,t}}{M})] \quad (1.9)$$

L'indice de similarité hydrologique qui dépend de la recharge en eau s'appelle "indice hydro-topographique" ($\Lambda_{i,t}$) pour indiquer la prise en compte de ce facteur hydrodynamique. Il est calculé en fonction de l'aire en amont drainée par la maille, du gradient gravitaire et de la recharge de la nappe :

$$\Lambda_{i,t} = \ln(\frac{A_{i,t} \cdot R_{i,t}}{\tan \beta_i}) \quad (1.10)$$

De même que pour TOPSIMPL, il existe un indice seuil, ici $\Lambda_{c,t}$ qui définit les pixels saturés. Pour chaque pas de temps, cette valeur limite de l'indice hydro-topographique est définie, telle que tous les points ayant un indice plus fort sont considérés comme étant saturés. Cette version dynamique implique un temps de calcul plus important que les autres, car les indices $\Lambda_{i,t}$ attribués à chaque maille doivent être recalculés à chaque pas de temps.

Malgré les évolutions connues par les modèles de la famille TOPMODEL, les échanges d'eau et de chaleur entre le sol et l'atmosphère restent simplifiés. Ainsi, les hydrologues tendent à bénéficier des modèles utilisés en météorologie pour compléter la représentation du cycle de l'eau. Ce sont les schémas de surface, les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (TSVA).

1.2.4 Rôle des schémas de surface dans la simulation du cycle hydrologique

Les schémas de surface, ou modèles de transfert "sol-végétation-atmosphère" (TSVA), se situant à l'interface entre l'atmosphère et l'hydrologie, représentent les transferts d'eau et de chaleur entre le sol, la végétation, le manteau neigeux et l'atmosphère. La convection simulée dans les modèles météorologiques est sensible aux conditions de surface du sol qui sont estimées par ce genre de modèle. Les schémas de surface ont initialement été conçus pour fournir les conditions limites inférieures aux modèles météorologiques, plus précisément les flux de chaleur sensible et les flux de chaleur latente. La figure 1.9 montre les principaux flux d'eau et d'énergie représentés par un modèle TSVA à deux couches appelé ISBA-2L, qui signifie "Intéraction Sol Biosphère Atmosphère", Noilhan et Planton (1989).

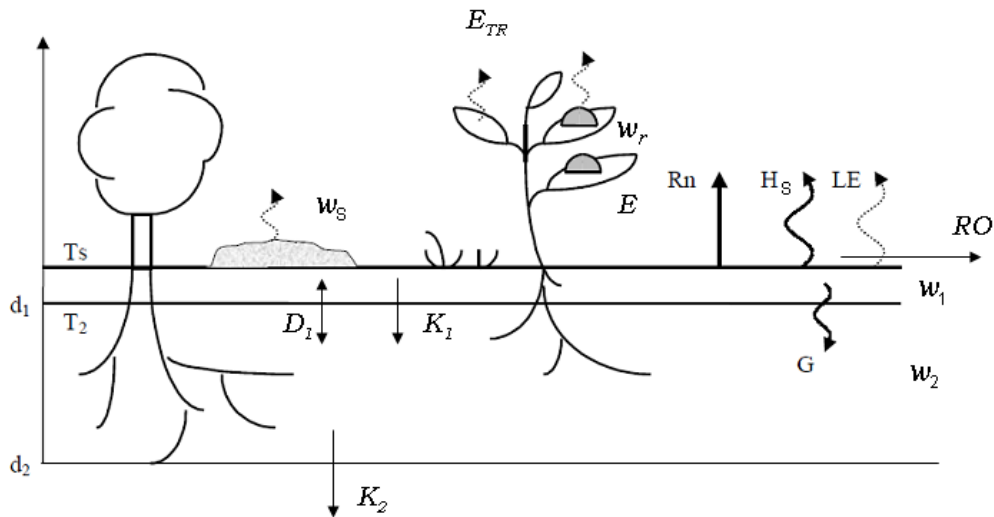


FIGURE 1.9 – Principaux flux de surfaces et variables pronostiques modélisés par ISBA-2L, d'après Pellenq (2002)

Les différents flux énergétiques entre la couche de surface et l'atmosphère sont simulés à chaque pas de temps :

- R_n : le flux de rayonnement net à la surface (W/m^2);
- LE : le flux de chaleur latente (W/m^2);
- H_s : le flux de chaleur sensible (W/m^2);
- G : le flux de chaleur dans le sol (W/m^2).

Un flux de drainage profond K_2 , de la couche de surface vers la couche profonde K_1 , la diffusion entre les deux couches du sol D_1 et un flux de ruissellement de surface RO sont également modélisés (figure 1.9). Pour calculer les termes des bilans hydrique et énergétique, huit variables pronostiques sont nécessaires qui sont :

- T_s : la température de surface (K) (à la fois du sol et de la végétation);
- T_2 : la température de la couche profonde (K);
- w_1 : le contenu en eau volumique dans la couche de surface (m^3/m^3);
- w_2 : le contenu en eau volumique dans la colonne de sol (m^3/m^3);
- w_r : le réservoir d'eau interceptée par la végétation (mm).
- w_s, alb_s, ρ_s : respectivement le contenu en eau équivalent (mm), l'albédo et la densité volumique (kg/m^3) du manteau neigeux.

Les flux latéraux sont décrits de manière sommaire dans ces modèles. Notamment, une étude de comparaison entre plusieurs modèles TSVA sur le bassin versant de l'Arkansas a montré que les flux d'évaporation étaient bien simulés par ces modèles, mais le ruissellement et le drainage n'étaient pas bien représentés (Wood *et al.* 1998).

Les modèles hydrologiques représentent les échanges d'eau et de chaleur du sol vers l'atmosphère de façon très simplifiée. Cette simplification est très peu pénalisante quand il s'agit de simulations à l'échelle événementielle. En effet, quand le modèle est focalisé sur la représentation des débits lors d'évènements courts, notamment pour le dimensionnement des ouvrages et prévision des crues, il peut se passer de la représentation plus détaillée des processus dans la canopée, qui est bien plus gourmande en données d'entrée et en temps de calcul dus à la complexification que cela représente.

En revanche, l'étude du régime hydrologique des rivières requiert des simulations de longues chroniques. A l'échelle saisonnière et annuelle, les échanges énergétiques entre la surface et l'atmosphère ne sont plus négligeables. Dans ce contexte, les schémas de surface et leur couplage ont un apport important dans les simulations hydrologiques.

Partant de ce constat qu'aucun de ces deux types de modèles, pris séparément, n'est capable de décrire le cycle hydrologique dans son ensemble, le couplage entre les modèles hydrologiques et les schémas TSVA est devenu une pratique courante depuis une dizaine d'années. TOPLATS, TOPMODEL based Land Atmosphere Transfer Scheme (Famiglietti et Wood 1994), a été le premier à utiliser le modèle hydrologique TOPMODEL et la décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique dans le cadre d'un couplage avec un schéma TSVA.

TOPLATS est un modèle à trois couches de sol : une racinaire, une de transition et une saturée. La variabilité sous-maille des flux est prise en compte en calculant le bilan hydrique et énergétique par classe d'indice topographique de TOPMODEL. Le transport vertical est proportionnel à la conductivité hydraulique et le profil de conductivité hydraulique à saturation k_{sat} décroît exponentiellement avec la profondeur, assurant la cohérence entre la représentation des flux verticaux du schéma de surface et la formulation de TOPMODEL. A l'échelle considérée (du bassin versant ou de la grille du modèle météorologique à méso-échelle), l'hétérogénéité fait que la connaissance exacte de la localisation et de l'agencement des propriétés de la surface n'est pas nécessaire et une représentation statistique de la variabilité locale du niveau de saturation est suffisante pour décrire le système.

Habets et Saulnier (2001) et Pellenq (2002) ont couplé ISBA-2L (figure 1.9) avec TOPMODEL pour déterminer le taux de saturation de chaque maille, basé sur la topographie.

Le transport vertical entre le sol et l'atmosphère et entre la couche superficielle du sol (d'épaisseur d_1) et la couche racinaire (épaisseur d_2) est basé sur l'approche "force-restore" développé par Deardorff (1977). L'état hydrique du sol est modélisé par ISBA par une variable de contenu en eau volumique (wm^3/m^3) tandis que TOPMODEL utilise la notion de déficit à saturation $d(m)$, cf. § 1.2.2.

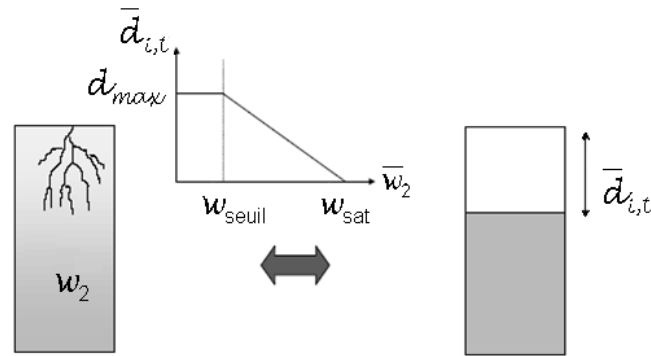


FIGURE 1.10 – Évolution du déficit moyen $\bar{d}_{i,t}(m)$ de TOPMODEL (à droite) en fonction du contenu en eau de la couche racinaire $w_2 (m^3/m^3)$ de ISBA (à gauche), adapté de Pellenq (2002)

Les paramètres seuils liés au contenu en eau volumique dans le sol sont : **la teneur en eau à saturation** (w_{sat}), **le point de flétrissement** (w_{wilt}), **la capacité au champ** (w_{fc}) et w_{seuil} , la teneur en eau au dessous duquel les écoulements latéraux sont négligeables. w_{sat} définit le contenu maximal de l'eau dans le sol, tandis que w_{wilt} est le contenu en eau minimal pour déclencher la succion des racines de la couverture végétale.

Le contenu minimum pour déclencher le drainage gravitationnel w_{fc} a été introduit pour résoudre un point crucial dans la gestion du contenu en eau du sol : la représentation des flux dans sa couche inférieure. Cette condition limite peut être traitée simplement dans les modèles à multiples couches en supposant une absence de flux (socle rocheux) ou en réglant le gradient du potentiel matriciel à zéro (condition de drainage libre) (Abramopoulos *et al.* 1988). Mahfouf et Noilhan (1996) ont réalisé une simulation du cycle annuel du contenu en eau du sol tout en incluant dans ISBA (Noilhan et Mahfouf 1996) le drainage gravitationnel réglé par la capacité au champ w_{fc} . Ils ont démontré que la simulation a été significativement améliorée par l'apport de ce drainage gravitationnel.

Cette étude a également mis en évidence l'importance du drainage de sub-surface spécialement en période hivernale. Pellenq (2002) ajuste le contenu en eau seuil w_{seuil} via un calage. L'introduction d'un w_{seuil} différent de w_{fc} permet de déterminer les périodes hydrologiquement actives sans influencer la résistance de surface à évaporation ou le drai-

nage profond, mais ajoute un paramètre et les incertitudes associées.

Une relation physique entre le contenu en eau moyen dans la couche racinaire w_2 et \bar{d} se fait donc nécessaire pour le couplage entre les deux modèles. Cette relation est illustrée par la figure 1.10, et est basée sur trois hypothèses :

1. les flux représentés par TOPMODEL sont les écoulements rapides, qui ont lieu quand le contenu en eau est compris entre le contenu en eau seuil w_{seuil} et le contenu en eau à saturation w_{sat} ;
2. lorsque la zone racinaire atteint un contenu en eau de saturation w_{sat} , il n'est plus possible d'infiltrer l'eau dans le sol et le déficit est nul ;
3. lorsque le contenu en eau est au dessous de w_{seuil} les écoulements latéraux sont considérés négligeables de sorte que le déficit prend sa valeur maximale d_{max} .

TOPMODEL permet ainsi à ISBA de distinguer la fraction saturée de la fraction non-saturée au sein de la maille ou du bassin versant. Supposant que w_i est le contenu en eau d'une maille i , ces fractions ont été prises en compte dans le calcul des bilans d'eau et d'énergie dans trois cas de figure par Pellenq (2002) :

- **Uniforme** : ISBA est implémenté sur le bassin versant entier avec un seul bilan d'eau et d'énergie ;
- **Distribué** : les bilans d'eau et d'énergie sont calculés pour chaque maille topographique de la grille du bassin versant ;
- **Semi-distribué** : les bilans d'eau et d'énergie sont calculés sur trois classes de mailles. La première regroupe les mailles dont le contenu en eau est inférieur à une valeur seuil calibrée, qui correspond au contenu en eau au dessous duquel aucun ruissellement n'est produit ($w_i < w_{seuil}$). La seconde comprend tous les pixels dont le contenu en eau est compris entre ce seuil et la capacité au champs, le contenu en eau au dessus duquel l'eau est mobile ($w_{seuil} < w_i < w_{fc}$). Enfin la dernière classe est formée par les mailles qui ont le contenu en eau qui dépasse la capacité au champs ($w_i > w_{fc}$)

A l'échelle diurne et à l'échelle saisonnière, l'influence de l'hétérogénéité des humidités de l'approche distribuée est visible, permettant de simuler une évapotranspiration globalement plus élevée durant la journée et plus faible la nuit. En revanche, les résultats des trois approches étudiées ne montrent aucune différence de la partition **annuelle** des précipitations entre ruissellement et évapotranspiration (Pellenq *et al.* 2003).

Decharme et Douville (2005) ont étudié l'impact du profil de décroissance exponentielle de la conductivité à saturation $k_{sat}(z)$ (m/s) (eq. (1.11)) dans le cadre d'une modélisation couplée entre TOPMODEL et ISBA-3L à trois couches de sol de Boone *et al.* (1999).

$$k_{sat}(z) = k_{sat}(c) \cdot e^{-f(z-d_c)} \quad (1.11)$$

Ce profil dépend de deux paramètres : le facteur de décroissance f et la profondeur d_c où k_{sat} atteint sa valeur compacte $k_{sat,c}$, calculée suivant la méthode de Clapp et Hornberger (1978) . Les valeurs choisies à l'issue d'une analyse de sensibilité du modèle à ces paramètres sur le bassin versant du Rhône ont été de $f = 2m^{-1}$ et $d_c = d_2$, la profondeur de la couche racinaire. Ce profil augmente k_{sat} d'un facteur de 10 en surface, sa moyenne augmente en zone racinaire et diminue dans la couche profonde. Ils en ont conclu que l'impacte des hétérogénéités verticales dans le sol n'est pas négligeable.

Quintana-Seguí *et al.* (2009) ont proposé des valeurs de f et d_c pour la plupart des bassins versants français avec un modèle couplé ISBA-MODCOU. Cette calibration a été faite pour les débits au pas de temps journalier. Vincendon (2010) et Bouilloud *et al.* (2010) ont réalisé une calibration pour adapter leur modèle, un couplage ISBA-TOPMODEL, aux simulations événementielles des bassins versants méditerranéens. Decharme *et al.* (2006) ont choisi ces paramètres à l'issue d'une analyse de sensibilité.

De la même forme que les couplages présentés par Pellenq (2002), Habets et Saulnier (2001) et Decharme et Douville (2005) , les concepts de TOPMODEL ont souvent été appliqués comme des paramètres uni-dimensionnels indépendants, limités à chaque maille de la grille du domaine de simulation d'ISBA.

En s'affranchissant de cette limitation, Bouilloud *et al.* (2010) ont proposé une nouvelle approche dont l'originalité principale est le fait que **TOPMODEL est utilisé sur le bassin entier**. Ceci permet à la redistribution latérale d'être calculée sur le bassin entier comme une unité physique. De plus, ce couplage est basé sur la version dynamique de TOPMODEL, TOPODYN (Pellarin *et al.* 2002), qui permet de prendre en compte la variabilité spatiale de la pluie et sur ISBA-3L, le schéma de surface à trois couches de sol développé par Boone *et al.* (1999).

Vincendon (2010) a montré la performance du système couplé ISBA-TOPMODEL pour la simulation des crues-éclair sur trois bassins versants cévenols et le potentiel de prévision déterministe à fine échelle des modèles météorologiques pour la prévision des débits.

L'apport du couplage par rapport à une utilisation seule du modèle de surface ou du

modèle hydrologique a été démontré par Vincendon *et al.* (2010). Cette démonstration a été basée sur les résultats obtenus sur six évènements de crues rapides survenus sur le sud-est de la France. Les simulations réalisées avec le système couplé ont été comparées dans un premier temps en utilisant ISBA plus la fonction de transfert, sans la redistribution latérale de TOPMODEL et, dans un deuxième temps, à des simulations réalisées avec TOPMODEL seul. ISBA-TOPMODEL s'est montré capable de mieux prévoir les pics de crue que le modèle ISBA utilisé seul, à la fois en intensité et en chronologie. Les performances des deux modèles (couplage et TOPMODEL seul) ont été très proches en ce qui concerne le temps de réponse et l'amplitude des débits de pointe. En revanche, l'intégralité de l'hydrogramme a été mieux représentée par le couplage que par TOPMODEL seul, selon les critères de qualité comme le coefficient de Nash obtenus dans chaque cas de figure.

L'avantage principal du couplage est qu'il peut simuler des débits sur une longue période contrairement à TOPMODEL qui est évènementiel. Jusqu'au présent travail, cette version de couplage (ISBA-3L/TOPODYN) n'avait pas encore fait preuve de cette capacité car elle n'avait pas encore été appliquée à l'échelle annuelle. Le fonctionnement de ce couplage en particulier sera présenté plus en détails dans le prochain chapitre, puisqu'il constitue la plateforme initiale du modèle adapté aux bassins périurbains développée pour cette étude.

1.3 FONCTION DE TRANSFERT (FT)

La fonction de transfert détermine la distribution dans le temps de l'arrivée de l'eau à l'exutoire, mais c'est la fonction de production seule qui calcule l'écoulement quantitativement. Cela signifie que la fonction de transfert peut être traduite par la réponse à une impulsion de pluie nette, et son intégrale est égale à 1.

Plusieurs méthodes existent pour déterminer la fonction de transfert. En général, le choix de la méthode est fait selon la disponibilité des informations sur le bassin versant (par exemple données historiques de débits du cours d'eau, description physique concernant la topographie et morphologie du bassin). Rodriguez (1999) mentionne les quatre méthodes les plus utilisées :

1. **empirique** : la fonction de transfert est déduite du débit observé suite à une pluie "simple", mono-pic et de forte intensité ;
2. **méthode de la Différence Première de la Fonction de Transfert (DPFT) (Duband**

et al. 1993) : identification reconnue de la fonction de transfert à partir des données de pluie et du débit d'un échantillon d'évènements et d'un processus de déconvolution basé sur les variations de débit ;

3. **théorique** : la fonction de transfert peut être estimée par des modèles analytiques conceptuels, tels que le modèle du réservoir linéaire (Jeng et Coon 2003) ;
4. **géomorphologique** : Rodriguez-Iturbe et Rinaldo (1997), Cudennec (2000) et Giromas *et al.* (2009) proposent la fonction de transfert issue de la connaissance du réseau hydrographique qui peut varier selon l'intensité de pluie.

Dans le cas des bassins versants non-instrumentés, les modèles déduits à partir des données de pluie et débit ne peuvent pas être appliqués. En revanche, ils peuvent être d'une grande valeur pour décrire le comportement moyen d'un bassin instrumenté et identifier une fonction de transfert de référence pour vérifier la capacité d'un modèle conceptuel de représenter ce comportement moyen.

Par la suite une fonction de transfert déduite à partir des données de pluie et débit et une fonction de transfert développée à partir des données physiques (topographie, morphologie) seront décrites.

1.3.1 La méthode de la Différence Première de la Fonction de Transfert (DPFT)

La DPFT est une méthode qui identifie à la fois la fonction de transfert et la pluie nette à partir d'un échantillon de données pluie-débit. Elle est capable de déterminer à la fois, à l'aide d'un processus itératif et alterné, la fonction de transfert, mais aussi la série des pluies efficaces. La fonction de transfert s'identifie en utilisant conjointement toutes les crues disponibles dans le jeu de données de calage. La réponse moyenne du bassin à une entrée pluie est identifiée. L'estimation des pluies efficaces se fait par résolution, cette fois-ci crue par crue, du problème inverse. Cette déconvolution, relativement instable numériquement, utilise une technique de régression Ridge (Versiani 1983) qui apparaît particulièrement intéressante en présence de données bruitées (Nalbantis 1987).

Pour palier certaines instabilités numériques, il est possible d'imposer certaines contraintes, en fonction des connaissances hydrologiques : coefficients de la fonction de transfert positifs, fonction de transfert unitaire, exponentielle décroissante à la fin de la fonction de transfert, pluies nettes positives et coefficient de ruissellement inférieur à un, car la pluie nette doit être inférieure à la pluie brute à chaque pas de temps.

Depuis sa création (Guillot et Duband 1980), elle a été l'objet de nombreuses améliorations dans sa formulation et sa mise en oeuvre (Versiani 1983, Nalbantis 1987, Rodriguez *et al.* 1989). La pertinence et la robustesse de cette approche ont d'ailleurs été établies par test et validation sur données synthétiques (Nalbantis 1987).

1.3.2 La Fonction de transfert géomorphologique

Les thalwegs constituent le réseau topologique des points d'altitudes minimales et jouent un rôle majeur dans la concentration et la circulation de l'eau. Ils forment le drain potentiel d'un bassin versant (Marechaln 2011), et le réseau hydrographique, qui est le drain réel, où les écoulements de surface ont lieu. L'organisation et les propriétés de ce réseau permettent de caractériser **la fonction de transfert géomorphologique** des bassins versants (Bloschl et Sivapalan 1995). Cette approche facilite les transpositions des modèles et est particulièrement intéressante pour l'analyse des bassins versants non-jaugés, car elle ne dépend pas des données hydrométriques.

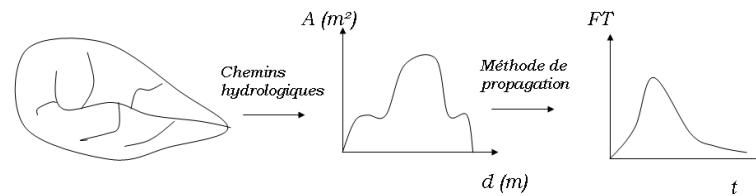


FIGURE 1.11 – Schéma d'une fonction de transfert géomorphologique globale définie à partir de la fonction largeur du bassin versant.

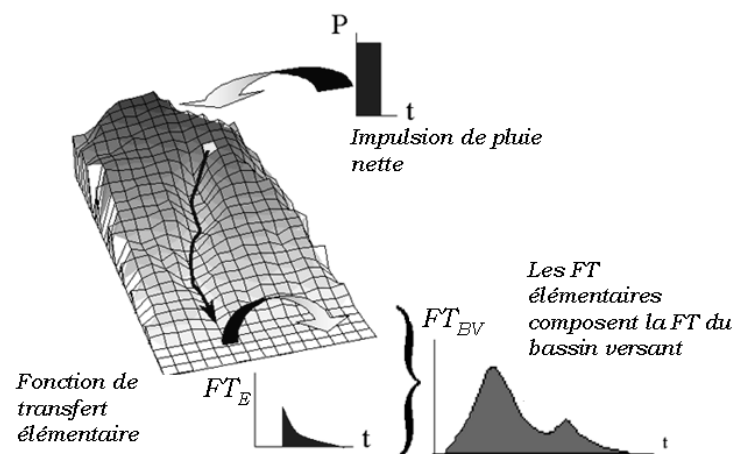


FIGURE 1.12 – Schéma d'une fonction de transfert géomorphologique distribuée, constituée des fonctions de transfert élémentaires de chaque maille contributive.

La fonction géomorphologique peut être appliquée dans une approche globale ou distribuée (figures 1.11, 1.12).

Un descripteur morphologique utilisé pour caractériser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant d'une façon **globale** est la **fonction largeur**. La fonction largeur représente la distribution de l'aire contributive en fonction de la distance à parcourir par l'eau pour atteindre l'exutoire. Kirkby (1976) a associé la "fonction largeur" à la réponse hydrologique pour la première fois. Par la suite, le concept a été affiné par Rodriguez-Iturbe *et al.* (1979), Gupta *et al.* (1980), Troutman et Karlinger (1988), Marani *et al.* (1991). Rodriguez-Iturbe et Rinaldo (1997) ont ensuite développé une analyse du réseau hydrographique basée sur la géométrie fractale pour détecter des propriétés invariantes d'échelle. Cette analyse passe par la définition de nouveaux descripteurs qui peuvent être avantageusement intégrés dans le cadre d'une modélisation spatialisée du système hydrologique.

Lorsque l'on passe à une approche distribuée, la notion de **fonction de transfert élémentaire** (FT_E) est utilisée pour désigner la réponse à l'exutoire d'un élément hydrologique à une impulsion de pluie. Cet élément hydrologique peut être une maille élémentaire, comme dans la figure 1.12, ou un sous-bassin selon le découpage utilisé. Comme la dynamique de propagation sur le versant et en rivière est différente, la fonction de transfert élémentaire est calculée par la convolution du transfert sur le versant FT_V et le transfert en rivière FT_R .

$$FT_E(t) = FT_V * FT_R \quad (1.12)$$

Où * représente une convolution. En considérant que les écoulements générés en chaque point du bassin sont indépendants jusqu'à leur arrivée à l'exutoire, la fonction de transfert du bassin versant entier (FT_{BV}) peut être obtenue à partir des fonctions de transfert élémentaires (Olivera et Maidment 1999, Mejia et Moglen 2010b). La FT_{BV} est déterminée par la contribution de chaque élément hydrologique, pondérée par sa surface A_i et par son coefficient d'écoulement C_i :

$$FT_{BV}(t) = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} C_i \cdot A_i \cdot FT_E(i)}{\sum_{i=1}^{i=N} C_i \cdot A_i} \quad (1.13)$$

Que ce soit dans l'approche globale ou dans l'approche distribuée, les cheminements des écoulements, extraits à partir de la description topographique et morphologique du bassin versant, sont utilisés pour estimer la fonction de transfert grâce à un modèle de

propagation. Les méthodes de propagation de débit dans le réseau hydrographique déterminent la relation entre la distance et le temps, et peuvent être aussi simple que l'hypothèse d'une vitesse d'écoulement constante (transfert simple) ou plus élaborés comme celles qui sont basées sur le système de Barré de Saint Venant.

Méthodes de propagation des débits

De nombreuses formulations existent pour décrire les écoulements dans le réseau hydrographique. Dans sa formulation plus complète, le **système de Barré de Saint Venant** implique l'emploi d'un modèle hydrodynamique pour les écoulements non-permanents afin de résoudre les équations de continuité et de conservation de masse sur un tronçon du réseau hydrographique.

La première équation du système est basée sur la loi de conservation de la masse selon laquelle la variation temporelle du débit Q est traduite par une variation de hauteur dans une section de rivière de section mouillée A à l'instant t , considérant le flux unidimensionnel en x .

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (1.14)$$

avec q le débit latéral par unité de longueur de canal (débit linéaire en m^2/s). Ce terme permet de modéliser et de prendre en compte une injection de fluide pour un affluent ou un pompage, comme lors d'un écrêtement de crue par un déversoir latéral. Supposant que les flux latéraux q apportent une quantité de mouvement négligeable, l'équation de conservation de quantité de mouvement qui complète le système de Barré de Saint-Venant est la suivante :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q^2/A}{\partial x} + A \cdot g(J - Y + \frac{\partial h}{\partial x}) = 0 \quad (1.15)$$

avec $\frac{\partial Q}{\partial t}$ le terme d'accélération, $\frac{\partial Q^2/A}{\partial x}$ l'inertie, J représentant les frottements et $Y + \frac{\partial h}{\partial x}$ la gravité par rapport à la pente du fond du lit et la variation de hauteur.

Les méthodes hydrologiques de propagation de débit simplifient beaucoup l'équation de continuité pour faciliter les calculs et réduire les paramètres tels que la rugosité, la dispersion et la pente, puisqu'elles sont souvent non disponibles ou simplement négligeables. Ainsi, le système de Barré de Saint-Venant peut être simplifié par des modèles selon les caractéristiques principales de l'écoulement qui doit être représenté. Nous avons par exemple :

1. **Onde cinématique** : Approximation linéaire du premier ordre du système de Saint Venant. L'équation néglige l'atténuation et la dispersion du pic de débit, aussi

comme les effets de la pente et de frottement. Il s'agit d'un modèle à un paramètre, la célérité Ce , utilisable pour des biefs courts, où les effets essentiels résultent des apports et des jonctions et où les singularités masquent les effets de diffusion.

2. **Onde diffusante** : Ce modèle à deux paramètres (célérité et diffusivité) est intéressant pour la propagation de débits lorsque la vitesse de propagation est sensiblement constante. L'équation d'onde diffusante néglige les variations de la vitesse en fonction du temps et en fonction de l'abscisse, ce qui signifie que les termes d'accélération et d'inertie ne sont pas pris en compte.

Les hypothèses effectuées pour simplifier le système de Saint-Venant sont vérifiées dans les applications pratiques. En particulier, le modèle de l'onde diffusante a été appliqué avec succès par Singh (1995). Moussa (1996) montre que la fonction de transfert élémentaire représentant les processus d'advection et de diffusion tout au long du parcours peut être décrite selon la solution analytique de l'équation de diffusion de Hayami (Hayami 1951). Le modèle est applicable si les deux paramètres, célérité Ce et diffusivité D , sont supposés constants et dans le cas de canaux semi-infinis. La fonction de transfert élémentaire $HYM_i(t)$ pour une maille i à une distance L_i de l'exutoire selon ce modèle est décrit par l'équation :

$$HYM_i(t) = \frac{L_i}{2\sqrt{\pi \cdot D}} \cdot \frac{e^{\frac{Ce \cdot L_i}{4D} \cdot (2 - \frac{L_i}{Ce \cdot t} - \frac{Ce \cdot t}{L_i})}}{t^{1,5}} \quad (1.16)$$

L'équation de transfert élémentaire (1.12) peut être ainsi composée par les réponses pour chaque partie du parcours HYM_V en versant et HYM_R en rivière, caractérisées respectivement par les paramètres (Ce_V, D_V) et (Ce_R, D_R) et les longueurs L_V et L_R . La réponse de cette maille peut être exprimée selon l'équation suivante :

$$HYM_{V+R}(t) = HYM_V(t) * HYM_R(t) \quad (1.17)$$

Dans le cadre de la modélisation d'un bassin versant périurbain, on peut distinguer en plus les milieux de propagation **en zone urbaine** et **en zone rurale ou naturelle**. Le paramètre de célérité et le coefficient de diffusivité sont (Ce_u, D_u) pour les parcours dans le réseau et les gouttières en zone urbaine, (Ce_n, D_n) sur le versant de la zone rurale et toujours (Ce_R, D_R) en rivière. Ainsi, en combinant les équations (1.12) et (1.13) la fonction de transfert du bassin versant périurbain HYM_{BV} peut être exprimée de la manière suivante :

$$HYM_{BV}(t) = \frac{\sum_{i=1}^{i=N_u} C_{i,t} \cdot A_{u,i} \cdot H(L_{u,i}) * H(L_{R,i}) + \sum_{i=1}^{i=N_n} C_{i,t} \cdot A_{n,i} \cdot H(L_{n,i}) * H(L_{R,i})}{\sum_{i=1}^{i=N_u+N_n} C_{i,t} \cdot A_i} \quad (1.18)$$

N_u est le nombre de mailles urbaines, N_n le nombre de mailles naturelles, $A_{u,i}$, $A_{n,i}$ et A_i les surfaces urbaine, rurale et totale de la maille i , C_i le coefficient de ruissellement de la maille, $H_u * H_R$ la fonction de routage élémentaire de la maille i le long du parcours de longueur $L_{u,i} + L_{R,i}$ pour les pixels urbains. De même, $H_n * H_R$ la fonction de routage élémentaire de la maille i à travers le parcours de longueur $L_{n,i} + L_{R,i}$, pour les mailles en zone rurale.

Les coefficients d'écoulement doivent être déterminés par une fonction de production adaptée à chaque milieu (urbain ou rural). Le paragraphe suivant explique l'évolution des modèles ruraux et urbains vers une modélisation intégrée de bassin versant urbain, naturel et mixte.

1.4 ÉTAT DE L'ART SUR L'ÉTUDE DE BASSINS VERSANTS PÉRIURBAINS

Un regard sur les photos aériennes ou satellites de la plupart des villes révèle que l'occupation du sol n'est pas homogène dans les zones urbaines : la proportion de surfaces naturelles ou rurales augmente au fur et à mesure que la distance au centre-ville augmente. Aujourd'hui de nombreux bassins versants sont mixtes (partiellement urbains et ruraux) et sont soumis à une évolution rapide de l'occupation du sol due au phénomène de l'étalement urbain.

Du point de vue hydrologique, les effets de l'urbanisation sont nombreuses :

- une grande partie de la végétation est éliminée, laissant le sol dépouillé et compact ;
- les routes concentrent l'eau superficielle ;
- le terrassement et l'aplatissement élimine les dépressions qui n'étaient pas drainées avant ;
- les réseaux sous-terrains interceptent et drainent l'eau du sol et la conduisent rapidement vers les cours d'eau en surface ;
- enfin les constructions augmentent les surfaces imperméabilisées et interceptent l'eau des précipitations avant qu'elles n'atteignent le sol.

L'état des connaissances sur la portée de ces effets et sur les détails des processus impliqués n'est pas encore complet. Or, les enjeux économiques et environnementaux sont importants et mobilisent de plus en plus les recherches autour de ces questions.

Notamment l'influence de l'urbanisation sur les lits de rivière a été l'objet de nombreux travaux. Un exemple d'étude approfondie à ce propos est celui de Booth et Jackson (1997). Les auteurs expliquent que due à la diminution de la végétation, en particulier les arbres, moins de troncs sont retrouvés dans la rivière. Or les troncs sont des éléments importants pour la stabilité des cours d'eau, car ils aident à dissiper l'énergie du flux d'eau, protégeant le lit et les berges de l'érosion. La diminution des troncs associée à l'augmentation des débits causent l'expansion des cours d'eau et les incisions du chenal. Les incisions sont économiquement dévastatrices et spécialement problématiques car le cours d'eau résultant est souvent dépourvu d'un habitat diversifié et les sédiments peuvent boucher le cours d'eau en aval. En considérant qu'un lit de rivière **stable** ne doit pas présenter des signes d'érosion significatifs alors qu'un lit de rivière **instable** lui a des longues portions de berges nus et déstabilisés, les auteurs ont montré que la stabilité des lits de rivière est sévèrement affecté quand le taux **d'imperméabilisation effective** du bassin dépasse 10%.

La surface d'imperméabilisation effective (SIE) correspond à la surface imperméable directement connectée au réseau de drainage. Cette notion est souvent utilisée pour quantifier les effets de l'urbanisation, mais cette information est plus difficile à obtenir que les surfaces imperméabilisées cartographiées (*SIC*), estimées à l'aide des cadastres urbains ou des photographies de satellites.

Sutherland (1995) considère que le paramètre pour définir la *surface imperméable effective (SIE)* est parmi les paramètres les plus importants et en même temps les plus difficiles à estimer pour une analyse hydrologique correcte. Il propose trois méthodes pour estimer ce paramètre :

1. la mesure directe sur le terrain ;
2. le calage de ce paramètre à partir des données de pluie et débit ;
3. les équations empiriques obtenues à partir du calage d'autres bassins versants qui présentent une morphologie similaire en ce qui concerne la densité du réseau et l'occupation du sol. Sutherland (1995) propose cinq équations et les compare avec les équations obtenues par le U.S.G.S (Laenen 1983).

Dans leur étude sur l'impact de l'urbanisation sur les lits de rivière, Booth et Jackson (1997) font une brève synthèse sur les travaux qui ont été faits pour estimer le *SIE*. Ils distinguent deux approches pour cette estimation : i) une corrélation entre *SIC* et *SIE*, et ii) une liste de valeurs 'typiques' selon l'occupation du sol du bassin.

Dow et DeWalle (2000) ont étudié l'influence de l'urbanisation sur l'évaporation dans 51 bassins versants, situés dans l'est des États Unis, dont le taux de développement de l'urbanisation est estimée entre 0 et 58% pour la période de 1920 à 1990. Sur les bassins aux taux d'urbanisation plus importants, ils ont trouvé une diminution significative d'évaporation et une augmentation importante des flux de chaleur sensible dans l'atmosphère.

Les effets les plus souvent mentionnés sont sans doute l'augmentation des débits de pointe et la diminution du temps de réponse du bassin versant, car ils sont associées aux inondations. Selon le taux d'urbanisation, les débits de pointe peuvent augmenter d'un facteur 5 par rapport aux conditions naturelles selon les données présentées par Booth et Jackson (1997). Un exemple montré par les mêmes auteurs comparant les débits pour les taux de surfaces imperméables de 6 et 29% montre que non seulement les pics sont amplifiés mais aussi de nouveaux pics apparaissent. La fréquence des pics de tous les types augmente. Les crues qui avant étaient associées aux périodes de retour de plusieurs années, voire de dizaine d'années, tendent à inonder les bassins versants urbains tous les ans. La fréquence des crues qui causent une perturbation aux berges et le lit de rivière augmentent, ce qui raccourci le temps que le système avait pour se 'reconstruire'. Les rivières sont ainsi rectifiées et approfondies.

Burns *et al.* (2005) ont surveillé plusieurs petits bassins périurbains pendant un an. Ils ont confirmé que l'urbanisation accroît le débit de pointe et accélère la décrue. Curieusement, cette étude n'a pas détecté d'impact net sur les écoulements lents. Ces résultats suggèrent que l'effet combiné des zones humides naturelles et des éléments anthropiques (tels que l'exploitation de la ressource en eau souterraine et les systèmes septiques) peuvent changer les effets attendus du développement urbain sur le ruissellement et sur la recharge de la nappe.

Rose et Peters (2001) ont comparé les caractéristiques des écoulements d'un bassin versant fortement urbanisé à un autre moins urbanisé et un non-urbanisé. Leur analyse a révélé que le coefficient de ruissellement annuel n'était pas significativement plus fort dans le bassin urbanisé. En revanche, le niveau de la nappe simulée dans les mailles urbaines était nettement inférieur à celui de la nappe dans les pixels ruraux ou naturels. Ce phénomène peut s'expliquer par deux phénomènes : i) la réduction de la recharge

associée à l'augmentation du ruissellement superficiel due à une imperméabilisation plus importante de la partie urbaine, et ii) le drainage de l'eau souterraine par les défauts d'étanchéité du réseau drainant urbains (Joannis 1993).

Plusieurs études ont analysé séparément les contributions rurale et urbaine au ruissellement. Sheeder *et al.* (2002) ont étudié cinq hydrogrammes de bassins plus ou moins urbanisés présentant des pics multiples de débit pour un seul évènement pluvieux. Ils ont montré que ces pics étaient dus au décalage des signaux ruraux et urbains. Cette étude a également montré l'impact de la distribution spatiale de l'imperméabilisation sur la réponse hydrologique et la relation entre l'intensité du pic urbain et l'intensité de pluie.

Mejia et Moglen (2010) ont également étudié la relation entre la distribution spatiale des surfaces imperméables et la variabilité spatio-temporelle de la précipitation, du ruissellement et la réponse hydrologique correspondante. Leur travaux utilisent un modèle hydrologique évènementiel (Mejia et Moglen 2010) développée par Woods et Sivapalan (1999) qui permet de séparer la contribution des surfaces perméables de celle qui provient des surfaces imperméables. Les résultats montrent que la distribution spatiale de l'imperméabilisation intensifie la réponse hydrologique quand l'état hydrique du bassin est plutôt sec.

1.4.1 Comment les modèles de bassins versants naturels représentent les zones urbaines ?

De plus en plus les bassins versants tendent vers une proportion non négligeable de surfaces urbaines. En général, les modèles intègrent ces surfaces simplement par le biais de surfaces imperméabilisées (Duy *et al.* 2009, Watt et Kidd 1975). Cette représentation a évolué et les zones urbaines qui produisent du ruissellement rapide sont seulement les surfaces imperméabilisées directement connectées au réseau de drainage (SIE), comme l'ont suggéré Lee et Heaney (2003). En effet, les nouvelles techniques alternatives pour promouvoir davantage l'infiltration et le stockage de l'eau permettent de diminuer la quantité d'eau acheminée jusqu'au réseau de drainage.

Jia *et al.* (2001) ont développé le modèle hydrologique distribué appelé WEP, pour représenter les bassins ruraux partiellement urbanisés. Il s'agit d'une approche maillée, où chaque maille est caractérisée par une des trois occupations du sol : "eau libre", "sol-

végétation" et "imperméable". L'utilisation de ce modèle très complet requiert de nombreuses données et le calage de plusieurs paramètres. Par conséquent, l'application de WEP est laborieuse et soumise à de fortes approximations.

Weng (2001), quant à lui, a évalué l'impact de l'urbanisation à l'aide d'un modèle SCS (Soil Conservation Service des Etats-Unis) attribuant des valeurs faibles de taux d'infiltration sur les zones urbaines.

Une approche originale pour combiner l'hydrologie urbaine et l'hydrologie des bassins versants a été proposée par Valeo et Moin (2000), qui ont développé TOPURBAN, une version modifiée de TOPMODEL (Beven et Kirkby 1979). Dans TOPURBAN, les pixels imperméabilisés ne font pas partie de l'aire drainée en amont, car ils ne contribuent pas à la recharge en eau des pixels en aval. Un réservoir linéaire est introduit pour gérer le ruissellement sur les surfaces imperméables.

La fonction de transfert a aussi été adaptée pour prendre en compte les éléments urbains. Gironas *et al.* (2007) ont utilisé la notion de "fonction largeur" sur les surfaces imperméabilisées pour en déduire la fonction de transfert géomorphologique des bassins versants urbains et périurbains. Ils l'ont appelée *fonction d'imperméabilisation*.

Le réseau hydrographique des bassins versants naturels est souvent extrait à partir des modèles numériques de terrain (MNT). Gironas (2009) présente trois approches principales pour utiliser le MNT en milieu urbain :

1. le MNT "brut", sans modification ;
2. le MNT "creusé" par les routes et les réseaux d'assainissement ;
3. le réseau hydrographique représenté par deux couches, le raster du MNT modifié par les routes pour les écoulements de surface et une couche vectorielle composée par le réseau hydrographique naturel et le réseau d'assainissement.

Suite à une large synthèse bibliographique à ce propos, l'auteur a implémenté la technique de "creuser" un MNT de 20m de résolution en abaissant l'altitude de toutes mailles occupées par les routes et par le réseau d'assainissement. La méthode consiste à creuser plus les mailles desservies par le réseau (2 à 5m) que les mailles qui contiennent seulement les routes (1 à 2m) pour s'assurer que les écoulements passent prioritairement par les réseaux et éviter que l'eau déborde des réseaux vers les routes. Il a appliqué cette technique sur le bassin versant urbain de l'Aubinière d'environ 10 km² et 30% d'imperméabilisation, situé à Nantes. Parmi ses conclusions, Gironas (2009) observe que les profondeurs attribuées aux mailles "creusées" ont des impacts significatifs sur les limites du bassin versant,

et par conséquent, sur ses caractéristiques morphologiques essentielles. Il a obtenu notamment des aires de 11 à 14km^2 pour ce même bassin versant. Les impacts sur la réponse hydrologique du bassin ont été moins significatifs, mais il observe une différence sur le pic des débits qui peut atteindre 30%.

Lhomme *et al.* (2004) a utilisé une technique similaire, mais en appliquant des profondeurs exagérées de 50 m pour chaque maille desservie par le réseau d'assainissement (ou le réseau naturel) avant d'en extraire le réseau hydrographique. Il a utilisé un MNT de 25m d'extension et a utilisé un modèle semi-distribué associé à une fonction de transfert géomorphologique pour étudier un bassin versant urbain et a obtenu des résultats satisfaisants.

1.4.2 Comment les modèles urbains intègrent les surfaces naturelles ?

Les modèles hydrologiques urbains ont été originellement conçus pour simuler la réponse aux événements pluvieux importants qui interviennent dans le dimensionnement des réseaux d'évacuation et ouvrages de rétention des eaux pluviales. Pour ce type d'application, la simple représentation du ruissellement sur les surfaces imperméables collecté par le réseau drainant peut être suffisante. Il s'avère que le fonctionnement des bassins versants urbains devient plus complexe avec l'usage des systèmes séparatifs qui équipent maintenant la quasi-totalité de zones urbaines, où deux réseaux assurent l'évacuation des eaux pluviales, la collecte et le transport des eaux usées (Andrieu 2001). Le réseau d'eau pluvial transporte vers le milieu naturel la pollution issue des surfaces urbaines sur lesquelles cette eau ruisselle. Le réseau d'eaux usées se comporte quant à lui comme un réseau d'eaux pluviales en drainant une partie des eaux de pluie qui se sont infiltrées dans le sol (Joannis *et al.* 1993). Ces observations expliquent les efforts notables pour adapter les modèles hydrologiques urbains, décrivant explicitement l'évolution de l'état hydrique des sols urbains et leurs échanges avec les réseaux.

Les modèles ont ainsi reçu une extension souvent basée sur les processus hortonien (Rowney et MacRae 1991, Aronica et Cannarozzo 2000, Rossman 2009, DHI DHI) ou de refus d'infiltration par saturation (Marsik et Waylen 2006).

Le modèle SWMM (*Stormwater Management Model*) qui est développé par la US EPA (*United States Environmental Protection Agency*) a été conçu pour simuler la qualité des eaux ruisselées en milieu urbain (Rossman 2009). Le modèle permet de calculer pour

une pluie, ou des données de pluie en continu, la variation des polluants lors de leur acheminement dans les réseaux. L'infiltration de l'eau pluviale sur sous-bassin peut être décrite par trois méthodes différentes : hortonienne, de Green-Ampt ou de numéro de courbe SCS (*Service of Conservation of Soils* américain). Le modèle prévoit également un module pour représenter les écoulements de subsurface, notamment les flux d'infiltration parasite du sol vers le réseau drainant.

Le modèle MOUSE (DHI DHI), représenté par le schéma de la figure 1.13, est également dédié à la modélisation hydraulique des écoulements en réseau. L'infiltration hortonienne a été implémentée pour gérer les surfaces perméables. Le modèle est plus adapté aux tuyaux fermés qu'aux cours d'eau ouverts, qui ont des conditions limites plus complexes. Un module (*Rainfall dependent infiltration RDII*) lui a été ajouté pour réaliser des simulations de chroniques en continu, avec une représentation détaillée des écoulements sur le versant en distinguant quatre types de réservoirs : neige, surface, zone non-saturée (racinaire) et nappe phréatique. Le modèle interagit avec le modèle distribué des eaux souterraines MIKE SHE, ce qui lui permet de représenter les interactions entre le réseau et la nappe.

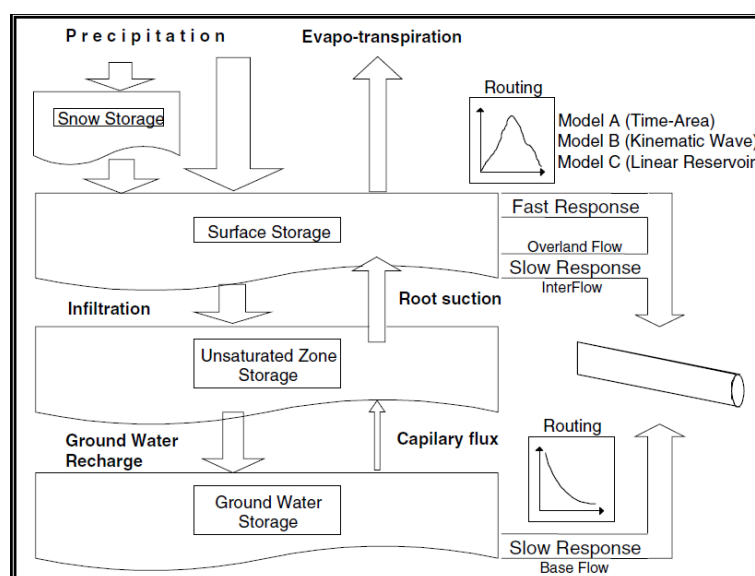


FIGURE 1.13 – Schéma du modèle hydrologique MOUSE avec le module qui représente les écoulements dans le sol, d'après (DHI DHI)

Le modèle CANOE (INSAVALOR-SOGREAH 1997) est un modèle urbain qui a été créé dans le but de répondre aux besoins des différents gestionnaires de réseaux d'assai-

nissement. Un travail pour rendre ce modèle plus adapté aux milieux périurbains est en cours de réalisation dans le cadre du projet AVuPUR (Braud *et al.* 2009).

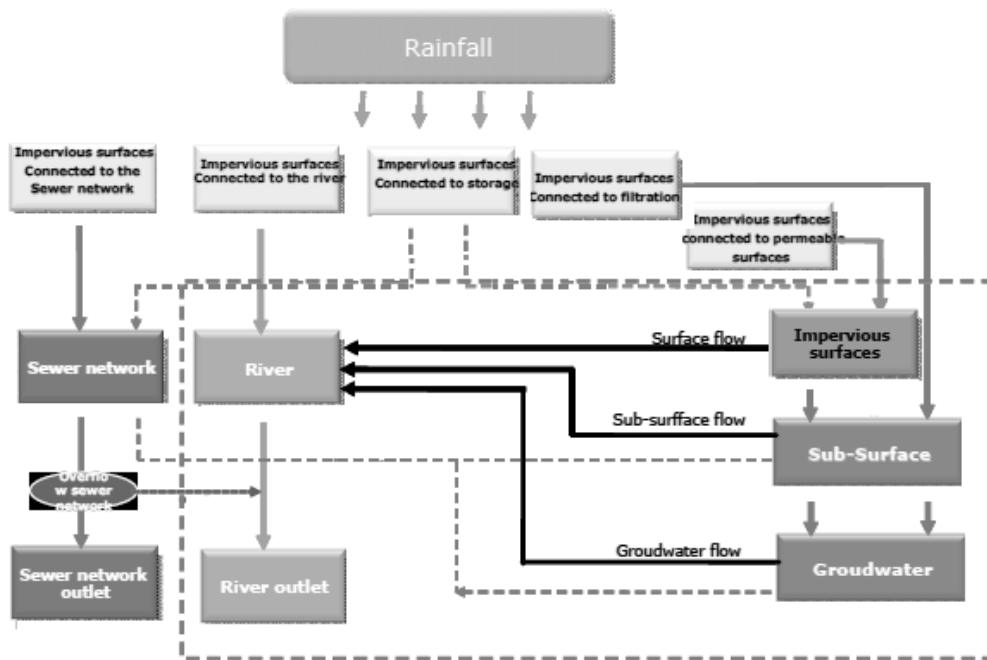


FIGURE 1.14 – Conceptualisation d'un sous-bassin élémentaire dans le modèle CANOE, d'après (Chocat *et al.* 2009)

La figure 1.14 illustre, à droite, une représentation améliorée des zones rurales (Chocat *et al.* 2009), en s'appuyant sur des modules 'réservoir' qui échangent des flux, et prennent en compte les écoulements de surface, subsurface et souterrain.

Enfin, le modèle développé par Morena (2004) suite aux travaux de Berthier (1999) et de Rodriguez (1999) est un modèle hydrologique distribué spécifique au milieu urbain : URBS - MO, Urban Runoff Branching Structure - MOdel (Rodriguez *et al.* 2008). Il représente les principaux processus physiques qui interviennent dans la production des débits à l'échelle de l'Élément Hydrologique homogène à une parcelle cadastrale et sur laquelle 3 types d'occupation du sol sont distingués (voirie, bâti, sol naturel). Cette schématisation des écoulements d'eau dans le sol (1D verticale pour chaque type d'occupation du sol), de la fonction de production, est pertinente pour l'étude détaillée des processus hydrologiques en milieu urbain et la discrétisation spatiale proposée est adaptée aux informations disponibles dans les Banques de Données Urbaines (BDU). URBS-MO représente les processus d'infiltration dans le sol, qui concernent en premier lieu les surfaces perméables et, dans une moindre mesure, certaines surfaces imperméabilisées, telles que les voiries

urbaines qui subissent des infiltrations directes non négligeables (Berthier 1999) et les interactions entre l'eau du sol et les réseaux enterrés. Le modèle a été couplé à un modèle hydrogéologique, MODFLOW, pour prendre en compte la redistribution horizontale des niveaux de saturation entre les parcelles, améliorant la simulation des niveaux de saturation sur un bassin versant urbain (LeDelliou 2009).

Les zones urbaines ont l'avantage d'être plus instrumentées, d'avoir d'avantage d'informations géographiques et d'avoir plus facilement du financement et un support technique pour l'expansion du réseau de mesures. Malgré la différence entre les approches de modélisation hydrologique des bassins versants naturels et des bassins versants urbains, les processus hydrologiques ne sont pas différents dans les villes ou dans les zones naturelles. Pour ces raisons, les zones périurbaines deviennent les sites idéaux pour les développements en hydrologie (Andrieu et Chocat 2004).

1.5 TECHNIQUES D'ÉVALUATION DES SIMULATIONS

Les résultats des modèles hydrologiques doivent être évalués par rapport aux données observées. Ce paragraphe liste les principales techniques utilisées en hydrologie pour évaluer la qualité des simulations.

1.5.1 Techniques graphiques

Les techniques graphiques donnent une comparaison visuelle entre les valeurs simulées et celles observées, constituant une première vision générale de la performance du modèle (ASCE 1993). Selon Legates et McCabe (1999), les techniques graphiques sont essentielles pour une évaluation du modèle appropriée.

Deux techniques particulièrement importantes sont les hydrogrammes des débits observés et simulés au long des calages et validations et les courbes de probabilité de dépassement. Les hydrogrammes peuvent aider à identifier les biais du modèle (ASCE 1993) et également à identifier les décalages dans le temps et d'amplitude des débits de pointe. Les courbes de probabilité de pourcentage de dépassement, constituées souvent par des courbes de durée de débits journaliers, illustrent la capacité du modèle à reproduire la fréquence des débits journaliers dans la période de calage et validation (Van Liew et Arnold 2007). Un accord général entre les fréquences simulées et observées indique une simulation adéquate pour les conditions de la période examinée (Singh *et al.* 2005). Les autres techniques graphiques (hystogrammes, barres) peuvent également être utilisées pour exa-

miner les variations saisonnières et distribution des données. En revanche, l'évaluation du modèle uniquement par les méthodes visuelles peut être difficile, principalement quand il s'agit des longues chroniques de débit. L'inspection visuelle risque de privilégier les pics et négliger les étiages, qui pourtant constituent une grande partie des pas de temps et les erreurs cumulées peuvent devenir importantes.

1.5.2 Critères quantitatifs pour évaluer la qualité des simulations hydrologiques

Constatant le manque d'une méthode complète pour évaluer les modèles hydrologiques en ce qui concerne la précision des simulations par rapport aux données mesurées, Moriasi *et al.* (2007) proposent un ensemble de critères statistiques pour quantifier systématiquement l'efficacité des simulations de débits, mais aussi du transport de sédiments sur les bassins versants.

Basés sur une révision de littérature sur l'application des modèles hydrologiques, ils recommandent trois mesures statistiques quantitatives : l'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE), le pourcentage de biais (PBIAS), et la racine de la différence quadratique de l'écart type (RSR) pour compléter les techniques graphiques d'évaluation des modèles.

Basés sur l'analyse de Moriasi *et al.* (2007), les critères statistiques sélectionnés pour ce travail sont décrits par la suite.

Coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe(NSE)

C'est un critère normalisé qui détermine l'amplitude relative de la variance résiduelle, le « bruit », comparé à la variance des données observées (« information »). Le coefficient (ou efficacité) de Nash (NSE) indique la concordance entre le graphique de points observés versus simulés et la droite 1 :1. Il est employé pour évaluer la puissance prévisionnelle des modèles et est défini comme :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_t (Q_{t, sim} - Q_{t, obs})^2}{\sum_t (Q_{t, obs} - \bar{Q})^2} \quad (1.19)$$

où $Q_{t, obs}$ est le débit observé au pas de temps t , \bar{Q} la moyenne des débits observés et Q_{sim} le débit simulé au pas de temps t . Les coefficients de Nash-Sutcliffe peuvent s'étendre de $-\infty$ à 1. Une efficacité de 1 (NSE=1) correspond à un accord parfait du débit modelé aux données observées. Un coefficient de zéro (NSE=0) indique que les simulations ne sont pas plus performantes que la moyenne des valeurs observées, tandis qu'une efficacité négative ($-\infty < NSE < 0$) se produit quand la moyenne observée est moins mauvaise que

le modèle. Essentiellement, plus l'efficacité du modèle est proche de 1 plus le modèle est précis. Le NSE est recommandé par l'ASCE (1993) et Legates et McCabe (1999). De plus, ce coefficient est très souvent utilisé par les hydrologues et plusieurs analyses sont reportées dans la littérature, ce qui facilite les comparaisons entre les modèles.

Servat (1991) souligne également que le NSE est la meilleure fonction objective pour caractériser la conformité générale d'un hydrogramme. Legates et McCabe (1999) suggèrent un NSE modifié, moins sensible aux valeurs extrêmes. Ce critère n'a pas été retenu dans ce travail du fait de la faible quantité d'applications citées dans la littérature.

Pourcentage de biais (PBIAS)

Ce critère détecte la présence d'un biais des valeurs simulées par rapport aux données. La valeur optimale de PBIAS est zéro. Les valeurs positives indiquent une tendance de sous-estimation tandis que les valeurs négatives indiquent une tendance de surestimation (Gupta *et al.* 1999). PBIAS est calculé avec l'équation :

$$PBIAS = \frac{\sum_t (Q_{t,obs} - Q_{t,sim}) * 100}{\sum_t Q_{i,obs}} \quad (1.20)$$

En général, nous pouvons considérer une simulation satisfaisante si $NSE > 0.50$ et si $PBIAS < 25\%$ pour les débits (Moriassi *et al.* 2007).

Coefficient de détermination (R^2)

Le coefficient de détermination, carré du coefficient de corrélation, permet d'estimer la co-fluctuation des deux séries de données. C'est la mesure de la colinéarité entre les valeurs simulées et observées.

$$R^2 = \frac{(\sum_t (Q_{t,sim} - \overline{Q_{t,sim}}) \cdot (Q_{t,obs} - \overline{Q_{t,obs}}))^2}{\sum_t (Q_{t,sim} - \overline{Q_{t,sim}})^2 \cdot \sum_t (Q_{t,obs} - \overline{Q_{t,obs}})^2} \quad (1.21)$$

Même si ces coefficients ont été largement appliqués pour juger la qualité des régressions linéaires, ils sont trop sensibles aux valeurs extrêmes. De plus ils sont insensibles aux différences additives ou proportionnelles entre les données simulés et les données observés (Legates et McCabe 1999). En vu de ces caractéristiques, ce critère sera utilisé pour analyser la sensibilité du modèle à certains paramètres, mais il ne sera pas utilisé pour la phase de calage.

Autres statistiques existantes non retenues

L'erreur relative quadratique moyenne (RMSD ou RMSE) est une mesure des différences entre les valeurs simulées par un modèle ou un estimateur et les valeurs réellement observées. RMSE est l'un des indices statistiques d'erreur les plus fréquemment utilisés (Singh *et al.* 2005, Vazquez-Amabile et Engel 2005).

Même si en général il est accepté que plus la valeur du RMSE est faible meilleure est la performance du modèle, seulement Singh *et al.* (2005) ont publié un guide pour qualifier le seuil pour considérer un RMSE faible basé sur les écart-types des observations. Singh *et al.* (2005) recommandent une statistique d'évaluation de modèle plus appropriée appelé RSR (sigle en anglais) : RMSE-observations standard déviation ratio. Il a été développé pour normaliser le RMSE avec l'écart-type des observations ($STDEV_{obs}$) et combine l'indice d'erreur à une information additionnelle comme suggéré par Legates et McCabe (1999).

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sum_t \sqrt{(Q_{t,sim} - Q_{t,obs})^2}}{\sum_t \sqrt{(Q_{t,obs} - \bar{Q})^2}} \quad (1.22)$$

Néanmoins, les deux statistiques proposées par Moriasi *et al.* (2007) sont analytiquement déductibles l'une de l'autre. En effet, en combinant les équations (1.19) et (1.22) la relation entre les statistiques peut être résumée par

$$NSE = 1 - RSR^2 \quad (1.23)$$

Pour finir, un dernier exemple de critère utilisé en hydrologie est **l'efficience persistante du modèle (PME)** : c'est une statistique d'évaluation normalisée qui quantifie l'amplitude relative de la variance résiduelle (« bruit ») et de la variance des erreurs obtenues par un modèle persistant simple. Selon Gupta *et al.* (1999), c'est un estimateur qui indique clairement si un modèle n'est pas satisfaisant, mais il n'est pas souvent utilisé et la fourchette de valeurs trouvées dans des cas concrets est rare dans la littérature.

1.6 INDICATEURS POUR CARACTÉRISER LE RÉGIME HYDROLOGIQUE

De l'analyse des séries hydrométriques, nous avons retenu les grandeurs suivantes pour caractériser le régime hydrologique et étudier son évolution :

- Coefficients d'écoulement évènementiels
- Régime annuel
- Courbes de débits classés

– Bilan hydrique

RÉCAPITULATIF DU CHAPITRE

La première partie du chapitre a été dédiée à faire un point sur les divers outils en modélisation hydrologique des bassins versants, soulignant les avantages et les inconvénients de chaque approche, en particulier ceux de la modélisation développée dans ce travail. Ainsi, les principaux modèles de la famille TOPMODEL ont été ensuite présentés, expliquant l'intérêt de les coupler aux schémas de surface (TSVA) pour mieux représenter la totalité du cycle hydrologique, en particulier pour les applications sur des longues chroniques.

La troisième partie décrit spécialement deux méthodes d'identification de la fonction de transfert : à partir du jeu de données, comme la DPFT, et à partir du réseau hydrographique, comme les fonctions géomorphologiques. Les équations de propagation sont détaillées afin de développer la fonction de transfert avant de l'intégrer au modèle de production.

La quatrième partie présente quelques rappels bibliographiques sur la représentation des zones urbaines dans les modèles originalement conçus pour les bassins versants ruraux d'un côté et de l'autre côté, quelques exemples de modèles urbains qui représentent les processus dans le sol d'une manière de plus en plus détaillée. Les processus représentés sont étudiés afin de développer le modèle adapté aux bassins versants périurbains.

ANALYSE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE LA CHÉZINE

SOMMAIRE

3.1	CHOIX DU MODÈLE HYDROLOGIQUE	91
3.2	PROCESSUS REPRÉSENTÉS DANS LE SYSTÈME COUPLÉ ISBA-TOPMODEL	93
3.2.1	Les écoulements verticaux	97
3.2.2	La distribution latérale de l'eau dans le sol	101
3.2.3	Fonction de transfert	102
3.3	LA PRISE EN COMPTE DES ZONES URBAINES	103
3.3.1	La représentation des surfaces imperméabilisées	104
3.3.2	La prise en compte du réseau d'assainissement	105
3.3.3	A l'échelle de TOPMODEL	107
3.3.4	La fonction de transfert	108
3.3.5	Autres éléments artificiels	109
	SYNTHÈSE	109

Le bassin versant de la Chézine, bassin versant périurbain, est étudié pour mettre en évidence les particularités de son fonctionnement pour ensuite reproduire son cycle hydrologique. Ce chapitre présente dans un premier temps les principales caractéristiques du bassin versant de la Chézine. Dans un deuxième temps, les méthodes utilisées pour traiter les données sont détaillées. L'analyse de données permet d'identifier les incertitudes de mesure qui doivent être prises en compte tout au long de l'étude. De plus, des hypothèses de fonctionnement sont faites et validées à fin d'établir une fonction de transfert géomorphologique, basée sur le réseau hydrographique et la topographie du bassin.

Chaque étape de cette étude apporte des informations sur le comportement du bassin versant, qui sont essentielles pour la modélisation et l'analyse critique des résultats dans la suite de ce travail.

2.1 LE SITE D'ÉTUDE : LE BASSIN VERSANT DE LA CHÉZINE

Cette partie est consacrée à l'étude du bassin versant de la Chézine, préalable à l'analyse détaillée des données hydrométriques et géomorphologiques de ce bassin. La caractérisation du bassin a pour but de mettre le site d'étude dans son contexte physique (topographique, géologique, hydrographique et climatique) et d'occupation du sol (naturelle et anthropique). Ces éléments composent un premier ensemble d'indices à la compréhension de son comportement.

2.1.1 Localisation

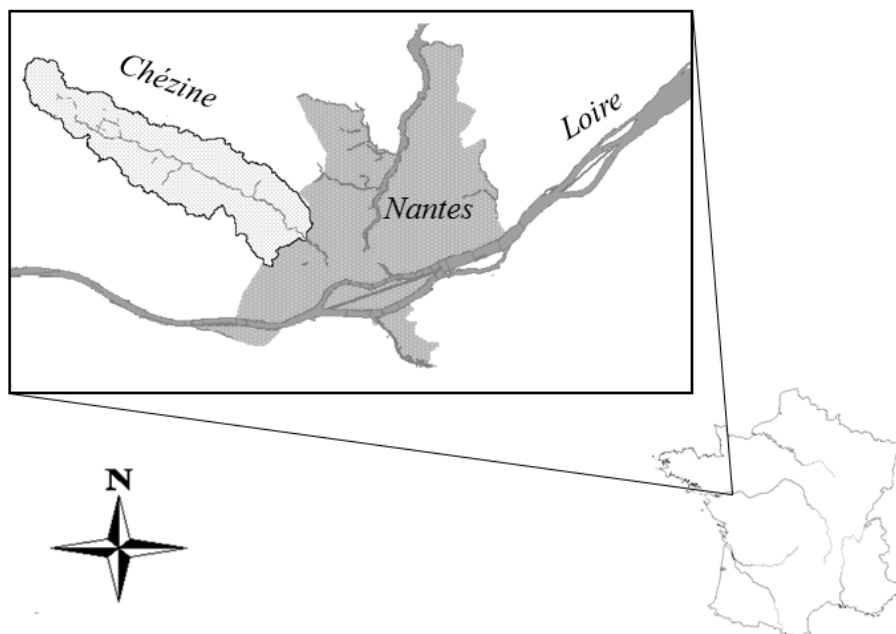


FIGURE 2.1 – Localisation du bassin versant de la Chézine à l'ouest de Nantes, en France

La Chézine est un affluent de la Loire, située au Nord-ouest de Nantes (figure 2.1). Elle traverse les communes de Saint-Etienne de Monluc, Sautron, Couëron, Saint-Herblain et se déverse à Nantes (figure 2.2). Le cours d'eau de la Chézine possède une longueur linéaire d'environ 15 km dont 1 km en écoulement souterrain. La superficie totale du bassin versant de la Chézine jusqu'à son exutoire dans la Loire est de 3300 hectares.

La Fig.2.2 illustre le réseau hydrographique de la Chézine, dont les affluents sont listés dans le tableau 2.1.

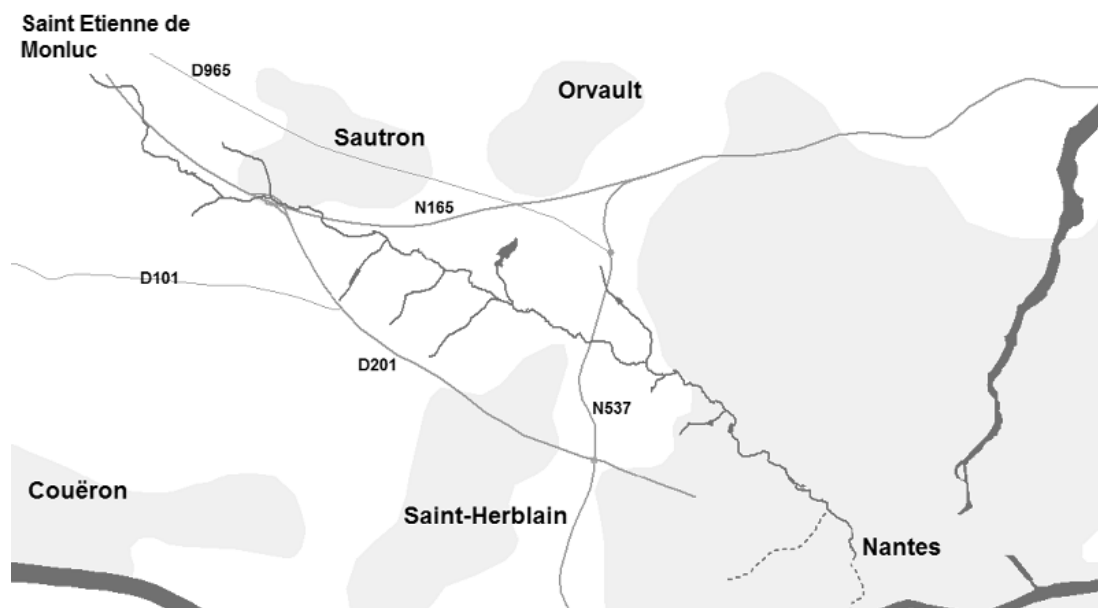


FIGURE 2.2 – Réseau hydrographique de la Chézine et les principaux axes routiers (Source : Biotope- Étude Préalable à la restauration et à la mise en valeur de la Vallée de la Chézine, 2005. Page 8.)

TABLE 2.1 – Liste des affluents de la Chézine d’amont en aval. Source : Biotope- Étude Préalable à la restauration et à la mise en valeur de la Vallée de la Chézine, 2005. Page 8.

Nom ou lieu-dit de l’affluent	Rive	Longueur (m)
Lieu-dit l’Aumarière	Droite	540
La Bastille	Gauche	1200
Lieu-dit la Botardière	Droite	1130
Lieu-dit Lande Bourne	Droite	1180
Lieu-dit la Bronçais	Droite	1340
Lieu-dit la Gournerie	Gauche	700
L’Angevinière	Gauche	1650
Lieu-dit Plaisance	Droite	310
Lieu-dit le Houssay	Droite	790
Les Renardières	Droite	1800

2.1.2 Climat

Le climat océanique de la région est caractérisé par des pluies fréquentes mais peu intenses. La hauteur moyenne annuelle de précipitations est d’environ 800 mm. Les hivers sont doux et pluvieux (maximales moyennes : 5°) et les étés sont chauds sans excès (maximales moyennes : 18,5°). La figure 2.3 montre les températures minimales et maximales et les précipitations moyennes mensuelles pour la période de 1971 à 2000. Ces particula-

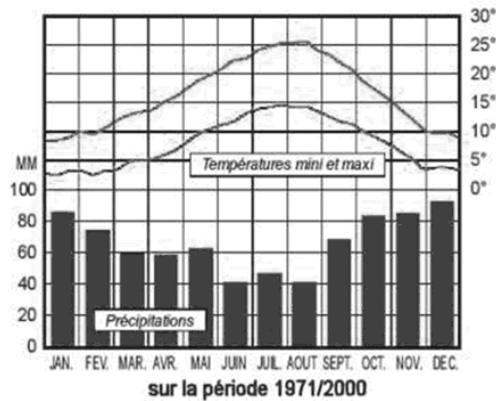


FIGURE 2.3 – Climat de la région de Nantes (Source Météo France, 27/06/2008)

rités s’expliquent par la proximité de l’océan. Toutefois, la pluviométrie du département présente une forte variabilité annuelle (1087 mm à Nantes en 1999 par exemple). (Source : Météo France, 2008).

2.1.3 Relief et topographie

La dénivellation totale du bassin versant est d’environ 80 mètres. La pente est plus importante sur l’amont, avec des valeurs entre 0,45% et 0,53%. Dans la ville de Nantes, elle est de 0,23% et la valeur minimale est de 0,07% dans la partie souterraine avant l’exutoire dans la Loire. Le bassin versant de la Chézine a donc un relief très peu marqué.

2.1.4 Géologie et occupation du sol

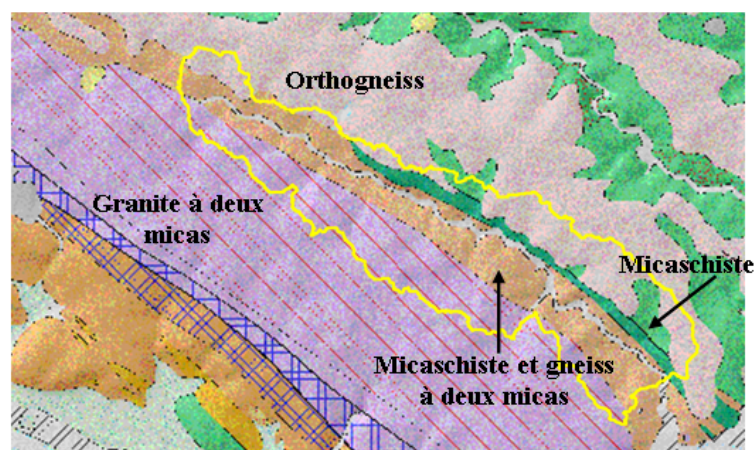


FIGURE 2.4 – Carte géologique du secteur de la Chézine au 1/100000, site INFOTERRE

La Chézine, sa rive gauche et les premiers dizaines de mètres de sa rive droite, repose sur un socle schisteux (DHI et Biotope, 2005). Ce socle est recouvert par une formation de

micaschiste et de gneiss à deux micas. Le fond de la vallée est recouvert par des argiles et des limons. La rive droite de la Chézine est constituée par un granite à deux micas. Ces formations présentent globalement une orientation nord-ouest /sud-est (fig.2.4).

Le sol, en dehors des zones urbanisées, est constitué de quatre types de formation pédologique. La rive gauche de la Chézine, principalement au niveau de Saint-Herblain, est constituée par des sols bruns, d'une profondeur comprise entre 40 et 60 centimètres. Ils sont issus de l'altération des micaschistes. La partie amont et la partie se trouvant entre les zones urbanisées de Nantes et de Sautron est couverte par des sols de plateau limoneux. Toute la zone du bassin versant se trouvant au sud de la Chézine est constituée de sols bruns et de sols de rebord de plateau issus de la dégradation du gneiss et du granite subjacent. Imperméable, ce sous-sol ne permet pas la formation de nappes phréatiques, et le réseau hydrographique est donc alimenté par les eaux de ruissellement et par plusieurs sources au débit relativement faible. La contribution des nappes aux débits étant négligeable, la Chézine est un ruisseau pluvial. Par conséquent, la réponse du bassin se fait plutôt à partir du concept des zones contributives et des nappes perchées.

A l'amont du bassin les prairies sont prédominantes (figure 2.5). La présence de cultures et maraîchages n'y sont pas négligeables. Dans la portion intermédiaire, l'hétérogénéité est très forte : la rive droite est toujours couverte principalement par des prairies alors que la rive gauche possède une grande zone urbaine (commune de Sautron). L'aval du bassin est fortement urbanisé par l'agglomération nantaise. Les bordures des cours d'eau, en revanche, sont encore protégés par des boisements et parcs urbains.

2.2 ANALYSE DES DONNÉES

L'analyse des données met en évidence les particularités du comportement hydrologique de ce bassin versant mixte. L'observation des hydrogrammes montre que le bassin ne réagit pas toujours de la même façon. En testant des hypothèses de fonctionnement, il est possible de vérifier quels sont les facteurs qui déterminent la façon dont le bassin réagit. Cette étude permet ainsi d'identifier les facteurs ayant un impact sur la réponse hydrologique du bassin étudié et aussi de valider les résultats des simulations par la suite. Ce travail permettra de nous guider en partie dans le choix des processus à prendre en compte en modélisation hydrologique. Enfin, ce travail d'analyse permet de bien connaître les données et de les corriger le cas échéant pour bénéficier d'un jeu de données permet-

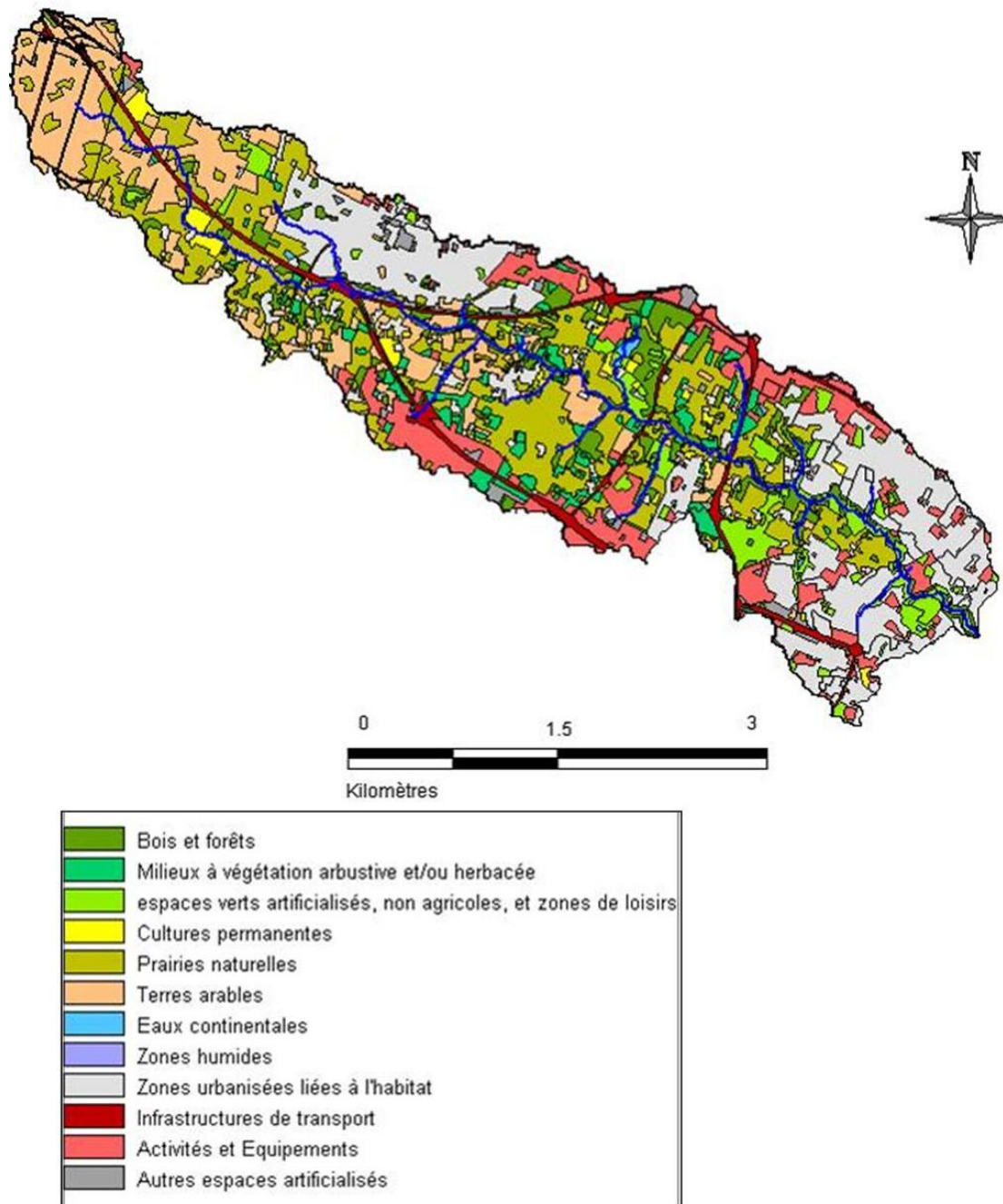


FIGURE 2.5 – Carte d'occupation du sol. (Nantes Métropole, 2005)

tant la validation des simulations. Auparavant, les données de pluie/débit et les données cartographiques traitées pour cette étude sont rapidement présentées.

2.2.1 Données de pluie et de débit

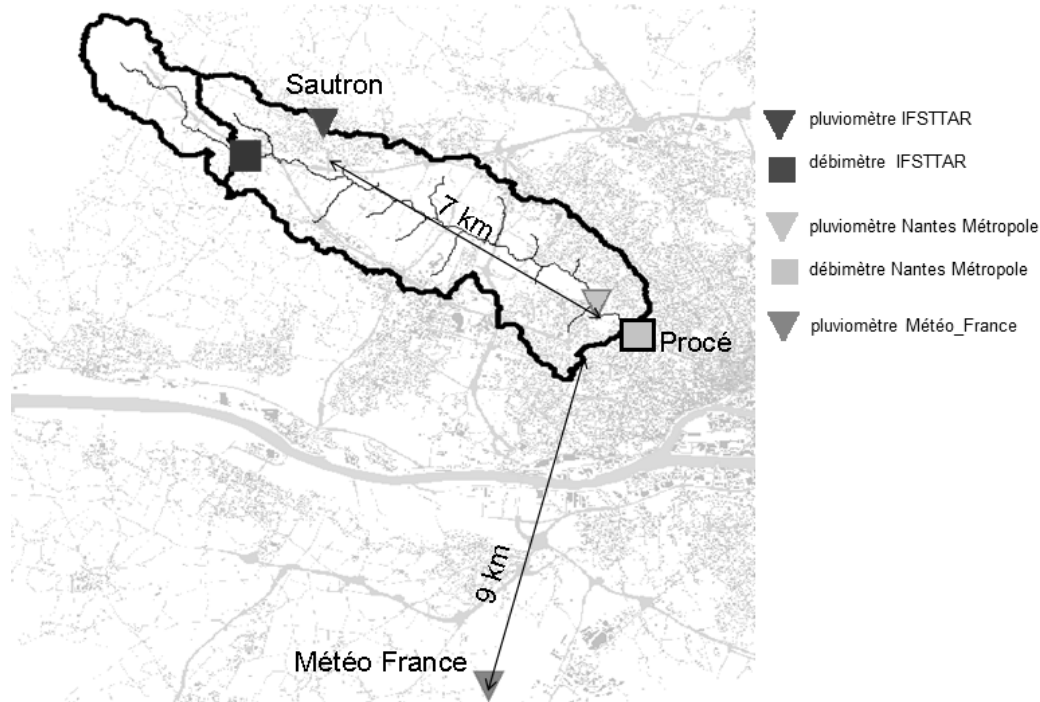


FIGURE 2.6 – Localisation des pluviomètres (triangles gris inversés) à Sautron, aux Dervallières et de Météo France. Localisation des stations hydrométriques à Sautron et à Procé (à l'exutoire du bassin d'étude)

Les données de pluie ont été acquises par un pluviomètre situé près de la piscine des Dervallières, à l'aval du bassin versant de la Chézine (figure 2.1). Géré par le Service Exploitation de la Communauté Urbaine de Nantes, l'appareil enregistre des mesures à un pas de temps de cinq minutes.

Les cumuls annuels de pluie, et leur rapport à la moyenne, de la période de 2001 à 2009 (835,7 mm) sont présentés dans le tableau 2.3. Les archives des bulletins de Météo France mises en ligne ont permis de vérifier la cohérence de ces valeurs. En effet, les valeurs extrêmes selon nos données sont observées lors de l'année 2005, pour laquelle le déficit pluviométrique estimé par Météo-France a été entre 60 et 80% par rapport à la normale (calculé sur la période 1971 - 2000), et lors de l'année 2002, pour laquelle les précipitations ont été évaluées à 150% de la normale.

Depuis l'été 2008 nous disposons de mesures de pluie et de débit à l'amont de la ville de Sautron (figure.2.6). L'emplacement de ces instruments en amont permet d'une part

TABLE 2.2 – Description des mesures à l'exutoire de la Chézine (Parc de Procé), fournis par Nantes Métropole depuis janvier 2001

Année	Pluviomètre		Hauteur d'eau	
	Pas de temps	Unité	Pas de temps	Unité
2001-2004	5'	mm/h	1h et variable	m
2005	5'	mm/h	1h et variable	m
2006	5'	mm/h	1h	m
Janvier à mai 2007	5'	mm/h	1h	m
Mai à décembre 2007	5'	mm/h	5'	m
2008 - 2009	5'	mm/h	5'	m

TABLE 2.3 – Cumul annuel de précipitations de 2001 à 2009 et leur rapport à la moyenne (835,7 mm)

année	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Pluie totale (mm)	719	1217,8	831,8	702,7	570,6	1011,4	888,2	966	937,9
Rapport à la moyenne	86%	146%	100%	84%	68%	121%	106%	116%	112%

d'étudier la variabilité spatiale de la pluie sur le bassin et d'autre part de faire une étude de la contribution du sous-bassin amont (principalement rural) au ruissellement selon les conditions hydriques et climatiques.

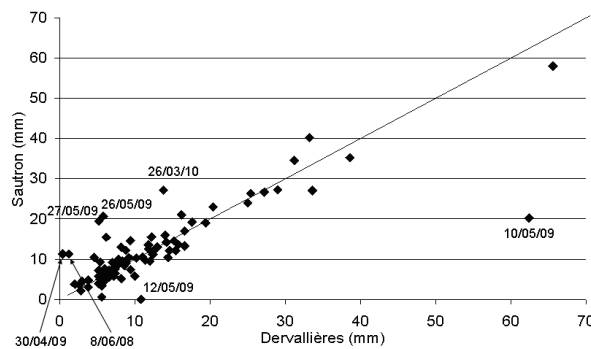


FIGURE 2.7 – Comparaison entre les données du pluviomètre de Sautron (en amont) et celui de Dervallières (à l'exutoire du bassin versant)

L'analyse comparative de 83 événements pluvieux, entre juillet 2008 et mai 2010 montre que la pluie est homogène dans l'ensemble, à part quelques pluies localisées en été et au printemps (figure 2.7).

Quant aux données de débit à l'exutoire du bassin versant, elles sont calculées à partir des hauteurs d'eau mesurées par une sonde à ultrasons, placée sous une passerelle dans

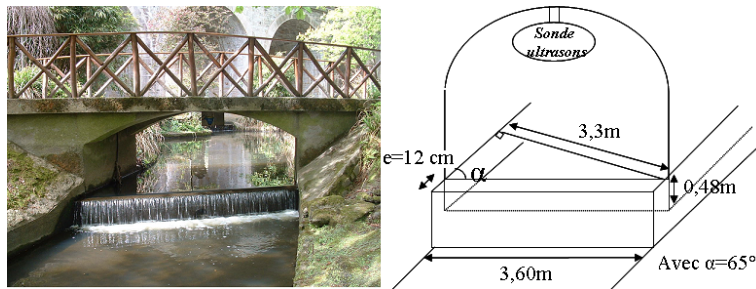


FIGURE 2.8 – Capteur de hauteur d’eau au Parc de Procé, à Nantes

le parc de Procé (figure 2.8) et géré par Nantes Métropole depuis l’an 2001. L’exutoire du bassin versant étudié est ainsi défini par ce capteur dans le centre ville de Nantes, juste avant que l’écoulement ne soit canalisé dans un collecteur souterrain (figure 2.1). Le bassin étudié (qui a son exutoire dans le parc de Procé) est de 2900 hectares, soit 88% du bassin global.

Pendant la période entre 2001 et mai 2007, les mesures de hauteur d’eau étaient enregistrées toutes les heures, ou lorsque la hauteur variait de plus de 3%. Depuis mai 2007, les mesures sont faites toutes les 5 min (tableau. 2.2). Les résultats obtenus lors de quelques jaugeages effectués à l’exutoire sont présentés dans le tableau 2.4. Les valeurs de la hauteur d’eau ne sont pas disponibles quand l’eau dépasse le niveau du pont sous lequel le capteur est installé. Compte tenu de la configuration de la station de mesure, le débit maximum enregistré à l’exutoire de la Chézine est de 4,3 m³/s mais ce débit est en moyenne dépassé 1 fois par an (figure 2.9). Dans la période entre 2001 et 2009 par exemple, ce débit a été dépassé 8 fois. Cela signifie que nous ne disposons pas de débits d’une période de retour de plus d’un an.



FIGURE 2.9 – Crue de la Chézine au Parc de Procé (13/01/2004).

Les débits à l’exutoire ont été calculés à partir des hauteurs d’eau utilisant la formule de Poleni (1717), appliquée aux seuils frontaux, dont le profil est illustré dans la figure 2.10 :

$$Q = \beta \cdot L \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h_1^3} \quad (2.1)$$

TABLE 2.4 – Jaugeages réalisés le 7 juillet 2008 à l'amont et à l'aval du bassin de stockage au parc de Procé, d'après Leroux (2008)

zone	vitesse moyenne (m/s)	débit moyen (m^3/s)	heure de la mesure
amont	0,34	0,69	11h30
aval	0,33	0,68	12h00

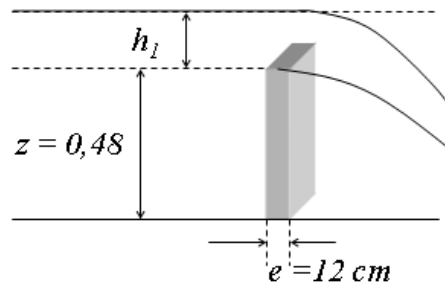


FIGURE 2.10 – Profil du seuil du déversoir du parc de Procé. La charge h_1 est la hauteur du niveau constant d'amont au-dessus du seuil, e l'épaisseur du seuil et z la hauteur de pelle.

où Q est le débit, β est le coefficient dépendant de la forme du seuil, L la largeur du seuil, g est l'accélération de la pesanteur et h_1 est la hauteur d'eau au dessus du seuil.

D'après Carlier (1998), un déversoir est à **paroi mince** si l'épaisseur de la crête est inférieure à la moitié de la charge h_1 et β peut être estimé selon ce critère :

- seuil mince de hauteur z

$$\beta = 0,611 + 0,08 \cdot \frac{h_1}{z} \quad (2.2)$$

- seuil épais

$$\beta = 0,385 \quad (2.3)$$

La formule a été ensuite corrigée par AICHEL (1953), citée par Carlier (1998), pour prendre en compte l'obliquité du seuil. Il s'exprime de la manière suivante :

$$Q_{oblique} = Q_1 \cdot (1 - 250) \cdot \frac{h_1}{z} \cdot \frac{1}{\xi} \quad (2.4)$$

Où Q_1 est le débit calculé pour un déversoir de même largeur disposé perpendiculairement à l'axe longitudinal du canal et ξ le coefficient adimensionnel fonction de l'angle aigu de la crête du déversoir avec l'axe longitudinal du canal ; ici $\xi = 2980$. La limite d'application de la formule pour l'angle de 66° correspond à une hauteur maximale de 77,76 cm (Leroux 2008).

Dans le cas de la Chézine, le déversoir peut être considéré du type "mince" pour les hauteurs qui dépassent 24 cm. Quand $h_1 < 24cm$ il agit comme un déversoir à paroi

épaisse. La formule utilisée par Nantes Métropole utilise $\beta = 0,4$ et $L = 3,6$ m. La largeur correspond à celle du seuil au droit de l'écoulement (figure 2.8) et le coefficient β se situe entre celui applicable pour un seuil mince et celui applicable pour un seuil épais.

Leroux (2008) a comparé la courbe des débits en fonction de la hauteur d'eau obtenue par Nantes Métropole à celles obtenues à partir des formules générales. La courbe de la figure 2.11 présente l'évolution du débit en fonction de la hauteur d'eau mesurée au-dessus du seuil dans le cas de l'application des formules générales pour un seuil mince et pour un seuil épais). Entre la formule du seuil épais et celle de Nantes Métropole, l'écart entre les deux courbes est de 4%, quelque soit la hauteur d'eau considérée. Entre la formule du seuil mince et celle de Nantes Métropole, l'écart entre les deux courbes est compris entre 2 et 25% selon la hauteur d'eau en question.

Ainsi, la courbe de tarage utilisée par Nantes Métropole, et retenue pour cette étude, est adaptée à la fois aux faibles hauteurs et aux hauteurs plus importantes, sous la condition limite de 82 cm, qui correspond au débit de $4,3 \text{ m}^3/\text{s}$.

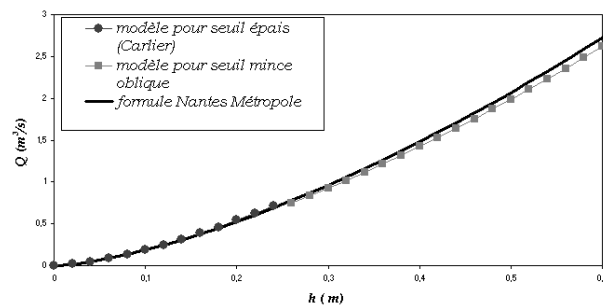


FIGURE 2.11 – Courbe d'évolution du débit en fonction de la hauteur d'eau au-dessus du seuil pour différentes formules (Leroux 2008).

Le débitmètre installé sur la Chézine amont (en limite de Couëron et Sautron) le 20 août 2008, est placé sur le radier d'un ouvrage en maçonnerie. L'ouvrage a une forme demi-circulaire sur la partie haute et rectangulaire sur la partie basse comme l'illustration de la figure 2.12.

La section de l'ouvrage est rectangulaire jusqu'à une hauteur de $h=80$ cm puis circulaire jusqu'à 1,50 m. La sonde est composée d'un capteur de pression mesurant la hauteur d'eau et d'un capteur de vitesse qui mesure par effet Doppler. La sonde est placée sur le radier à 1,50 m de l'entrée de l'ouvrage de façon à limiter au maximum les turbulences créées par celui-ci. Le débit $Q(t)\text{m}^3/\text{s}$ à l'instant t est déduit classiquement de la section

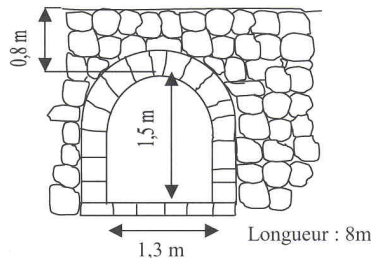


FIGURE 2.12 – Débitmètre installé sur la Chézine amont (en limite de Coueron et Sautron) le 20 août 2008, Mosini et al. (2011)

mouillée en fonction de la hauteur $S(h) m^2$ et de la vitesse $V(t) m/s$ par la relation :

$$Q(t) = V(t) \cdot S(h) \quad (2.5)$$

Les enregistrements de hauteur et de vitesse sont faits au pas de temps de 2 minutes du 20/08/08 au 24/02/09 puis à 5 minutes à partir du 24/02/09. Pour déterminer la courbe de tarage CT, le nuage de points Hauteur/Débit est tracé pour chaque pas de temps (2 minutes et 5 minutes) du 20 août 2008 à fin décembre 2009. Une relation du 4^{me} degré hauteur/débit en est déduite sur le graphique de la figure 2.13. Il a été remarqué que l'équation du 2nd degré habituellement utilisée pour les courbes de tarage convient moins bien sur ce site. Des limites hautes et basses sont choisies afin de définir un faisceau autour

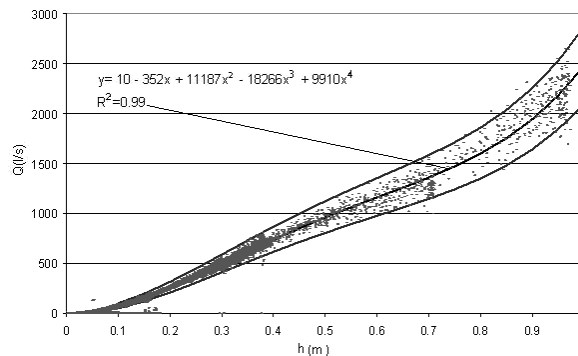


FIGURE 2.13 – Détermination de la courbe de tarage (CT) à partir des données de hauteur (h) et débit (Q) à Sautron et le faisceau pour la validation des valeurs de débit, Mosini et al. (2011)

de la courbe de tarage dans lequel les valeurs sont considérées comme valides. Si ce n'est pas le cas, et en absence de problème autre (comme une hauteur trop faible ou un pic de vitesse provoquant un code d'erreur), la valeur de débit retenue est celle de la courbe de tarage. Les limites, ajustées graphiquement, sont les suivantes :

- quand $h \leq 2,5 cm$, le débit n'est pas calculé par manque de mesure de hauteur (la sonde a 2,5 cm d'épaisseur);

- quand $2,5\text{cm} < h < 4\text{cm}$, $y_{\min} = 0$ et $y_{\max} = (1,15 \cdot CT) + 15$, où CT =valeur de la courbe de tarage;
- quand $h \geq 4\text{cm}$, $y_{\min} = (0,85 \cdot CT) - 10$ et $y_{\max} = (1,15 \cdot CT) + 15$.

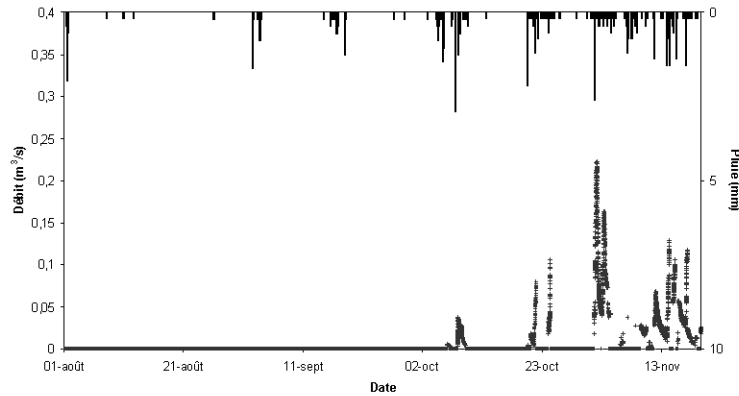


FIGURE 2.14 – Pluie et débit mesurés à la station de Sautron du 1^{er} août au 31 décembre 2009.

L'hydrogramme et l'histogramme du 1^{er} août au 31 décembre 2009 sont présentés dans la figure 2.14. Cette période de transition entre l'été et l'hiver met en évidence l'effet de l'humidification du sol sur la réponse de ce sous-bassin versant rural aux épisodes pluvieux. Aucune montée de débit n'est enregistrée jusqu'au mois d'octobre. A partir de ce moment, les intervalles entre les évènements pluvieux sont plus courts et les températures sont plus faibles, défavorisant l'assèchement du sol. Par conséquent, même les évènements pluvieux d'intensité plus faible que certains évènements d'été peuvent déclencher une crue à ce point du cours d'eau.

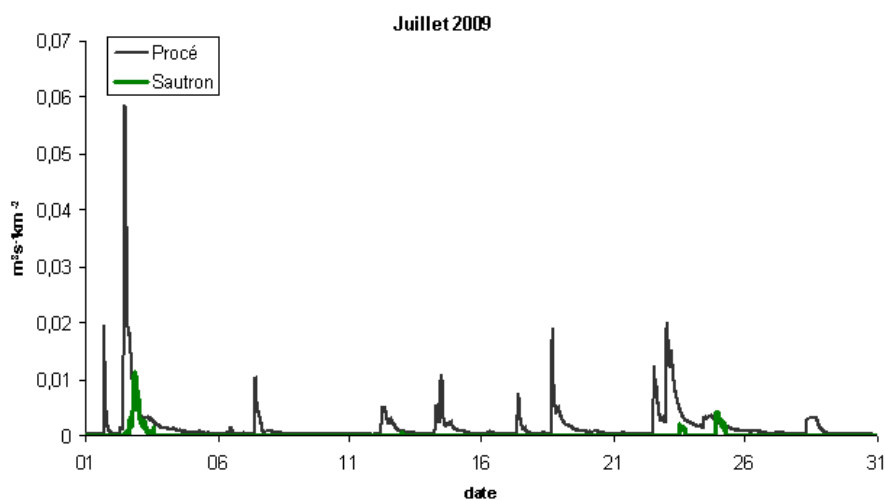


FIGURE 2.15 – Comparaison entre le débit spécifique du bassin versant entier (Procé, courbe en noir) et celui du sous-bassin versant rural amont (Sautron, courbe verte) au mois de juillet 2009.

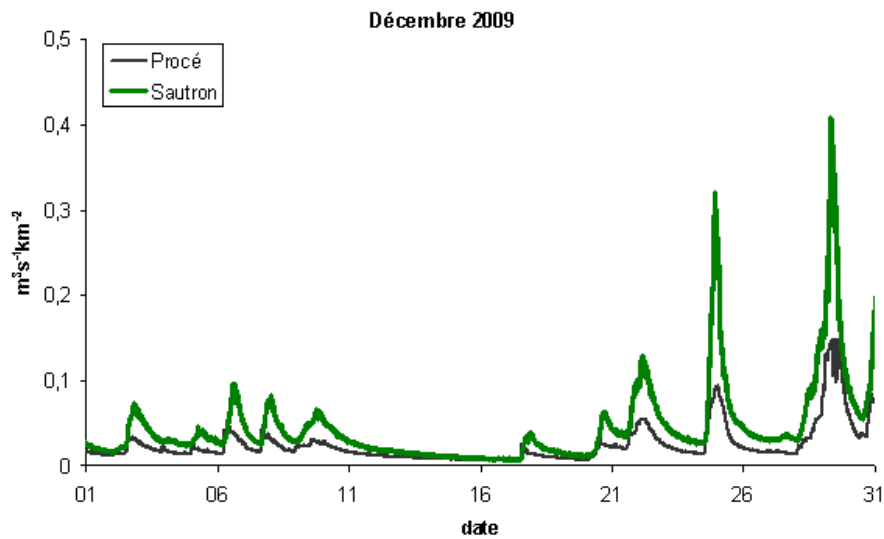


FIGURE 2.16 – Comparaison entre le débit spécifique du bassin versant entier (Procé, courbe en noir) et celui du sous-bassin versant rural amont (Sautron, courbe verte) au mois de décembre 2009.

Pour comparer la réponse du bassin versant entier avec l'exutoire dans le parc de Procé et le sous-bassin avec l'exutoire à Sautron, les débits spécifiques en $m^3 \cdot s^{-1} km^{-2}$ ont été calculés. Les figures 2.15 et 2.16 montrent les courbes de débit du bassin de Procé et du sous-bassin de Sautron durant un mois d'été et durant un mois d'hiver de 2009.

Les débits spécifiques en été sont plus forts pour le bassin de Procé, car les surfaces imperméables urbaines produisent du ruissellement même en conditions sèches. La réaction du sous-bassin versant rural a été très faible en juillet 2009 (figure 2.15).

Au contraire, les pics de débits spécifiques en hiver sont plus forts dans le sous-bassin versant amont que dans le bassin versant de Procé. La proportion de surfaces contributives doit être plus importante dans la zone amont que sur le bassin entier. Les surfaces perméables à l'aval des zones urbaines de Sautron se satureraient donc moins que celles qui ne se trouvent pas sous l'influence des zones urbanisées. Une hypothèse pour expliquer ce phénomène serait que les zones urbaines affaiblissent la recharge à l'aval parce que la part de l'eau de pluie qui ruisselle et puis est drainée par le réseau d'assainissement ne contribue pas à augmenter la teneur en eau du sol.

Impact du bassin de stockage sur le débit

Juste en amont de l'exutoire, au parc de Procé, un bassin de stockage (figure 2.17) a été aménagé pour éviter les débordements dans la portion aval de la Chézine. Des études pour



FIGURE 2.17 – Photos du bassin de stockage au Parc de Procé (LCPC, 13/01/2008).

évaluer la capacité de stockage du bassin (Leroux 2008) et son fonctionnement (Mosini *et al.* 2011) ont été menées pour évaluer l’impact du bassin sur le débit du cours d’eau.

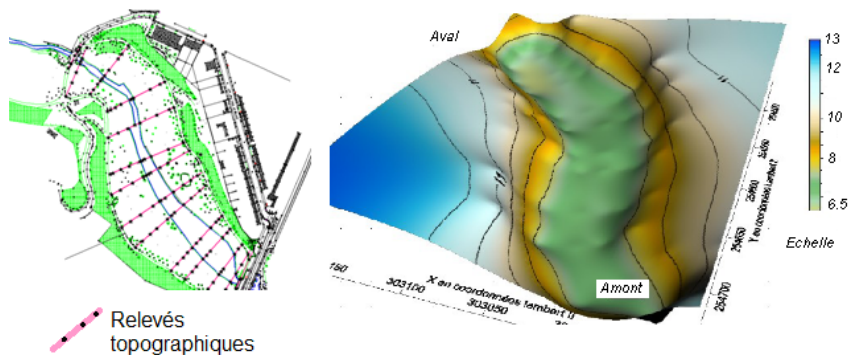


FIGURE 2.18 – Modèle topographique obtenu par interpolation des relevés topographiques par Leroux (2008).

Les profils mesurés lors d’un relevé topographique (figure 2.18, Leroux (2008)) ont été interpolés à l’aide du logiciel SURFER pour définir la forme du bassin de stockage. La longueur moyenne du bassin est ainsi estimée à 330 m, la largeur moyenne à 80 m et la profondeur entre 2 et 3 m.

Depuis janvier 2010, le bassin de stockage a été instrumenté avec un capteur de hauteur d’eau qui réalise des enregistrements en continu au pas de temps de 5min (figure 2.17). A partir des valeurs de hauteur d’eau mesurées en ce point, $H_{pot}(t)$ en m, et de l’interpolation de la topographie du bassin, le volume stocké correspondant, $V_{stock}(t)$ en m^3 , peut être déduit selon l’équation suivante :

$$V_{stock}(t) = 7349,5 + H_{pot}^2(t) + 5852 \cdot H_{pot} + 920,93 \quad (2.6)$$

Dans le but de modéliser le comportement du bassin de stockage, nous avons cherché une loi de fonctionnement qui permettrait de généraliser son influence sur les débits. Des grilles sont présentes juste avant le capteur de hauteur, afin d’éviter les embâcles dans le Parc de Procé (figure 2.19). Les embâcles ainsi retenus accentuent l’impact du bassin de stockage, de manière aléatoire. Ainsi, il n’a pas été possible de définir une loi

générale reliant la hauteur d'eau dans le bassin et celle mesurée par le capteur en aval de la Chézine. Les débits dont nous disposons depuis 2001, avant la mise en place du capteur de hauteur en amont du bassin n'ont donc pas pu être corrigés. Les corrections ont été faites seulement pour l'année 2010 à l'aide de l'équation (2.7), où V_{stock} est calculé par l'équation (2.6), $Q_{corrige}$ est le débit corrigé et Q_{Proce} est le débit mesuré par le capteur à Procé.

$$Q_{corrige}(t) = Q_{Proce}(t) + \frac{V_{stock}(t) - V_{stock}(t - \Delta t)}{\Delta t} \quad (2.7)$$



FIGURE 2.19 – Grilles qui filtrent l'eau à l'aval du bassin de stockage pour éviter que les embâcles atteignent le Parc de Procé

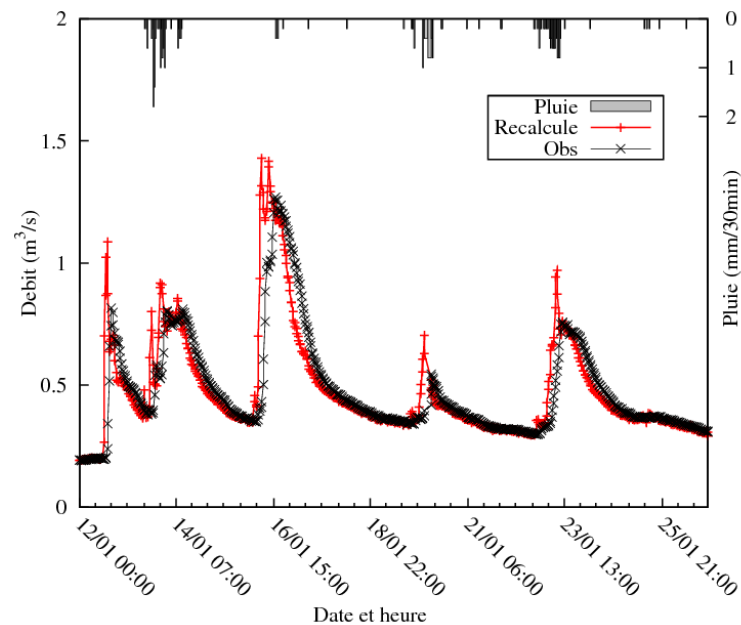


FIGURE 2.20 – Comparaison entre le débit mesuré à l'exutoire et le débit corrigé pour enlever l'influence du bassin de stockage, sur la période du 12 au 25 janvier 2010, d'après Mosini et al. (2011)

La figure 2.20 montre la comparaison entre les débits corrigés et les débits mesurés à Procé pour la période du 12 au 25 janvier 2010 . Les résultats révèlent que le bassin réduit

les pics de débit et augmente le délai de réponse de 30 min à plus d'une heure. Cette observation doit être prise en compte lors de l'analyse des résultats des simulations par le modèle.

2.2.2 Données cartographiques : délimitation des zones urbaines

La délimitation des zones urbaines dans les bassins périurbains peut être assez variable selon la carte d'occupation du sol. De plus, le critère appliqué ne se trouve pas toujours explicité. Ainsi, dans cette étude, la définition des zones urbaines a été faite à partir de la base de données cadastrale, du réseau hydrographique, du réseau d'assainissement, des routes et des bâtiments afin d'éviter cette imprécision. Cet ensemble de données urbaines cartographiques a été fourni par Nantes Métropole, et complété par les données de la commune de Saint Étienne de Monluc.

Les zones urbaines de la Chézine sont définies par toutes les mailles du MNT (de résolution 20m par 20m) ayant un taux d'imperméabilisation non nul et à moins de 100m du réseau de drainage.

La carte de la figure 2.21 présente les surfaces imperméabilisées par les voiries et les bâtiments, superposée au réseau hydrographique. La carte des zones urbaines obtenue avec ce critère est montrée dans la figure 2.22, où 30% du bassin versant correspond aux zones urbaines et 70% aux zones naturelles (ou rurales). Le taux d'imperméabilisation du bassin entier est ainsi de 10% et celui des zones urbaines de 35%.

Cette estimation cadastrale de l'imperméabilisation pourrait être améliorée en exploitant les images numériques de la ville telles que les photographies aériennes ou les images satellite. Notamment la représentation de surfaces des routes dans les cadastres incluent souvent leur emprise, même si celles-ci sont perméables.

2.3 COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE

A partir des données de pluie et de débit mesurés à l'exutoire du bassin, un échantillon de 487 événements pluvieux a été extrait dans la période de janvier 2001 à décembre 2009. L'identification des événements dans la chronique pluie-débit a été réalisée utilisant

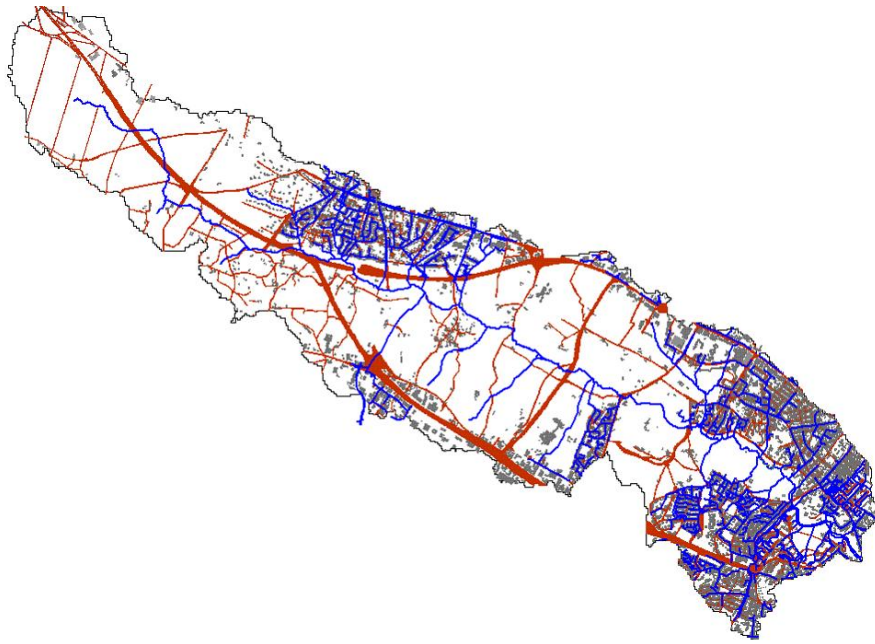


FIGURE 2.21 – Carte de la Chézine avec les voiries (en rouge), les bâtiments (en gris) et les réseaux urbains et naturel (en bleu).

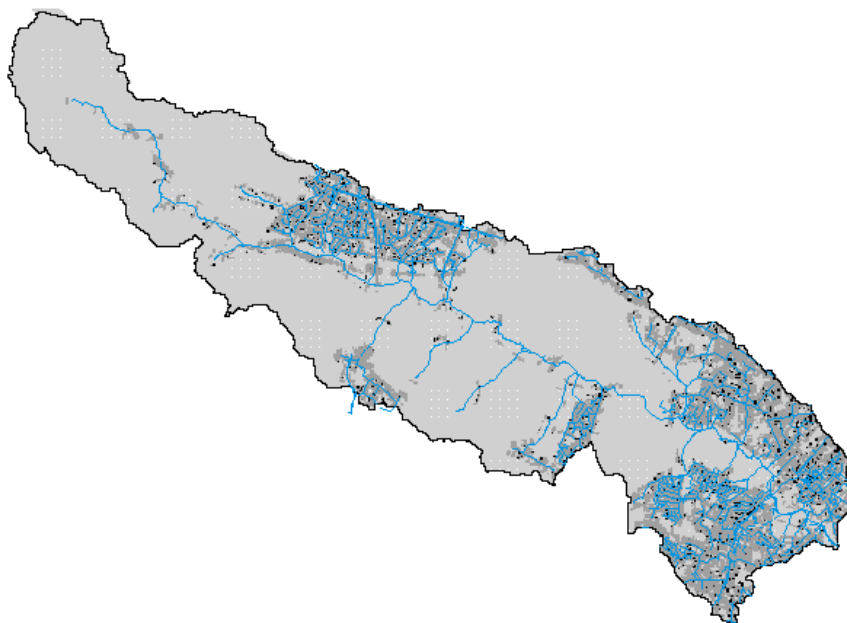


FIGURE 2.22 – Les zones urbaines connectées au réseau hydrographique, qui correspondent à 30% de la surface totale du bassin versant.

un programme de détection d'évènements automatisée, développé par Berthier (1999). Le cumul des précipitations minimal pour cette identification a été de 2 mm. Les caractéristiques hydrologiques principales de ces évènements sont synthétisées dans le tableau 2.5.

Les réponses très différentes sont identifiées en regardant les hydrogrammes de crue de ces évènements. L'épisode du 6 octobre 2003 (Fig.2.23), par exemple, présente un temps de réponse d'environ une heure et un seul pic de débit, comme la plupart des hydrogrammes observés, tandis que l'épisode du 8 novembre 2002 (Fig.2.24) présente clairement une réponse bimodale, avec un premier pic à une heure et un deuxième à environ six heures après le pic de pluie. La réponse bimodale illustrée par cet exemple a été notée plusieurs fois parmi les épisodes pluvieux de cet échantillon. Les images radar montrent que cette réponse bimodale ne peut pas être expliquée par une variabilité spatiale de la pluie pour plusieurs évènements.

Dans le but de comprendre cette variation remarquable parmi les réponses hydrologiques de la Chézine, des caractéristiques hydrologiques telles que le coefficient d'écoulement et le débit de base ont été analysés par la suite.

TABLE 2.5 – Caractéristiques hydrologiques de l'ensemble des 487 évènements de 2001 à 2009. (*Le débit maximal est limité par la hauteur de la sonde de mesure de la hauteur d'eau à l'exutoire.)

	min	max	moyenne
Cumul de pluie (mm)	2,0	65,6	12,1
Intensité de pluie maximale (mm/h)	2,40	88,00	11,33
Volume total écoulé (m^3)	344	486470	47616
Débit maximal (m^3/s)	0	4,34*	1,11
Débit de base (m^3/s)	0	2,83	0,20
Coefficient d'écoulement	0,02	0,80	0,12

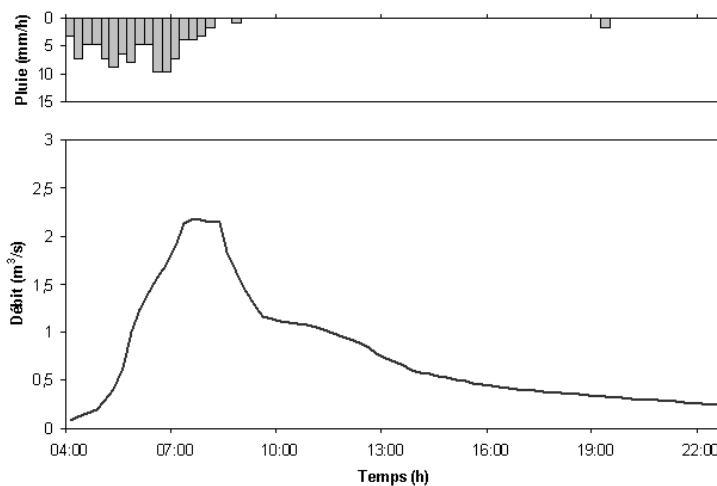


FIGURE 2.23 – Exemple d'un hydrogramme observé à l'exutoire de la Chézine en octobre 2003.

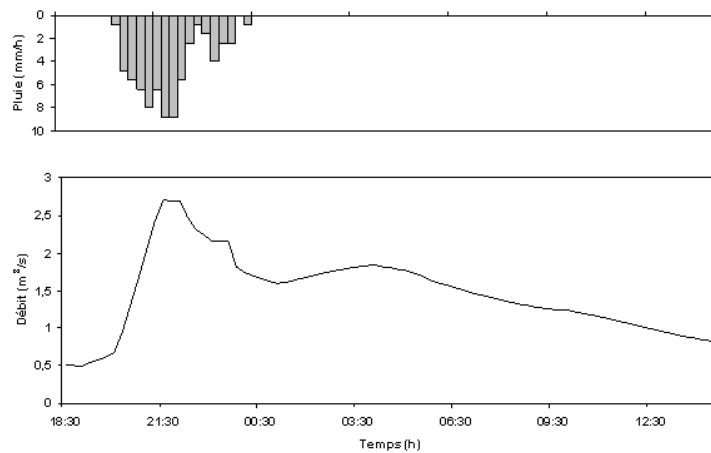


FIGURE 2.24 – Exemple d'un hydrogramme observé à l'exutoire de la Chézine en novembre 2002.

Le coefficient d'écoulement évènementiel permet de quantifier le rendement du bassin lors d'un évènement pluvieux (cf. eq(1.1)). Pour calculer ce coefficient, le volume d'eau lié au débit de base a été soustrait au volume cumulé à l'exutoire, car il s'agit de l'eau déjà présente avant l'évènement. Dans ce calcul, le débit de base correspond au débit le plus faible entre les débits initial et final. Cette simplification a pour but de faciliter le traitement de la masse de données, il ne faut pas oublier que cela tend à sous-estimer le volume cumulé du débit de base réel.

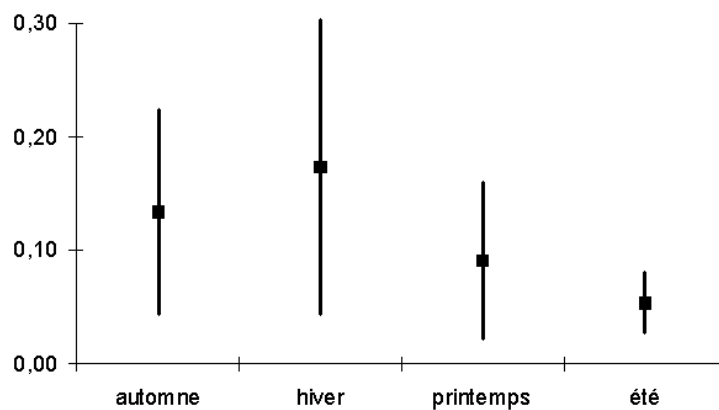


FIGURE 2.25 – Moyenne mensuelle des coefficients d'écoulement pour la période de 2001 à 2009.

Le coefficient d'écoulement évènementiel de la Chézine présente une variabilité saisonnière notable (figure 2.25). En effet, en été, le coefficient ne dépasse pas 0,08 tandis qu'en hiver il peut monter jusqu'à 0,30. Les moyennes correspondantes varient de 0,05 en été à 0,17 en hiver. En revanche, puisque le coefficient minimal entre les saisons ne varie pas beaucoup, les évènements à faibles coefficients ne dépendent pas de la saison. La

différence significative entre les formes des hydrogrammes observés (figure 2.23, figure 2.24) pourrait être liée à la variation saisonnière marquante de la réponse hydrologique du bassin, mais elle n'explique pas tout.

La réponse hydrologique d'un bassin versant est souvent très sensible à l'état hydrique du sol précédant l'évènement pluvieux. Le débit de base, formé par l'apport des écoulements lents dans le réseau de drainage, est souvent un bon indicateur de l'état d'humidité du bassin versant (Graeff *et al.* 2009), d'où l'intérêt d'évaluer le débit de base pour les études de fonctionnement hydrologique des bassins versants. Dans le cas de la Chézine, le nuage de points montrés de la figure 2.26 est trop dispersé pour en déduire une relation simple entre le débit de base et le coefficient d'écoulement correspondant. Il est tout de même possible d'en conclure que quand le débit de base est inférieur à $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$ le coefficient d'écoulement ne dépasse pas $0,20$. Sous ces conditions, le sol n'est pas assez humide pour faire ruisseler plus de 20% de la pluie. En revanche, quand le débit de base est supérieur à $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$, la production du bassin sera d'au moins 15%, pour toutes précipitations.

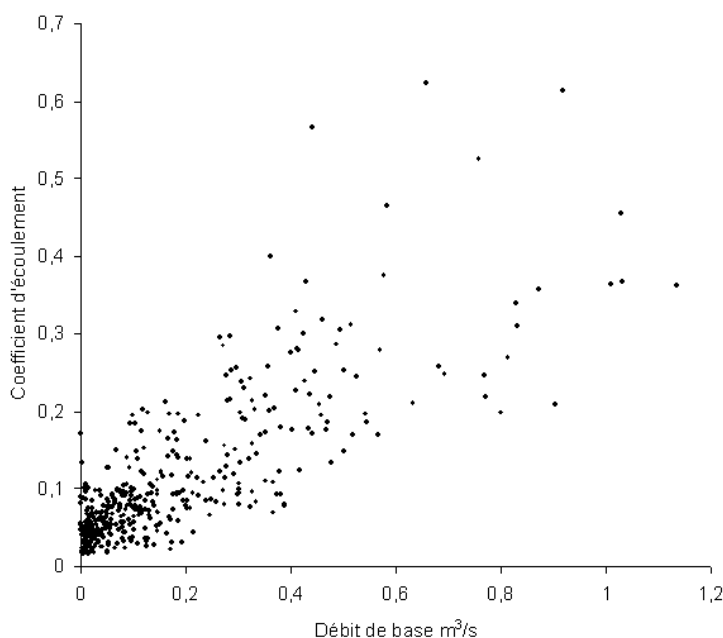


FIGURE 2.26 – Coefficients d'écoulement correspondant au débit de base de chaque évènement de la période 2001-2009.

L'objectif de l'analyse des données pluie-débit est d'appréhender le fonctionnement

hydrologique du bassin versant d'occupation mixte à partir des données observées en estimant les contributions urbaines et rurales du débit à l'exutoire. Une fonction de transfert géomorphologique sera ainsi définie et pourra ensuite être utilisée dans le cadre de la modélisation.

Par la suite, l'analyse a été restreinte à un échantillon de trente deux épisodes pluvieux sur la période comprise entre 2001 et 2007.

Les évènements qui possèdent un coefficient d'écoulement et un débit de base proches peuvent être regroupés et leur fonctionnement hydrologique peut être décrit par un fonctionnement moyen représentatif de chaque groupe à l'aide des fonctions de transfert (Furusho *et al.* 2011).

La fonction de transfert des évènements de trop longue durée est difficile à identifier. Ainsi, la possibilité d'extraction de la fonction de transfert par la méthode DPFT (paragraphe 1.3.1) a été le principal critère de choix : les hyétogrammes doivent présenter une seule impulsion claire et l'hydrogramme ne doit pas être perturbé par les évènements précédents ou suivants trop proches. De plus, les évènements doivent être représentatifs de l'ensemble de toute la chronique. En effet, différentes intensités de pluie et des conditions hydriques diverses ont été recherchées pour composer cet échantillon. Les cumuls de pluie varient ainsi entre 2 et 52 mm.

2.3.1 Hypothèses sur le comportement hydrologique de la Chézine

Pour expliquer les différentes réponses hydrologiques du bassin versant de la Chézine, la méthode analytique suivante a été définie : dans un premier temps, les évènements sont regroupés selon la similarité de leur réponse (temps de réponse et forme générale de l'hydrogramme), leur coefficient d'écoulement et leur débit de base.

Dans un deuxième temps, le fonctionnement hydrologique de chaque groupe est défini, composé par une fonction de production simple et une fonction de transfert capable de bien reproduire la dynamique du bassin versant. La figure 2.27 montre la répartition des évènements en 2 groupes et révèle que la variation des coefficients d'écoulement peut être partiellement expliquée par la variation du débit de base.

Groupe G₁ : Basses eaux, évènements de faible réponse hydrologique dans un contexte de faible humidité du sol

Le groupe G₁ a un coefficient d'écoulement compris entre 2% et 8% (moyenne 5%) du

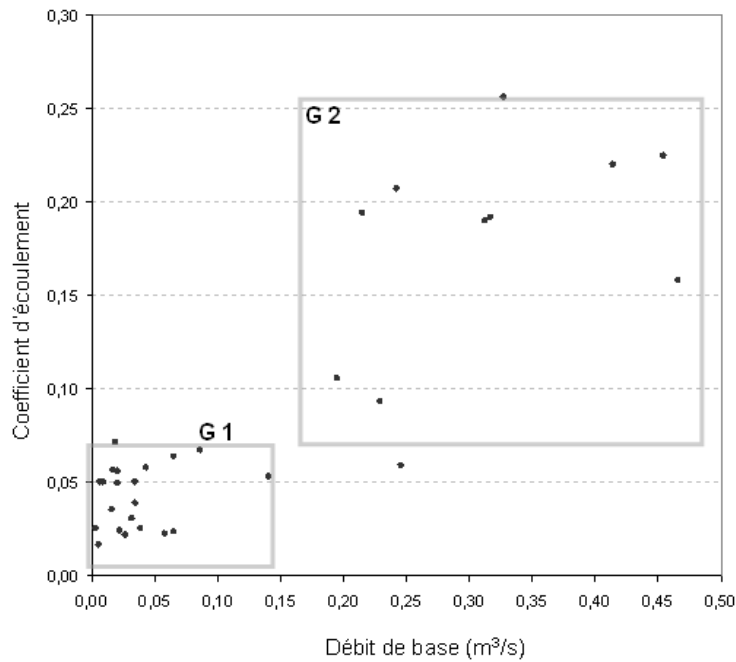


FIGURE 2.27 – Coefficients d'écoulement et débits de base des 32 évènements analysés et distribués en deux groupes (G1 et G2)

total de la lame d'eau précipitée. Le débit de base est inférieur à $0,15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Les dates et leur caractéristiques hydrologiques sont décrites dans le tableau 2.6.

Le faible coefficient d'écoulement, qui peut être observé pour la grande majorité des évènements qui ont lieu lorsque le bassin est sec (faible débit de base), peut indiquer que les surfaces rurales et naturelles ont tendance à stocker, absorber (par les plantes) et évaporer toute la pluie qui y tombe, sauf cas exceptionnel. **Les surfaces imperméabilisées seraient ainsi les seules à produire un ruissellement** à chaque fois qu'une précipitation a lieu dans ce contexte plus sec.

En revanche, il a été observé que le coefficient de ruissellement de ces surfaces imperméables est assez variable et difficile à estimer (Berthier *et al.* 1999). Une solution alternative à cette problématique est de mener la réflexion en termes de coefficient de ruissellement **des zones urbaines**, telles qu'elles ont été définies précédemment. Les exutoires des zones urbaines de la Chézine n'étant pas instrumentés, la solution pour vérifier la cohérence des hypothèses sur le fonctionnement hydrologique de G1 est de comparer les estimations faites aux valeurs observées sur des **bassins urbains** situés dans la même région climatique.

Le bassin versant urbain choisi est celui de Rezé. L'étude approfondie qui a été menée

TABLE 2.6 – Evènements G1

Date	Pluie (mm)	Lame ruisselé (mm)	Débit de base (m ³ /s)	Coefficient d'écoulement
05/06/2001	4	0,09	0,03	0,02
27/07/2001	2,8	0,09	0,03	0,03
03/09/2001	3,2	0,08	0,02	0,02
27/11/2001	8,4	0,21	0,04	0,03
17/04/2002	3,6	0,08	0,07	0,02
27/05/2002	12,4	0,28	0,06	0,02
22/08/2005	6,8	0,11	0,01	0,02
29/09/2005	3,6	0,09	0	0,03
30/11/2006	4,6	0,16	0,02	0,04
12/07/2001	18	1,01	0,02	0,06
30/09/2001	14,4	0,72	0,01	0,05
14/03/2002	15,6	0,83	0,14	0,05
13/05/2002	27,2	1,36	0,03	0,05
22/05/2002	18,2	0,7	0,03	0,04
03/07/2002	16,4	1,17	0,02	0,07
09/09/2002	25,6	1,72	0,09	0,07
06/10/2003	4,2	0,24	0,02	0,06
13/09/2004	5,4	0,27	0,01	0,05
06/06/2005	16,2	0,8	0,02	0,05
27/04/2007	11,6	0,74	0,07	0,06
19/10/2001	17,4	1,01	0,04	0,06

sur ce site (Rodriguez 1999, Berthier *et al.* 1999), la longue chronique de données disponible (7 ans), et la similarité de taux d'imperméabilisation (38%) avec ceux des zones urbaines de la Chézine (35%) constituent les raisons principales de ce choix. La comparaison entre ces deux bassins est décrite dans le tableau 2.7.

Dans ce tableau, les périodes instrumentées ont la même durée (7 ans) afin de faciliter la comparaison, bien qu'il y ait un décalage de dix ans. Les données sur les intensités et cumul de pluie, ainsi que le nombre d'évènements, ont été ajoutés à titre informatif. Le temps de réponse du bassin de la Chézine est plus long que celui de Rezé. Ceci peut être expliqué d'une part par les distances hydrologiques plus longues et d'autre part par sa

topographie moins prononcée. La pente moyenne de la Chézine (0,5%) est en effet plus faible que celles du bassin de Rezé (1,2%).

TABLE 2.7 – Comparaison entre les bassins versants de la Chézine et de Rezé

	Chézine	Rezé
Période instrumentée (mois)	84	84
Intervalle de mesures	2001 à 2007	1991 à 1997
Cumul de pluie (mm)	5571	5478
Nombre d'évènements	334	403
Intensité maximale en 5 min (mm/h)	61,6	77,9
Temps de réponse estimé (min)	45	10
Surface (ha)	2900	18
Coefficient d'imperméabilisation des zones urbaines (%)	35	38

Comme, par hypothèse, seules les surfaces **urbaines** de la Chézine participent au ruissellement de G₁, la réponse hydrologique de ce groupe est comparable à celle du bassin versant urbain de Rezé, en particulier pendant l'été, qui est caractérisé par un sol plutôt sec. Ainsi, l'hypothèse que **la production de ruissellement des zones urbaines de la Chézine est comparable à celle du bassin versant de Rezé** peut être vérifiée en comparant la production de ruissellement du groupe G₁ à celle des évènements d'été de Rezé. Si ces productions sont similaires, la production **des zones urbaines** du groupe G₂ peut être alors estimée par le coefficient de ruissellement de Rezé en hiver.

La production de ruissellement sur le bassin de Rezé peut être caractérisée par un coefficient de ruissellement C_{ete} et pertes initiales L_{ete} en été et par C_{hiver} et L_{hiver} en hiver. (Rodriguez 1999). A partir des équations des droites de régression des données pluie-débit illustrées dans la figure 2.28, les valeurs de ces paramètres sont :

$$C_{ete} = 0,26 \quad (2.8)$$

$$y = 0 \Rightarrow L_{ete} = 1,6mm \quad (2.9)$$

$$C_{hiver} = 0,39 \quad (2.10)$$

$$y = 0 \Rightarrow L_{hiver} = 2,5mm \quad (2.11)$$

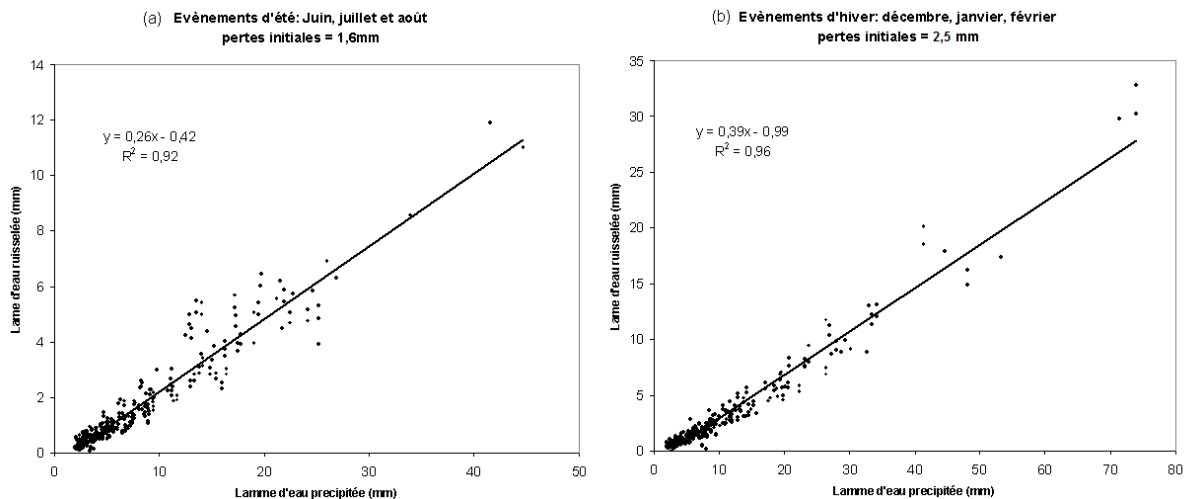


FIGURE 2.28 – Coefficient de ruissellement et pertes initiales en période estivale (a) et hivernale (b) sur le bassin versant de Rezé

Avant de décrire les fonctions de productions et mener la comparaison entre les bassins, les hypothèses sur le fonctionnement hydrologique de G2 sont énoncées.

Groupe G2 : Hautes eaux, évènements de forte réponse hydrologique dans un contexte de forte humidité du sol.

Compte tenu des critères de sélection de l'échantillon pour cette analyse, les évènements du groupe G2 sont moins nombreux. En effet, il est plus difficile de trouver des pluies bien marquées et qui ne soient pas sous l'influence des pluies précédentes dans ces conditions.

Le groupe G2 a un coefficient d'écoulement plus élevé, compris entre 9% et 26% (moyenne 20%) du total de la lame d'eau précipitée. Il a également un débit de base plus fort, supérieur à $0.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ses caractéristiques hydrologiques sont décrites dans le tableau 2.8. La plupart de ces évènements ont eu lieu entre la mi-automne et le début du printemps, quand le bassin est humide, les pluies sont plus longues et moins espacées. Plus le sol est humide, plus la contribution des surfaces naturelles sera forte. La proportion entre la contribution rurale et la contribution urbaine pour le ruissellement sera décrite dans la section sur la fonction de production. Mais, connaître la proportion des surfaces contributives ne suffit pas. Nous devons aussi les localiser afin de connaître les distances et donc le temps nécessaire à l'eau pour rejoindre l'exutoire. Pour localiser géographiquement ces surfaces saturées, deux hypothèses ont été testées :

1. La première s'appuie sur la base conceptuelle de la génération de ruissellement sur surfaces saturées dites contributives (Beven et Kirkby 1979). Un indice topogra-

phique seuil est défini selon la proportion de surface contributive de l'évènement, qui dépend du coefficient d'écoulement. Tous les pixels ayant un indice supérieur à cet indice seuil est un pixel saturé et contribue au ruissellement. La proportion de pixels saturés parmi les mailles rurales correspond au coefficient de ruissellement rural. Les surfaces rurales contributives sont ainsi localisées en bas de versant.

2. La deuxième assume que la contribution rurale est homogène sur toute la surface. Tous les pixels ruraux répondent à la pluie avec le coefficient de ruissellement rural pour l'évènement.

TABLE 2.8 – Evènements G2

Date	Pluie (mm)	Lame ruisselé (mm)	Débit de base (m ³ /s)	Coefficient d'écoulement
08/11/2002	25,4	2,36	0,23	0,09
28/03/2007	14,4	2,76	0,32	0,19
09/02/2002	22,4	2,36	0,2	0,11
18/03/2001	21	3,32	0,47	0,16
25/01/2004	29,4	6,46	0,41	0,22
01/01/2007	15	3,1	0,24	0,21
07/03/2007	13	3,33	0,33	0,26
23/10/2006	6	1,35	0,45	0,22
22/12/2002	30,2	5,85	0,22	0,19
14/01/2004	4,2	0,8	0,31	0,19

2.3.2 Fonction de production

Dans une première approximation, la production de G1 et G2 sont réduites au coefficient d'écoulement moyen (CE). Pour G1, $CE_{G1}=0,05$ avec un écart-type de $\sigma_{G1}=0,02$ et pour G2 $CE_{G2}=0,20$ et $\sigma_{G2}=0,03$. Selon cette définition, le coefficient d'écoulement est la valeur intégrée de la fonction de production pendant l'évènement pluvieux.

Une formulation assez simple et fiable de la fonction de production de chaque groupe gi est celle caractérisée par un coefficient de ruissellement C^{gi} et pertes initiales L^{gi} .

$$V_k^{gi} = C^{gi} \cdot P_k^{gi} + L^{gi} \quad (2.12)$$

Où V_k^{gi} est le volume total à l'exutoire et P_k^{gi} le volume total précipité à l'évènement k qui appartient au groupe gi . Deux contributions à la réponse rapide aux précipitations

dans la Chézine peuvent être distinguées : (i) celle des **surfaces urbaines** A_u connectées au réseau de drainage et (ii) celle des **surfaces naturelles** A_n , qui dépend de l'état hydrique du bassin. Ainsi le coefficient de ruissellement et les pertes qui caractérisent chaque groupe d'évènements sont composés par chaque contribution rurale et urbaine pondérées par leur surface :

$$C^{gi} = \frac{A_n}{A_{tot}} \cdot C_n^{gi} + \frac{A_u}{A_{tot}} \cdot C_u^{gi} \quad (2.13)$$

$$L^{gi} = \frac{A_n}{A_{tot}} \cdot L_n^{gi} + \frac{A_u}{A_{tot}} \cdot L_u^{gi} \quad (2.14)$$

Où A_{tot} est la surface totale du bassin ; C_n^{gi} , C_u^{gi} et C^{gi} sont les coefficients de ruissellement sur les surfaces naturelles, urbaines et totales et, de la même façon, L_n^{gi} , L_u^{gi} et L^{gi} les pertes sur surfaces naturelles, urbaines et totales.

Les valeurs de C^{gi} et L^{gi} sont estimées par les coefficients de l'équation de la régression linéaire du volume ruisselé en fonction du volume précipité pour chaque groupe. Ces courbes sont représentées dans la figure 2.29 et la figure 2.30, avec un coefficient d'identification de $R^2=0,90$ pour G1 et de $R^2=0,53$ pour G2.

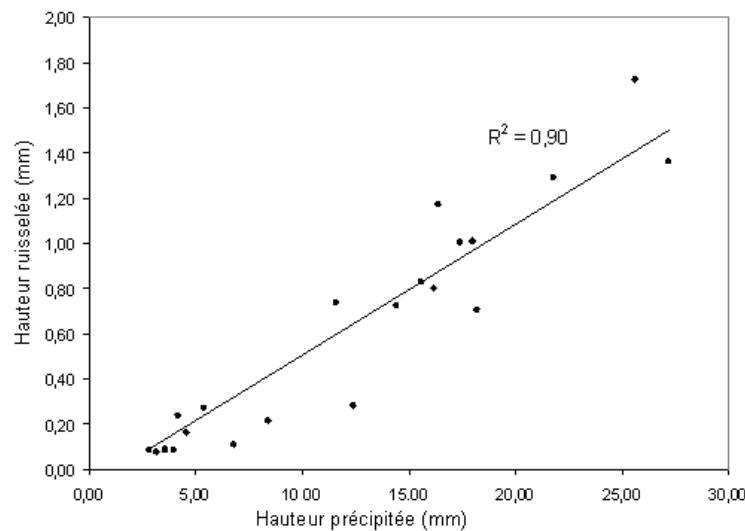


FIGURE 2.29 – Identification du coefficient de ruissellement et pertes initiales des zones urbaines de la Chézine en conditions sèches (groupe 1)

Comme, par hypothèse, seules les surfaces urbaines contribuent au ruissellement de G1, les équations (2.13) et (2.14) peuvent être simplifiées comme suit :

$$C^{G1} = \frac{A_u}{A_{tot}} \cdot C_u^{G1} \quad (2.15)$$

$$L^{G1} = \frac{A_u}{A_{tot}} \cdot L_u^{G1} \quad (2.16)$$

Une conséquence de l'hypothèse de fonctionnement de **G1** est que la fonction de production des **zones urbaines** peut être estimée directement à partir de la droite de régression des données pluie-débit de la figure 2.29 :

$$C^{G1} = 0,06 \quad (2.17)$$

$$y = 0 \Rightarrow L^{G1} = 0,48mm \quad (2.18)$$

Le taux de surfaces urbaines $A_{u,i}/A_i=0,30$ est celui défini à partir de la base de données (cf. paragraphe 2.1.4). Ainsi, $A_{n,i}/A_i=0,70$ est le taux de surfaces naturelles. En appliquant ces valeurs dans les équations (2.15) et (2.16), les paramètres urbains de la Chézine sont $L_u^{G1} = 0,48/0,3 = 1,6mm$ et $C_u^{G1} = 0,06/0,3 = 0,20$. Le coefficient de ruissellement urbain de Rezé (0,26) est plus grand que le coefficient des zones urbaines estimé graphiquement pour G1. Cette différence était attendue car les zones urbaines de la Chézine ont un taux d'imperméabilisation de 35%, un peu plus faible que celui de Rezé (38%). Tout de même, comme les ordres de grandeur correspondent, et par manque d'une alternative meilleure qui reste aussi simple, l'hypothèse que le comportement des zones urbaines de la Chézine est comparable à celui de Rezé est retenu. Ainsi, les paramètres urbains du groupe G2 sont estimés à partir des paramètres des événements hivernaux de Rezé.

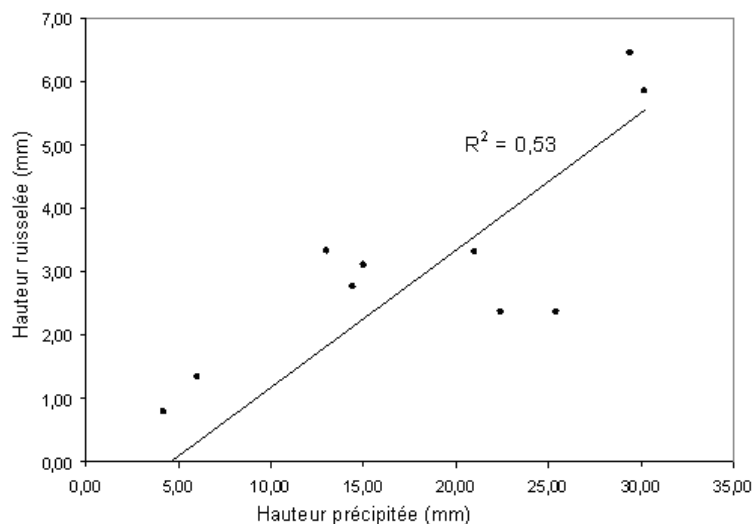


FIGURE 2.30 – Identification du coefficient de ruissellement et pertes initiales pour les événements de "hautes eaux" de la Chézine (groupe 2)

Ce raisonnement permet de calculer la contribution des zones rurales, à partir d'une simple analyse pondérée permettant de distinguer la contribution urbaine à celle rurale

dans ces évènements. Dans l'équation 2.12 le coefficient de ruissellement et les pertes peuvent être décomposés, pondérés par le rapport de surfaces urbaines et rurales (eq.2.13 et eq.2.14). A partir de l'approximation linéaire présentée dans la figure.2.28 b, les valeurs estimées pour les zones urbaines sont $C_u^{G2} = 0,39$ et $L_u^{G2} = 2,5\text{mm}$. De la figure.2.30 b, les valeurs extraites de la régression linéaire sont $C^{G2}=0,22$ et $L^{G2}=4,5\text{mm}$, ce qui permet de calculer les paramètres qui caractérisent la contribution rurale : $C_n^{G2} = 0,14$ et $L_n^{G2} = 5,4\text{mm}$.

Grâce à ces valeurs de contribution urbaine et rurale obtenues à partir des données, la dynamique de routage de l'eau à travers le bassin versant peut être étudié par la suite. Les hydrogrammes unitaires, qui caractérisent la fonction ou les fonctions de transfert d'un bassin versant, peuvent être obtenus à travers différentes méthodes comme discuté dans le chapitre 1. Par la suite une méthode à partir de données observées et une méthode géomorphologique seront appliquées au bassin versant de la Chézine.

2.3.3 Fonctions de transfert de la Chézine

La fonction de transfert identifiée à partir de la méthode DPFT

Les fonctions de transfert pour chaque groupe ont été identifiées par la méthode DPFT (cf. paragraphe 1.3.1), développée par Duband *et al.* (1993).

Le pas de temps utilisé pour cette identification a été d'environ 1/3 du temps de réponse, soit 15 minutes. Les fonctions de transfert obtenues sont présentées dans la figure.2.31. Les deux courbes ont des formes significativement distinctes. La fonction de transfert du premier groupe possède une allure classique, avec un pic à environ 1h après l'impulsion de pluie. Curieusement, la contribution du deuxième noyau urbain correspondant à la commune de Sautron, à environ 9 km en amont de l'exutoire n'est pas clairement visible.

La fonction de transfert identifiée pour le groupe 2 est particulière. Elle présente 2 pics, un à 1h et le deuxième à environ 6h. Si le premier pic correspond au noyau urbain à l'aval du bassin, le deuxième pourrait être attribué à la contribution des zones rurales associée à la contribution du deuxième noyau urbain. En effet le deuxième pic de la fonction de transfert du groupe 2 pourrait être issu : i) des zones contributives du milieu rural associé au deuxième noyau urbain, ou ii) de la contribution des flux du sous-sol des surfaces naturelles. Les deux hypothèses ont été testées par la suite à l'aide d'un transfert

géomorphologique pour simuler les fonctions de transfert pour chaque groupe. La comparaison entre les fonctions simulées et celles identifiées par la DPFT permettra de vérifier la cohérence des hypothèses de fonctionnement faites pour expliquer les observations de l'analyse de données.

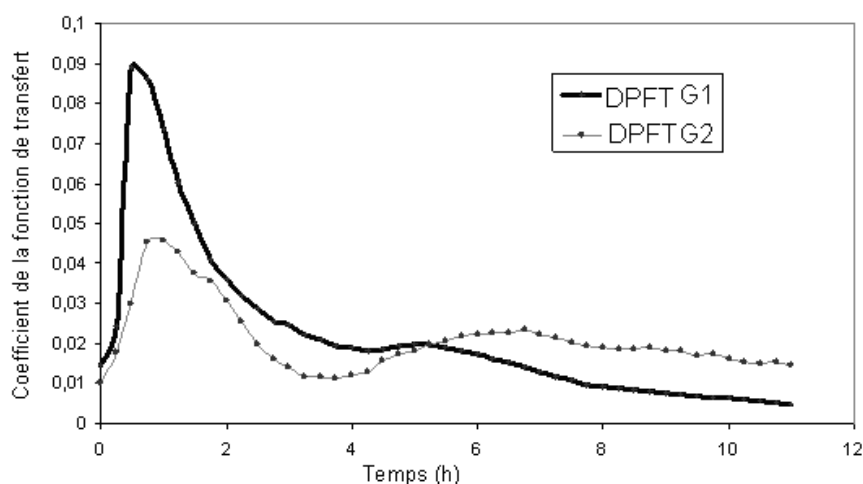


FIGURE 2.31 – Fonctions de transfert pour chaque groupe d'évènements extraits à l'aide de la méthode DPFT

La fonction de transfert géomorphologique

La détermination de la fonction de transfert géomorphologique de la Chézine a été basée sur l'équation de l'onde diffusante avec l'approche distribuée formulée par l'équation 1.13 (Olivera et Maidment 1999, Mejia et Moglen 2010b). Le maillage utilisé est celui extrait à partir du MNT de 20 m par 20 m fourni par Nantes Métropole. Pour appliquer l'équation 1.18 sur la Chézine, il faut définir la proportion de surfaces urbaines $A_{u,i}/A_i$, les distances en rivière $L_{r,i}$, sur le versant rural $L_{n,i}$ et urbain $L_{u,i}$. Il est également essentiel de déterminer les coefficients de ruissellement C_i de chaque maille et identifier celles qui contribuent au ruissellement de l'évènement pluvieux, puisque la totalité de la zone rurale ne produit pas du ruissellement pour toutes les pluies.

L'extraction du réseau hydrographique à partir du MNT, aussi bien que la détermination des distances en rivière $L_{r,i}$ et sur le versant $L_{n,i}$ ou $L_{u,i}$ entre chaque pixel et l'exutoire ont été faites à l'aide de l'algorithme unidirectionnel baptisé D8 : « Deterministic eight neighbour », créé par O'Callaghan et Mark (1984). Il s'agit de définir l'orientation générale suivie par l'écoulement en chaque élément de la grille. Le choix d'un azimut se fait parmi les huit cellules qui l'entourent comme montré dans le schéma de la figure 2.32. L'altitude du pixel est considérée comme celle du centre de la cellule. L'eau em-

prunte le chemin défini par la plus grande pente. Cette méthode retient le principe d'un cheminement naturel des eaux gouverné par la gravité et guidé par la topographie.

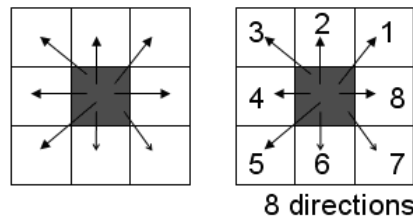


FIGURE 2.32 – Fonctions de transfert pour chaque groupe d'évènements extraits à l'aide de la méthode DPFT

La fonction de distribution de distances pour les zones urbaines correspond à la "fonction d'imperméabilisation" définie par Gironas *et al.* (2007) (cf. § 1.4). Pour le bassin de la Chézine la fonction d'imperméabilisation" est présentée dans la figure 2.33. Il est possible d'identifier deux concentrations de surfaces imperméabilisées : une à l'aval qui correspond à la ville de Nantes et celle de St-Herblain et l'autre à environ 10 km de l'exutoire, où se localise la commune de Sautron.

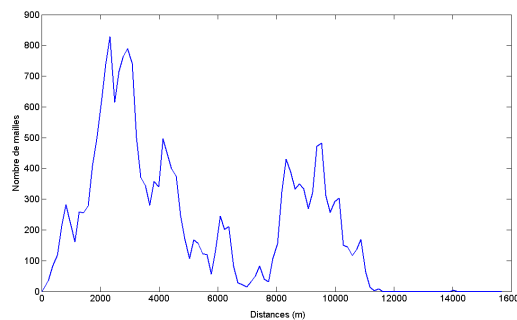


FIGURE 2.33 – Fonction d'imperméabilisation de la Chézine

Le transfert de la Chézine s'effectue comme suit : pour G1 les précipitations sur les surfaces urbaines s'écoulent vers le réseau de drainage avec une célérité Ce_u et poursuivent en rivière avec une célérité Ce_r . Pour G2, les précipitations sur les surfaces urbaines suivent le même trajet que G1, mais l'eau qui ruisselle sur les surfaces rurales s'ajoutent par convolution, cf. eq.(1.17).

Un calage a été réalisée pour obtenir la valeur de la célérité Ce_r et le paramètre de diffusion D_r en rivière, aussi bien que les célérités en réseau de drainage urbain Ce_u et sur les versants ruraux Ce_n . Les paramètres de diffusion en versant urbain et rural sont considérés comme étant négligeables car les distances sont beaucoup plus courtes (de l'ordre de 200 m) que les distances en rivière (jusqu'à 15 km). Le calage a été mené en comparant les courbes obtenues avec le routage géomorphologique et les courbes obtenues avec la

méthode DPFT (figure 2.31). Le critère utilisé pour comparer les simulations a été celui de Nash-Stutcliff (cf. §1.5.2).

Les valeurs obtenues sont $Ce_r=0,38$ m/s, $D_r = 48m^2/s$, $Ce_u=0,38$ m/s et $Ce_n=0,03$ m/s. Les coefficients de Nash obtenus ont été de 0.78 pour G1 et 0,82 pour G2, pour lequel l'hypothèse de surfaces contributives a été appliquée (figure 2.35). Les surfaces contributives rurales ont été localisées à l'aide des indices topographiques (eq. (1.7)). La célérité en rivière, estimée par ce calage, est cohérente aux vitesses mesurées lors du jaugeage effectué en juillet 2008 (tableau 2.4).

La valeur de la célérité sur les versants ruraux ne permet pas d'en tirer des conclusions sur le type de flux associé : il peut correspondre à des écoulements préférentiels en subsurface à travers des macropores aussi bien que des écoulements de surface ralentis par la rugosité du sol et par la végétation. Pour cette raison, une deuxième courbe a été tracée pour G2 (figure 2.36), cette fois ci en prenant **tous** les pixels ruraux de contribution de 14% et qui représente le cas de figure où les flux ruraux correspondent aux flux de subsurface diffus et non des surfaces saturées contributives. Le coefficient de Nash obtenu pour cette deuxième fonction de transfert du groupe 2 a été légèrement inférieur (0,79) à celui obtenu avec l'hypothèse de surfaces contributives.

L'étude de la fonction de transfert n'est pas suffisante pour conclure sur les processus dominants de la contribution des zones rurales aux écoulements rapides en réponse aux évènements pluvieux. L'application du modèle décrit dans le chapitre suivant permettra une analyse plus détaillée des processus de génération de ruissellement et de drainage dans le sol naturel pour compléter cette première analyse.

Dans le but d'évaluer la possibilité d'extrapoler l'application de cette méthode de détermination de la fonction de transfert à partir du coefficient d'écoulement d'un groupe d'évènements, quelques évènements d'hiver indépendants de l'échantillon utilisé pour le calage ont été sélectionnés. La DPFT et la fonction de transfert géomorphologique obtenue sont montrées dans la figure 2.37. Même si la courbe ne se superpose pas exactement sur la courbe identifiée par la méthode DPFT, ce résultat permet de vérifier l'augmentation de la contribution rurale par rapport à celle urbaine, jusqu'à devenir prédominante dans les conditions de forte humidité et de pluies longues. Ces évènements ne sont pas les cas les plus adaptés à l'application de la méthode DPFT, ce qui peut expliquer en partie

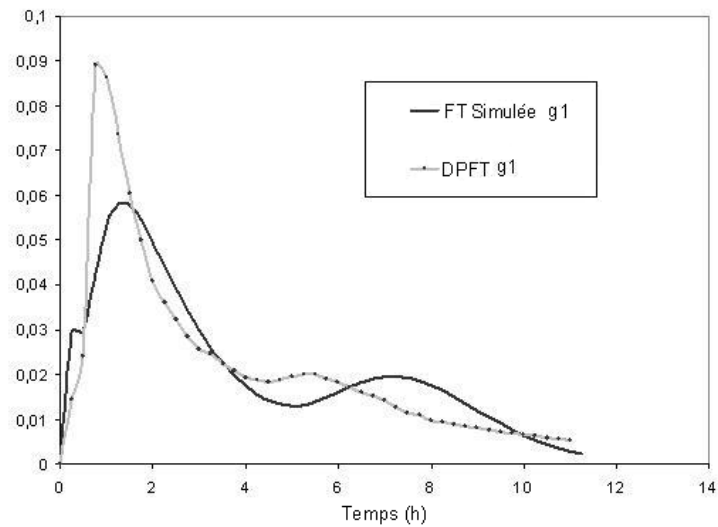


FIGURE 2.34 – Comparaison entre la DPFT et la fonction de transfert géomorphologique pour les événements du premier groupe. Coefficient de Nash de 0,78

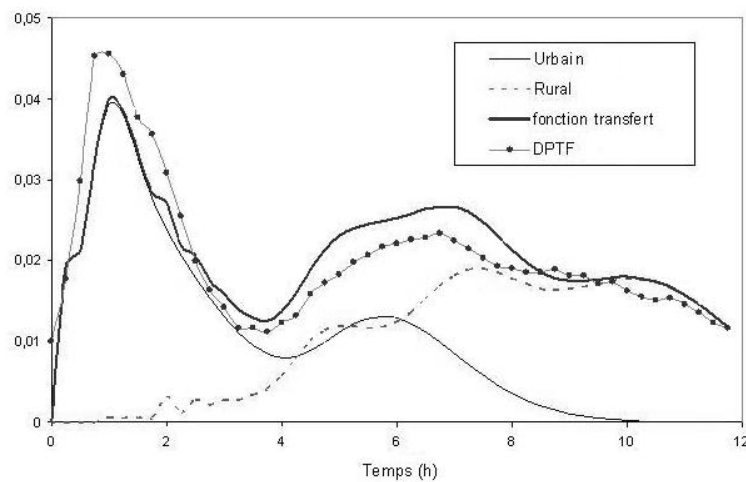


FIGURE 2.35 – Fonctions de transfert de G2 : DPFT (pontillé) et géomorphologique (courbe noire) sous l'hypothèse de surfaces contributives. La contribution urbaine est représentée avec un trait continu fin et la contribution rurale par des traits verts. Le coefficient de Nash a été de 0,82

cette discordance. Le coefficient d'identification DPFT n'a pas dépassé 0,40 alors que pour les deux groupes étudiés auparavant, les coefficients d'identification sont supérieurs de l'ordre de 0,80.

Ce résultat est tout de même intéressant en termes pratiques. En effet, la Chézine connaît des débordements réguliers en aval du point de mesure. La crue n'est finalement pas due aux événements pluvieux intenses mais aux précipitations caractérisées par un

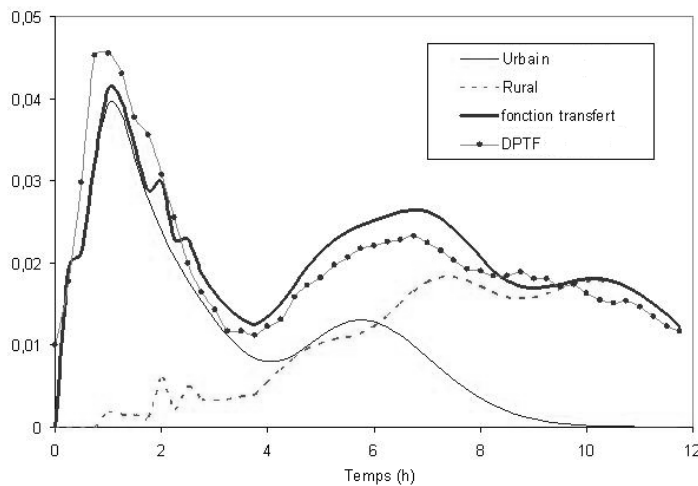


FIGURE 2.36 – Fonctions de transfert de G_2 : DPFT (pontillé) et géomorphologique (courbe noire) pour les évènements du deuxième groupe, sous l'hypothèse de flux de subsurface. Le coefficient de Nash a été de 0,79

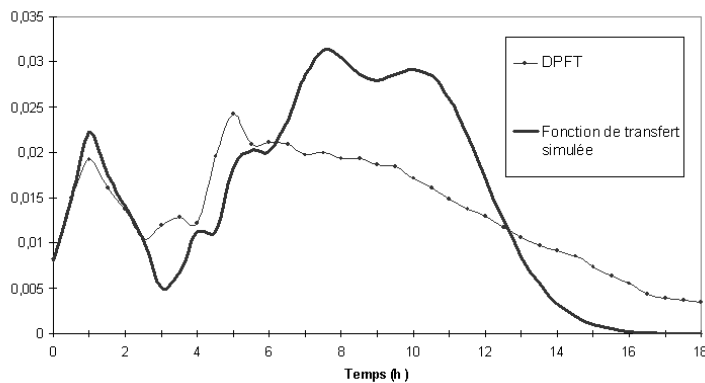


FIGURE 2.37 – Comparaison entre la DPFT (pontillé) et la fonction de transfert géomorphologique (courbe noire) pour les évènements extrêmes d'hiver, dont la moyenne de coefficient d'écoulement est de 0,40

fort coefficient d'écoulement et dont le plus important débit de pointe provient des surfaces rurales et des noyaux urbains plus en amont du bassin.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Ce chapitre a présenté les principales caractéristiques du bassin versant de la Chézine. Ce bassin versant périurbain a été étudié pour mettre en évidence les particularités de son fonctionnement hydrologique pour ensuite reproduire son cycle hydrologique.

L'analyse de données révèle les limitations de mesure qui doivent être prises en compte tout au long de l'étude. Notamment, les débits supérieurs à $4,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ne sont pas mesurables par le capteur à l'exutoire du bassin versant. Un bassin de stockage placé juste en amont de ce capteur influe sur le débit de manière aléatoire selon l'état d'encombrem-

ment des grilles qui évitent les embâcles dans le parc de Procé. L'analyse des observations durant l'année 2010 montre que les débits de pointe peuvent être réduits de manière significative et le délai peut augmenter de plus d'une heure, mais il n'est pas possible d'identifier quand le bassin de stockage est activé en dehors de la période instrumentée.

Les instruments installés sur l'amont du bassin versant en 2008 montrent que la variabilité spatiale de la pluie sur la Chézine n'est pas significative et apportent des informations intéressantes sur la contribution des zones rurales. D'un côté en période estivale le cours d'eau à ce point est pratiquement sec et de l'autre côté, pendant l'hiver, le coefficient d'écoulement du bassin versant rural est plus important que celui du bassin versant de la Chézine entier.

Ces observations, complétées par une analyse des coefficients d'écoulement événementiels sur toute la période 2001-2009, constituent la base pour les hypothèses de fonctionnement de ce bassin versant périurbain. Deux comportements sont distingués : quand l'état hydrique du bassin est sec, seules les surfaces urbaines produisent du ruissellement ; quand l'état hydrique du bassin est humide, une partie des surfaces rurales participent au ruissellement.

A partir de ces hypothèses, les fonctions de transfert pour chaque "type" d'évènement ont été identifiées. Les fonctions de transfert identifiées à partir du jeu de données par la méthode DPFT a servi de référence pour ajuster les paramètres de célérité et diffusivité nécessaires pour définir la fonction de transfert géomorphologique.

L'étude a mis en évidence le fait que les crues plus importantes du bassin versant de la Chézine n'est finalement pas due aux évènements pluvieux intenses mais aux précipitations caractérisées par un fort coefficient d'écoulement, qui ont lieu quand le sol est humide, et dont le plus important débit de pointe provient des surfaces rurales et des noyaux urbains plus en amont du bassin.

ISBA-TOPMODEL ADAPTÉ AUX BASSINS PÉRIURBAINS

3

SOMMAIRE

4.1	CONFIGURATION DU MODÈLE	113
4.1.1	Les données cartographiques	113
4.1.2	Les données d'initialisation et forçage	116
4.1.3	Les données et paramètres urbains	117
4.2	CALAGE DES PARAMÈTRES DU PROFIL DE k_{sat}	119
4.2.1	Calage	121
4.2.2	Evaluation	122
4.3	ANALYSE DE SENSIBILITÉ	131
4.3.1	Sensibilité aux paramètres f et α	132
4.3.2	Raccordement des surfaces imperméabilisées au réseau de drainage	138
4.3.3	Sensibilité à la capacité de stockage des surfaces imperméabilisées	141
4.3.4	Sensibilité au paramètre d'infiltration sur les surfaces imperméables	142
4.4	ESTIMATION DU PARAMÈTRE D'INFILTRATIONS PARASITES	143
4.5	SENSIBILITÉ AUX PARAMÈTRES DE PROPAGATION DE DÉBIT	145
4.6	COMPARAISON ENTRE LES PARAMÈTRES	146
	CONCLUSION	148

Dans ce chapitre, la première partie consiste en une réflexion sur le choix du modèle hydrologique qui servira de base pour le développement d'un modèle adapté aux bassins versants péri-urbains : le système couplé ISBA-TOPMODEL. Les principes du couplage retenu pour ce travail sont décrits dans la deuxième partie. Enfin, la dernière partie est

consacrée aux modifications apportées au couplage pour le rendre adapté au milieu péri-urbain.

Rappel important : ce couplage a été initialement développé pour modéliser les seules surfaces naturelles. Les applications existantes jusqu'à présent ont été ciblées pour les crues-éclair sur les bassins versants méditerranéens. Le but des modifications apportées est de l'adapter aux bassins versants péri-urbains, pour la simulation de longues chroniques.

Parmi la grande variété de modèles hydrologiques, différentes approches et applications, le premier défi en modélisation hydrologique est d'en faire un choix. Par la suite une brève discussion est menée autour du choix du modèle hydrologique qui a servi de base pour la fonction de production développée pour les bassins versants périurbains.

3.1 CHOIX DU MODÈLE HYDROLOGIQUE

Bloschl et Sivapalan (1995) présentent les échelles temporelles qui doivent être simulées pour chaque application et problématique. De plus, ils montrent les processus dominants à chaque échelle spatio-temporelle. Selon les auteurs, les processus qui doivent être représentés dans un modèle hydrologique urbain sont en général étudiés à petites échelles (de l'ordre de quelques kilomètres). En revanche, pour atteindre une modélisation à l'échelle de l'agglomération, les zones urbaines doivent être considérées autrement, c'est à dire à une échelle moins fine et plus intégrée aux surfaces naturelles.

Beven (2001) propose une procédure pour choisir un modèle selon la fonction que celui-ci doit accomplir :

1. Préparer une liste des modèles envisageables, distinguant ceux qui sont déjà disponibles de ceux qui peuvent être considérés selon la disponibilité de ressources (temps et financiers) ;
2. Enumérer la liste de variables que chaque modèle calcule et celles qui sont requises pour faire un premier tri. Si, par exemple, le but est d'évaluer la montée de nappe au bas de versants due à la déforestation, un modèle global ne correspondra pas aux besoins de l'étude. En revanche si le but est de fournir les valeurs de débit en temps réel à l'exutoire d'un bassin versant dans le cadre de prévisions de crue, un modèle distribué ne serait pas forcément nécessaire ;
3. Lister les hypothèses faites pour chaque modèle et vérifier pour lesquelles le cas d'application s'inscrit dans un contexte cohérent avec ces hypothèses ;
4. Lister les entrées nécessaires pour spécifier le domaine de l'écoulement, les conditions limites et les conditions initiales pour chaque modèle et s'assurer que ceux-ci seront disponibles.

Puisque la distribution spatiale des zones urbaines est un facteur important dont nous souhaitons évaluer l'impact, les modèles globaux sont a priori à exclure de notre liste. Parmi les modèles semi-distribués, Sacramento, Arno, Stanford et TOPMODEL sont les

modèles les plus utilisés (Beven 2001).

En se fondant sur l'expérience de notre équipe sur le terrain, on peut considérer que les zones rurales de la Chézine présentent un fonctionnement par développement de surfaces saturées contributives. Or TOPMODEL modélise ce fonctionnement, supposant l'apparition d'une nappe de versant dans la couche la plus superficielle du sol. Les terrains du bassin versant de la Chézine sont constitués de roches de type cristallin, granite ou gneiss. Les sols sont assez perméables jusqu'à l'interface avec la roche saine. Celle-ci plus compacte et imperméable est néanmoins assez fracturée. De son côté, la couche superficielle en général peu profonde sur les versants, est donc propice à la formation de nappes perchées, temporaires mais probablement très dynamiques. Une grande facilité à se saturer due à sa faible épaisseur explique un développement rapide des surfaces contributives qui se mettent éventuellement à ruisseler en nappes (Datin 1998).

TOPMODEL est souvent choisi grâce à sa relative simplicité de mise en oeuvre et son économie de paramètres. Sa facilité d'initialisation en début d'événement est aussi très appréciée par ceux qui souhaitent intégrer la modélisation pluie-débit dans une chaîne de prévision de crues en temps réel. En revanche, dans le cadre de l'étude du régime hydrologique basée sur des simulations de longues chroniques, les périodes d'étiage sont également importantes et les versions plus simples de TOPMODEL ne sont pas adaptées pour les représenter.

Contrairement à la simulation événementielle, la variation de l'évapotranspiration et du débit de base dans le temps est très importante dans les simulations de chroniques longues. Le terme d'évapotranspiration étant une variable qui fait partie à la fois du bilan hydrique et énergétique, la représentation des flux d'eau et d'énergie est importante pour les simulations qui sont soumises aux variations journalières et saisonnières de ces flux. Ceci constitue une des raisons pour lesquelles nous avons décidé de partir sur les bases d'un couplage de TOPMODEL et d'un schéma de surface utilisé par Météo France, ISBA (Interactions sol-biosphère-atmosphère, Noilhan et Planton (1989)).

De plus, le couplage du modèle hydrologique à un schéma de surface permet la prise en compte de l'état hydrique du sol précédant les montées des crues, ce qui a été identifié comme un facteur essentiel contrôlant les événements des bassins versants périurbains

comme la Chézine (c.f. chapitre précédant) ou comme les crues-éclair du sud-est français (Le Lay et Saulnier 2007).

La deuxième raison concernant le choix de cette version de TOPMODEL couplée à ISBA est le fait que ce travail a pour but de contribuer à la modélisation à l'échelle de l'agglomération. Dans ce contexte, le modèle hydrologique doit être distribué pour prendre en compte l'hétérogénéité de l'occupation du sol et intégrable aux modèles météorologiques. D'après Andrieu (2001) ce qui incite à rapprocher les recherches en météorologie et hydrologie urbaine est aussi la sensibilité de la ville à son environnement atmosphérique et hydrique : pollution, assainissement, circulation... qui crée la demande des outils globaux de cet environnement.

Enfin cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet AVuPUR *Assesing Vulnerability of Periurban Rivers*, ANR 2008-2011, Braud *et al.* (2009). Selon les spécifications du projet, le modèle hydrologique adapté aux bassins versants périurbains doit être capable de simuler les impacts du changement climatique prévu par les météorologues. Or, les modèles hydrologiques classiques ne sont pas conçus pour prendre en compte les variations des conditions météorologiques, mais un tel couplage permet de l'envisager.

3.2 PROCESSUS REPRÉSENTÉS DANS LE SYSTÈME COUPLÉ ISBA-TOPMODEL

Les développements du système couplé ont été entrepris par Chancibault *et al.* (2006) et ont été appliqués sur les bassins méditerranéens pour simuler les crues-éclair (Bouilloud *et al.* 2010). Le couplage est basé sur la version à trois couches du schéma TSVA **ISBA-3L** (Boone *et al.* 1999) et la **version dynamique de TOPMODEL** (Datin 1998). Les principes du développement ont été dictés par la volonté de tirer partie des points forts de chacun de ces deux modèles et réduire le nombre de paramètres de calage. Ainsi, la gestion des bilans en eau et en énergie est attribuée à ISBA et les transferts latéraux sont formulés selon les concepts de TOPMODEL.

Un premier défi pour la spécification du couplage réside dans la différence des échelles spatiale et temporelle. D'une part, le pas de temps et les dimensions des mailles du schéma de surface sont adaptés à son application d'origine, qui était de compléter les modèles météorologiques de méso-échelle. D'autre part, la grille de TOPMODEL dépend en général de la résolution du modèle numérique de terrain (MNT) capable de décrire le réseau

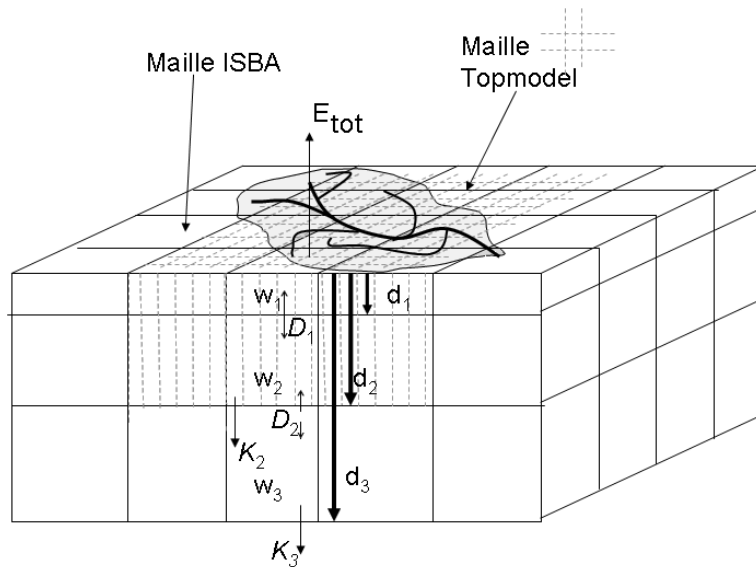


FIGURE 3.1 – Schéma du couplage entre ISBA et TOPMODEL

hydrographique, ce qui correspond à des dimensions de quelques dizaines de fois plus fines. La figure 3.1 montre un schéma du couplage illustrant les domaines de simulation de chaque modèle. En ce qui concerne le pas de temps, la mise-à-jour des variables réalisées par le modèle hydrologique est usuellement moins fréquente que la mise-à-jour des variables calculées par le schéma de surface (quatre fois moins dans le cas de Bouilloud *et al.* (2010)), sous la condition que le pas de temps soit inférieur au temps de réponse du bassin de versant.

De la même forme que les autres couplages présentés dans le § 1.2.4, la mise en relation entre les deux modèles implique aussi le passage de la représentation de l'état hydrique du sol en termes de contenu en eau volumique par ISBA aux déficits à saturation par TOPMODEL. Ce passage diffère de la relation linéaire illustrée dans la figure 1.10, car TOPMODEL est appliqué sur l'ensemble du bassin versant et non pas sur chaque maille de la grille d'ISBA comme cela est fait dans le couplage de Pellenq (2002).

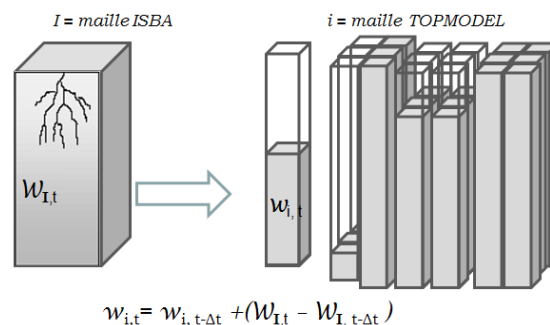


FIGURE 3.2 – Passage du contenu en eau d'une maille ISBA (I) aux mailles (i) du MNT qu'elle contient.

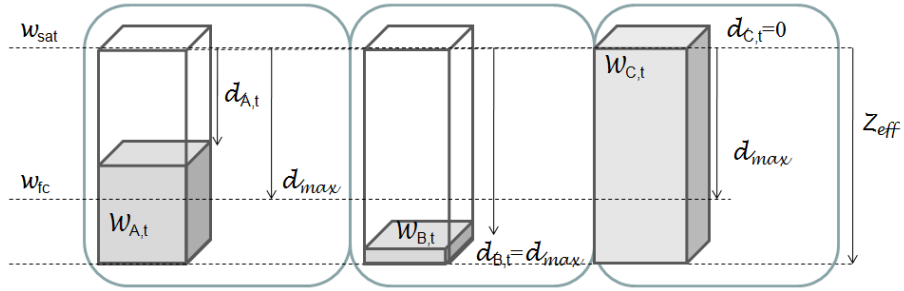


FIGURE 3.3 – Définition du déficit local et déficit maximal à partir du contenu en eau dans trois types de maille MNT : à gauche le cas où $w_{fc} < w_A < w_{sat}$, au centre $w_{fc} > w_B$ et à droite $w_C = w_{sat}$

Dans notre modèle, le contenu en eau d'une maille ISBA est d'abord désagrégé parmi les mailles MNT qu'elle contient (figure 3.2). Le contenu en eau de la maille du MNT est traduit par un déficit grâce à une épaisseur Z_{eff} , qui représente la couche active du sol. Dans cette version du couplage, Z_{eff} correspond à l'épaisseur de la couche racinaire d'ISBA. Physiquement, il n'est pas aberrant de considérer que la couche la plus active quant aux échanges verticaux est aussi celle qui est plus concernée par les échanges latéraux (Bouilloud *et al.* 2010).

Le rapport entre la lame d'eau présente et Z_{eff} correspond à son contenu en eau. La relation entre le déficit et le contenu en eau dépend en plus de deux valeurs seuils : le contenu en eau à saturation w_{sat} et la capacité au champ w_{fc} . Selon ces valeurs seuils, trois cas de figure sont possibles pour calculer le déficit local de la maille MNT et son déficit maximal (figure 3.3). Pour les deux premiers types de pixel illustrés (A) et (B) dans cette figure, $w_i < w_{sat}$ et la relation entre le contenu en eau volumique et le déficit à saturation est traduite par :

$$w_i = (Z_{eff} - d_{i,t}) / Z_{eff} \quad (3.1)$$

Le déficit du troisième type de pixel (C) est nul, car le pixel est saturé ($w_i = w_{sat}$). Le déficit maximal des mailles des types A et C correspond à la différence entre les deux contenus en eau seuils, ramenée à la hauteur totale :

$$d_{max} = (w_{sat} - w_{fc}) \cdot Z_{eff} \quad (3.2)$$

Dans le deuxième type de pixel représenté (B), le contenu en eau est inférieur à w_{fc} et le déficit maximal est calculé par la différence entre le w_{sat} et son propre contenu en eau w_i : $d_{max} = (w_{sat} - w_i) \cdot Z_{eff}$.

La figure 3.4 présente les principales interactions entre TOPMODEL, ISBA et la fonction de transfert.

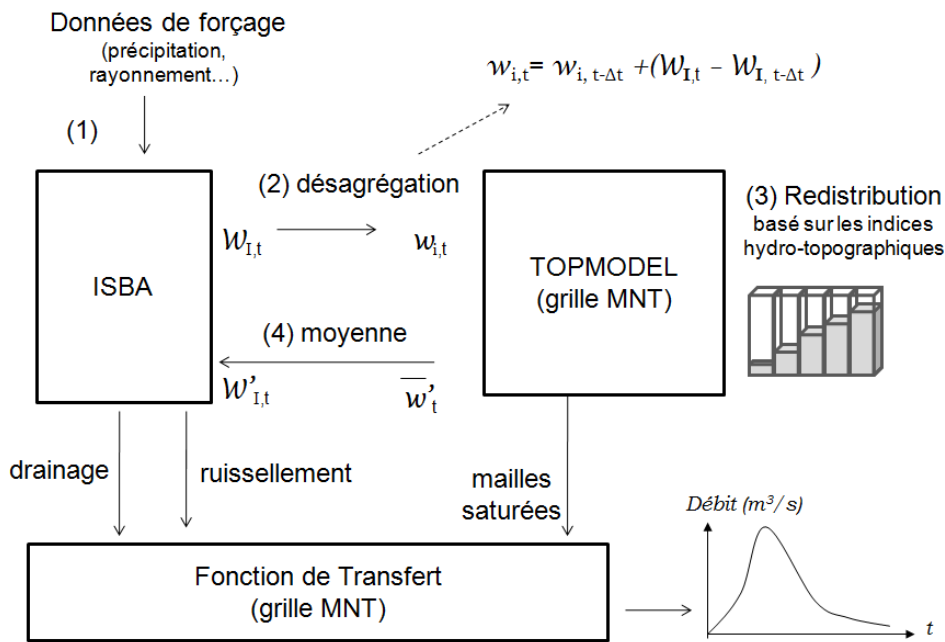


FIGURE 3.4 – Interaction entre les modèles dans un pas de temps TOPMODEL, adapté de Bouilloud et al. (2010)

1. La première étape du schéma correspond aux calculs des flux verticaux par ISBA, qui reçoit les données de forçage (tels que l'intensité de précipitation, du rayonnement solaire, le vent,...) et gère l'évolution des flux d'eau et d'énergie. Le pas de temps d'ISBA est plus fin que celui de TOPMODEL, donc cette étape est constituée par plusieurs itérations avant de passer à la prochaine. En particulier, ISBA calcule les contenus en eau de chaque maille ISBA, $W_{I,t}$.
2. A chaque pas de temps TOPMODEL, cette information $W_{I,t}$ est désagrégée parmi les pixels du MNT que la maille ISBA contient (cf. figure 3.2).
3. TOPMODEL transforme ces contenus en eau $w_{i,t}$ en déficits locaux et redistribue l'eau à l'échelle du bassin versant selon les indices hydro-topographiques. Cette étape est détaillée dans le paragraphe sur les écoulements latéraux, plus tard dans ce chapitre.
4. Les nouveaux contenus en eau de TOPMODEL w'_i sont moyennés sur chaque maille ISBA et les nouveaux contenus en eau W'_I sont utilisés par ISBA pour calculer les flux de drainage et le ruissellement qui sont transférés à l'exutoire par la fonction de transfert. Pour ce faire, la fonction de transfert partage le flux de drainage parmi toutes les mailles du MNT correspondantes, mais ne distribue le flux de ruisselle-

ment que sur les mailles saturées selon l'information fournie par TOPMODEL, qui identifie les mailles qui ont un déficit nul ($d_i, t = 0$).

Les écoulements verticaux gérés par ISBA et qui constituent la première étape du schéma qui vient d'être présenté font l'objet du prochain paragraphe.

3.2.1 Les écoulements verticaux

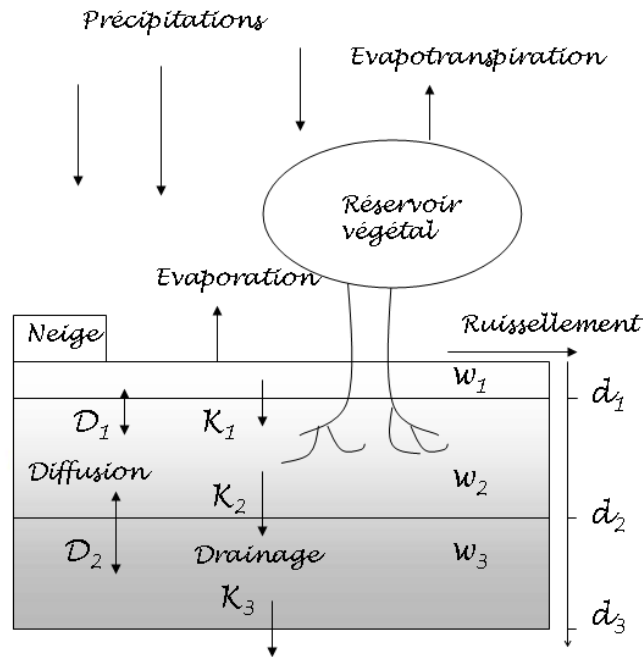


FIGURE 3.5 – Flux d'eau représentés par ISBA-3L d'après Boone et al. (1999)

Le schéma ISBA-3L calcule deux bilans : le bilan d'énergie et le bilan en eau, qui sont liés par le terme d'évapotranspiration. Le bilan radiatif en surface dépend du rayonnement net, du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente. Le flux de chaleur latente correspond à l'énergie de changement d'état de l'eau, fonte de la neige et évapotranspiration. L'évaporation du sol nu (E_g) et celle de la végétation E_{veg} relèvent du bilan hydrique. Les flux d'énergie sont décrits en détail par Boone *et al.* (1999). Le bilan en eau en surface du composite sol-végétation-neige pendant une durée Δt est formalisé par :

$$P_g = \Delta w + E_{tot} + K_3 + RO_t \quad (3.3)$$

où P_g est le taux de précipitation atteignant la surface, Δw la variation du stock d'eau dans le sol, E_{tot} l'évapotranspiration totale, K_3 le drainage gravitationnel et enfin RO_t représente le ruissellement de surface.

$$E_{tot} = E_g + E_{veg} + S_{ice} + S_{snow} \quad (3.4)$$

où S_{ice} et S_{snow} sont la sublimation respectivement de la glace (sol glacé) et la neige. E_{veg} correspond à l'évaporation directe de l'eau présente sur la canopée et de la transpiration de plantes. La transpiration de la végétation se produit tant que le contenu en eau de la zone racinaire est supérieur au point de flétrissement, le contenu en eau volumique w_{wilt} . L'environnement conditionne le flux de transpiration via la température et l'humidité de l'air mais aussi le rayonnement solaire. Les formalismes sont détaillés par Noilhan et Planton (1989), Noilhan et Mahfouf (1996). Le traitement du sol gelé et de la neige, qui ne s'appliquent pas à cette étude, sont plus amplement décrits dans Boone (2000).

Les écoulements verticaux dans le sol

Les équations qui décrivent les mouvements de l'eau dans les trois couches modélisées sont basées sur la méthode *force-restore* (Deardorff 1977), complétée par l'inclusion d'une couche sous-racinaire de recharge (Boone 2000).

Les teneurs en eau volumiques $w(m^3/m^3)$ sont mises-à-jour selon l'évolution des flux verticaux et latéraux mais aussi des paramètres seuils, qui dépendent eux aussi des caractéristiques hydrauliques du sol. L'estimation de la diffusion de l'eau est basée sur la loi de Darcy, i.e., le flux vertical d'eau est proportionnel au produit du gradient du potentiel matriciel (Ψ) et de la conductivité hydraulique (k). Le degré de saturation du sol étant défini par $S_w = w/w_{sat}$, ($0 \leq S_w \leq 1$), Ψ et k sont reliés au contenu en eau volumique suivant les relations de Brooks et Corey (1966) :

$$k = k_{sat} S_w^{2b+3} \quad (3.5)$$

$$\Psi = \Psi_{sat} S_w^{-b} \quad (3.6)$$

où b est la pente de la courbe de rétention de l'eau, k_{sat} (m/s) la conductivité hydraulique à saturation et Ψ_{sat} (m) le potentiel hydrique à saturation. Les paramètres hydrauliques (b , Ψ_{sat} , k_{sat} et w_{sat}) ont été estimés par Clapp et Hornberger (1978) selon la texture du sol (pourcentage de sable et pourcentage d'argile) et modifiés par Decharme *et al.* (2006) pour les adapter au profil exponentiel de la conductivité hydraulique à saturation.

La figure.3.5 représente le schéma de surface avec les trois couches de sol. La couche la plus superficielle (couche 1) est relativement fine et correspond à la couche de sol qui

interagit avec l'atmosphère par le biais de l'évaporation. L'évolution du contenu en eau de cette couche est donnée par l'équation (3.7). La couche intermédiaire (couche 2) correspond à la zone racinaire où les plantes puisent l'eau nécessaire à l'évapotranspiration. Elle reçoit de l'eau qui s'infiltre à la surface, est drainée par gravitation et s'équilibre avec la couche inférieure par diffusion capillaire. La zone racinaire perd de l'eau par les mêmes mécanismes de diffusion et de drainage gravitaire, mais aussi par l'évapotranspiration. L'évolution de cette couche est donnée par l'équation (3.8). La troisième couche correspond à la couche profonde du sol. Cette zone n'est donc plus concernée par l'évapotranspiration. Cependant elle perd toujours l'eau qu'elle stocke via les mécanismes de diffusion et de drainage profond. Ses apports en eau sont pris en charge par le drainage gravitaire de la zone racinaire et les flux latéraux. Son évolution en eau est donnée par l'équation (3.10).

$$\frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{C1}{\rho_w \cdot d_1} \cdot (I - E_1) - K_1 (0 \leq w_1 \leq w_{sat}) \quad (3.7)$$

$$(0 \leq w_1 \leq w_{sat})$$

où w_1 = le contenu en eau de la couche superficielle de sol (m^3/m^3)

d_1 = la profondeur (m) de la couche (Fig.3.5)

ρ_w = la masse volumique de l'eau (kg/m^3)

I = eau infiltrée ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_1 = l'évaporation de l'eau sur sol nu ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

$C1$ = un coefficient issu de la résolution de l'équation de diffusion

K_1 = drainage entre la couche de surface et la zone racinaire (s^{-1})

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w \cdot d_2} \cdot (I - E_1 - E_{tr}) - K_2 - D_1 \quad (3.8)$$

$$(0 \leq w_2 \leq w_{sat})$$

où w_2 = le contenu en eau du réservoir racinaire (m^3/m^3)

d_2 = la profondeur (m) du réservoir (figure 3.5)

I = eau infiltrée ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

E_{tr} = l'évapotranspiration ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

K_2 = drainage du réservoir racinaire vers la couche profonde (s^{-1})

D_1 = diffusion entre le réservoir racinaire et le réservoir profond (s^{-1})

Le taux d'infiltration $I(m/s)$ est calculé à partir de la pluie $P(m/s)$ et du ruissellement sur les surfaces saturées ($R_1(m/s)$) :

$$I = P - R_1 \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} (K_2 + D_1) - K_3 \quad (3.10)$$

$$(0 \leq w_3 \leq w_{sat})$$

où w_3 = le contenu en eau du réservoir racinaire

d_3 = la profondeur (m) du réservoir (figure 3.5)

K_3 = drainage gravitaire du réservoir profond (s^{-1})

Les termes de drainage K_1 , K_2 et K_3 (s^{-1}) sont contrôlés par des coefficients ($C1$ et $C3$) qui caractérisent la vitesse à laquelle le profil d'humidité entre les deux couches revient à son état d'équilibre.

$$K_2 = \frac{C3 d_3}{\tau d_2} \cdot \max[0, (w_2 - w_{fc})] \quad (3.11)$$

$$K_3 = \frac{C3}{\tau} \frac{d_3}{(d_3 - d_2)} \cdot \max[0, (w_3 - w_{fc})] \quad (3.12)$$

Les termes de diffusion D_1 et D_2 (s^{-1}) sont quant à eux contrôlés par les coefficients de diffusion C_2 et C_4 qui correspondent à la vitesse à laquelle le profil d'humidité revient à la valeur de la capacité au champ partant de la saturation :

$$D_1 = \frac{C2}{\tau \cdot (w_1 - w_{seq})} \quad (3.13)$$

$$D_2 = \frac{C4}{\tau \cdot (w_2 - w_3)} \quad (3.14)$$

En ce qui concerne le calcul des paramètres seuils liés au contenu en eau volumique dans le sol, le point de flétrissement w_{wilt} est établi en inversant l'équation (3.6) pour obtenir le contenu en eau en fonction du potentiel hydrique, en appliquant un potentiel hydrique de $\Psi = -150m$ (Jacquemin et Noilhan 1990). Cette valeur est plus au moins adaptée selon la couverture végétale. **La capacité au champ** w_{fc} est calculée en inversant la relation de l'équation (3.5), supposant une conductivité journalière de 10^{-4} m/jour (Wetzel et Chang 1987).

Les coefficients $C1_{sat}$ (pour le calcul de $C1$), $C2_{ref}$ (pour le calcul de $C2$, $C3$, $C4$ et $Ksat_z$) dépendent de la texture du sol (représentée par les taux d'argile et de sable) selon Clapp et Hornberger (1978) mais aussi de ces deux paramètres de l'équation (1.11), f et d_c pour assurer la cohérence avec l'hypothèse du profil de décroissance exponentielle avec la profondeur du sol (Decharme *et al.* 2006), qui est également une des hypothèses de base de TOPMODEL. Le paramètre de décroissance exponentielle M (m) de TOPMODEL est ainsi lié au facteur f correspondant d'ISBA par l'équation (3.15).

$$M = \frac{1}{n} \sum \frac{(w_{sat} - w_{fc})}{f} \quad (3.15)$$

Ce facteur M est utilisé par TOPMODEL dans la troisième étape du schéma général présenté dans la figure 3.4 : la redistribution latérale de l'eau dans le sol, qui sera abordé dans le paragraphe qui suit.

3.2.2 La distribution latérale de l'eau dans le sol

La redistribution latérale est inspirée essentiellement de la version "dynamique" de TOPMODEL (Datin 1998).

Comme il a été expliqué lors de la description générale du fonctionnement du couplage, le contenu en eau $w_{i,t}$ d'un pixel i de la grille MNT au pas de temps t est désagrégé à partir du contenu en eau de la maille ISBA correspondante. La **lame d'eau qui est disponible pour la redistribution latérale** correspond à la **recharge** de ce pixel (en mètres). Seule l'eau qui dépasse la capacité au champs est disponible pour la redistribution. Cette recharge est formulée par l'équation suivante :

$$r_{i,t} = \max(0, \min(w_{i,t}, w_{sat}) - w_{fc}) \cdot Z_{eff} \quad (3.16)$$

où w_{sat} et w_{fc} sont les contenus en eau à saturation et de la capacité au champs et Z_{eff} l'épaisseur de la couche où les transferts latéraux sont actifs. A partir de cette recharge, les indices hydro-topographiques $\Lambda_{i,t}$ peuvent être calculés pour chaque pixel, cf. eq.(1.10).

Comme présenté au préalable, le déficit maximal d_{max} , qui a été illustré pour les trois cas de figure par la figure 3.3, peut être formalisé par l'équation suivante :

$$d_{max} = (w_{sat} - \min(w_{i,t}, w_{fc})) \cdot Z_{eff} \quad (3.17)$$

Le déficit maximal est variable dans l'espace dans cette version du couplage ISBA-

TOPMODEL, ce qui n'est pas le cas de la plupart des autres couplages existants (Vincendon 2010).

Le déficit local peut être ainsi décrit en fonction de la recharge et du déficit maximal :

$$d_{i,t} = d_{max} - r_{i,t} \quad (3.18)$$

Le déficit moyen sur le bassin versant est évalué en fonction du déficit maximal et de la recharge de bassin :

$$\bar{d}_t = \frac{1}{N} \cdot \sum_i^N (d_{max} - r_{i,t}) \quad (3.19)$$

A partir du déficit moyen \bar{d}_t , de l'indice hydro-topographique moyen Λ_{moy} et celui du pixel $\Lambda_{i,t}$, les déficits locaux sont recalculés à l'aide de l'équation suivante :

$$d_{i,t} = M(\Lambda_{moy} - \Lambda_{i,t}) + \bar{d}_t \quad (3.20)$$

où M est le facteur de décroissance de la conductivité hydraulique à saturation, défini dans l'équation (3.15) en fonction du facteur f , qui affecte également les processus verticaux d'ISBA. Le fait d'avoir la conductivité hydraulique pour les flux latéraux liée à la conductivité pour les flux verticaux corrobore l'hypothèse de définir $Z_{eff} = d_2$ (couche racinaire).

La redistribution latérale est donc faite supposant la conservation du déficit moyen du bassin. A chaque pixel, un nouveau déficit et un nouveau contenu en eau volumique sont affectés. Quand le pixel du MNT i est saturé, l'eau excédante est répartie parmi les pixels non-saturés de la même maille ISBA.

Les nouvelles distributions des contenus en eau et des surfaces saturées des mailles du MNT sont moyennées à la maille ISBA correspondante.

3.2.3 Fonction de transfert

Basée sur l'état d'humidité du sol et la distribution des surfaces saturées mises-à-jour par TOPMODEL et moyennés sur la grille ISBA, la quantité de ruissellement et de drainage de chaque maille est calculée.

Le drainage calculé par ISBA est distribué également entre les mailles du MNT correspondantes et forme le débit de base du cours d'eau. Le ruissellement est distribué sur les mailles du MNT que TOPMODEL a identifié comme étant saturées à chaque pas de temps.

Le transfert est fait en utilisant la fonction géomorphologique qui a été présentée dans le chapitre 1.3.2, à la fréquence du pas de temps de TOPMODEL et également à l'échelle spatiale du MNT. Les paramètres de célérité et diffusivité ont été calés à partir de l'analyse du fonctionnement du bassin versant décrite dans le chapitre 2.

3.3 LA PRISE EN COMPTE DES ZONES URBAINES

Dans les zones urbaines, les éléments anthropiques qui affectent le cycle hydrologique sont nombreux. Les surfaces imperméabilisées et le réseau d'assainissement sont les éléments qui présentent les effets les plus significatifs. Ces effets ont été détaillés dans le chapitre 1.4 et nous pouvons souligner notamment l'augmentation du ruissellement au détriment de l'infiltration sur les surfaces imperméabilisées, la réduction de l'évapotranspiration due à la diminution de la couverture végétale et les infiltrations parasites de l'eau du sol vers les réseaux d'assainissement.

Ainsi, pour l'intégration des zones urbaines dans le couplage (qui a été initialement conçu pour les bassins versants naturels ou ruraux), les surfaces imperméables et le réseau d'assainissement ont été prioritairement ajoutés. En résumé, l'impact des surfaces imperméabilisées est traité à trois niveaux différents :

1. **Dans le schéma ISBA** : Les surfaces imperméabilisées ont un réservoir propre. Le réservoir suit une loi de vidange basée sur le concept utilisée dans des modèles urbains comme URBS-production (Rodriguez *et al.* 2008), SM2-U (Dupont 2001) et l'étude de Lemonsu *et al.* (2007). La pertinence de ce modèle peut être vérifiée avec les valeurs de coefficient de ruissellement urbain et les pertes initiales issues de l'analyse des données (chapitre 2).
2. **A l'échelle de TOPMODEL** : Le principal impact généré par l'introduction de surfaces imperméabilisées est la réduction de la recharge des pixels en aval de ces surfaces due à une diminution de l'infiltration. La pertinence de changer le calcul de l'indice topographique et de la recharge ont été évaluées.
3. **Au niveau du transfert** : Le total du ruissellement sur les surfaces imperméables calculé sur chaque maille ISBA est distribué aux mailles imperméables à l'échelle du MNT. Par la suite le transfert est assuré par la même fonction utilisée pour les autres flux (ruissellement sur les surfaces saturées et drainage), sauf en ce qui concerne la

célérité de propagation. La célérité est plus importante dans les réseaux que sur les versants ruraux.

Suivant la même approche, les impacts des réseaux d'assainissement traités sont :

1. **Dans le schéma ISBA** : Drainage par les réseaux de l'eau mobile de la couche profonde du sol, régulée par une conductivité hydraulique, le contenu en eau du sol et dépendant de l'état du réseau.
2. **A l'échelle de TOPMODEL** : L'effet d'enlever l'eau de la couche profonde n'a pas d'impact représenté sur les déficits à l'échelle du MNT, car Z_{eff} correspond à l'épaisseur de la couche racinaire dans cette version du couplage et les réseaux se retrouvent plutôt dans la couche plus profonde.
3. **Au niveau du transfert** : A côté de l'impact sur la célérité, qui a été mentionné lors du transfert du ruissellement sur les surfaces imperméables, les réseaux d'assainissement peuvent aussi changer les chemins d'écoulement de l'eau. Cet effet peut être représenté en modifiant le MNT, à partir duquel le réseau hydrographique est extrait, en "creusant" les mailles qui interceptent le réseau pour forcer les écoulements sur les chemins artificiels (Gironas 2009).

3.3.1 La représentation des surfaces imperméabilisées

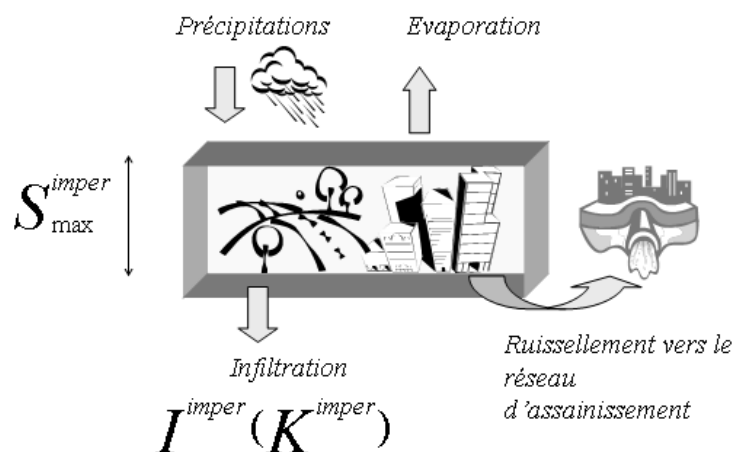


FIGURE 3.6 – Bilan hydrique des surfaces imperméabilisées

Le taux d'imperméabilisation de chaque maille du MNT est une nouvelle donnée d'entrée du modèle adapté aux bassins périurbains. Cette information est intégrée à l'échelle d'ISBA par le coupleur. Le modèle représente les surfaces imperméabilisées connectées au réseau d'assainissement (SIE, cf. § 1.4) par un réservoir.

Ce réservoir possède une capacité de stockage maximum S_{max}^{imper} (mm) et un taux d'infiltration K^{imper} (m/s) (cf. schéma de la figure 3.6). Les valeurs de ces paramètres sont généralement définies à l'aide d'un calage (Rodriguez *et al.* 2008, Dupont 2001). Quand la hauteur maximale du réservoir est dépassée, l'eau en surplus déborde vers le réseau d'assainissement. L'évolution de la quantité d'eau interceptée par les surfaces imperméabilisées w_{imper} (mm) peut être formulée selon l'équation suivante :

$$\frac{\Delta w_{imper,i}}{\Delta t} = (P_i - E_{t,i}^{imper} - Q_{i,t}^{imper} - I^{imper}) \cdot \rho_w \quad (3.21)$$

où P_i est le taux d'apport en eau à la maille i ; $E_{t,i}^{imper}$ le taux d'évaporation; $Q_{i,t}^{imper}$ le ruissellement vers le réseau d'assainissement (equation (3.23)), I^{imper} le taux d'infiltration (3.22) et ρ_w est la masse spécifique de l'eau (kg/m^3). Les taux sont tous évalués en $kg.m^{-2}.s^{-1}$.

Le taux d'infiltration des surfaces imperméabilisées est calculé par l'expression :

$$I^{imper} = \rho_w \cdot K^{imper} \quad (3.22)$$

où K^{imper} est la conductivité hydraulique des surfaces imperméabilisées (en $m.s^{-1}$).

Le taux d'apport correspond au taux de précipitation qui n'a pas été intercepté par la végétation. L'évaporation $E_{t,i}^{imper}$ est calculée par ISBA, de manière similaire à celle du sol nu, sans végétation. Ce calcul pourrait être raffiné en utilisant la formulation de TEB (Town Energy Budget, Masson *et al.* (2003)), le schéma de ville calculant le bilan d'énergie sur les surfaces urbaines et qui est intégrée à la même plateforme (SURFEX) que ISBA-TOPMODEL.

Le taux de ruissellement sur les surfaces imperméabilisées de la maille i est déclenché quand l'apport d'eau dépasse la capacité de stockage maximum :

$$RO^{imper} = \frac{1}{\Delta t} \cdot \max[0, w_{imper} - S_{max}^{imper}] \cdot \rho_w \quad (3.23)$$

où RO^{imper} est évalué en $kg.m^{-2}.s^{-1}$, et w_{imper} et S_{max}^{imper} en mm . Les surfaces imperméabilisées qui ne sont pas raccordées au réseau sont considérées par le modèle comme des surfaces perméables. En effet l'eau qui y ruisselle rejoint ces dernières.

3.3.2 La prise en compte du réseau d'assainissement

L'eau drainée par le réseau d'eau pluviale, contribue au débit du cours d'eau (30% des précipitations selon Dupasquier (1999)). L'eau drainée par le réseau d'eaux usées sort



FIGURE 3.7 – Représentation du réseau de drainage urbain dans la couche profonde d'ISBA

du système (16% en été et 25% en hiver, Dupasquier (1999)). Dans tous les cas de figures, toute l'eau drainée par les réseaux modifie le contenu en eau du sol.

Des études précédentes ont proposé une méthode de calcul pour quantifier les infiltrations parasites I_{res} dans des modèles hydrologiques urbains qui dépend de la quantité d'eau dans la zone non saturée $w_{ZNS}(m^3/m^3)$, de la conductivité à saturation $K_{sat}(m/s)$ et son profil (M), le déficit en eau $d_{i,t}(m)$, la profondeur du réseau $z_{res}(m)$ et des paramètres qui représentent le type et l'état du réseau α et μ (Rodriguez *et al.* 2008) :

$$I_{res} = \rho_w \cdot \left[\frac{ZNS_{i,t}}{\delta t} - K_{sat} \cdot \exp\left(\frac{-d_{i,t}}{M} \cdot \alpha \left(z_{res} - \frac{d_{i,t}}{w_{ZNS}}\right)^\mu\right) \right] \quad (3.24)$$

Les profondeurs de déficit calculés par TOPMODEL dans le couplage sont limitées à la profondeur de la couche racinaire de ISBA Z_{eff} . Sur la Chézine, cette couche est d'environ 1.5m, alors que les réseaux de drainage se retrouvent plutôt entre 2 et 3m de profondeur. Ainsi, la façon dont sont calculés les déficits n'est pas cohérente avec les processus de drainage des eaux parasites. La profondeur du réseau par rapport au déficit calculé par TOPMODEL n'est pas adéquate pour définir le drainage des réseaux.

C'est pourquoi l'infiltration parasite est finalement calculée à l'échelle d'ISBA, suivant le contenu en eau de la couche profonde de chaque maille, qui peut être traduit en niveau de nappe. Le taux d'infiltrations parasites sur une maille ISBA sera aussi proportionnel à la densité des conduites, représentée par le nombre de mailles TOPMODEL desservies par le réseau de drainage.

Dans ce contexte, nous avons remplacé l'équation (3.24) détaillée utilisée dans les modèles urbains pour aboutir à une expression simplifiée qui dépend de la conductivité hydraulique dans la couche profonde d'ISBA $k_{sat}(w_3, d_3)$ m/s, la teneur en eau de cette couche w_3 , la densité ($Zdens_I$) des tuyaux dans la maille représentée par le nombre de pixels du MNT desservis par le réseau d'assainissement dans la maille ISBA correspon-

dante I et un seul paramètre à caler I_p . Quand $w_3 > w_{fc}$:

$$I_{res(I,t)} = \rho_w \cdot k_{sat}(I,t) \cdot I_p \cdot Z_{dens_I} \quad (3.25)$$

Si $w_3 < w_{fc}$, $I_{res(t)} = 0$. L'insertion de l'effet de drainage des conduites n'est visible que pour de longues chroniques. L'effet est négligeable à l'échelle événementielle. Cette quantité d'eau I_{res} , devra se partager entre l'eau qui sera routée par le réseau d'eau pluviale et l'eau routée via le réseau des eaux usées qui sortira du système dirigée vers une station de traitement avant de rejoindre la rivière.

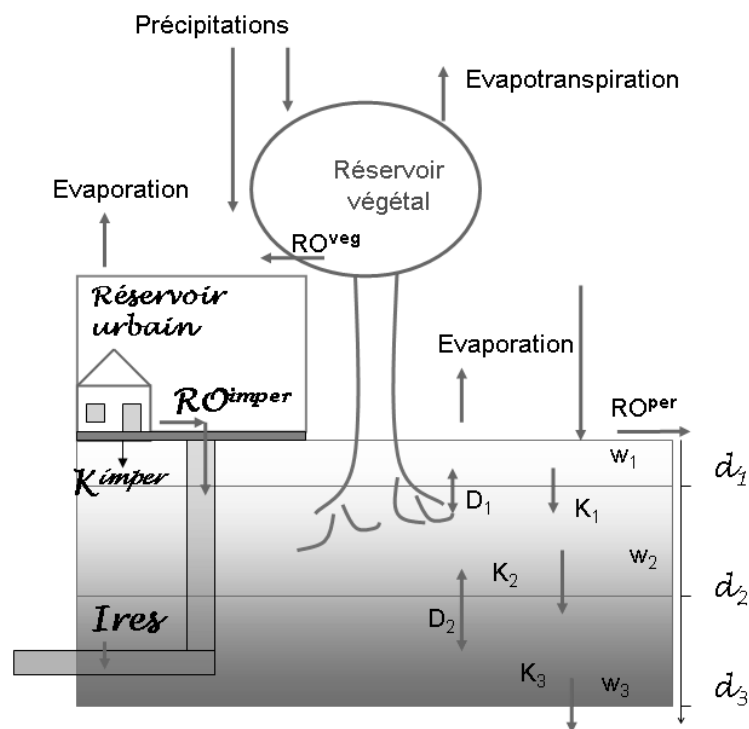


FIGURE 3.8 – Flux d'eau représentés par le modèle adapté aux bassins périurbains

La figure 3.8 présente un schéma des flux verticaux représentés par le modèle suite aux modifications apportés pour introduire les éléments urbains.

3.3.3 A l'échelle de TOPMODEL

Afin d'ajouter les effets d'imperméabilisation dans TOPMODEL, Valeo et Moin (2000) ont modifié le calcul des indices topographiques, enlevant les surfaces imperméabilisées de l'aire drainée en amont. L'idée est que sur les surfaces imperméabilisées il n'y a pas d'infiltration significative et par conséquent, elles ne participent pas à la recharge en eau des pixels en aval. Ceci a été fait dans le cadre de la version originale de TOPMODEL, où les calculs de recharge sont réalisés pour chaque classe d'indice topographique. Les

valeurs d'indice sont attribuées à chaque maille une seule fois au début de la modélisation. Ils sont invariables dans le temps et ne peuvent pas prendre en compte la variation temporelle de la recharge en amont.

La version de TOPMODEL utilisée dans cette étude, TOPODYN (Pellarin *et al.* 2002), possède un fonctionnement plus détaillé qui permet d'insérer l'impact de l'imperméabilisation et des infiltrations parasites de manière distribué spatialement et variable dans le temps. Ceci est possible grâce au calcul à chaque pas de temps de l'aire drainée en amont et de la recharge de la zone saturée pour chaque pixel.

Dans TOPODYN la recharge des pixels en aval dépend de la recharge des pixels en amont, cf. eq.(1.9) . Les pixels dont la recharge est trop faible (selon une valeur seuil comme zéro par exemple), ne font pas partie de l'aire amont des pixels en aval. Ils ne contribuent pas non plus au calcul de la recharge pour les pixels en aval. Selon le taux d'infiltration attribué aux surfaces imperméabilisées, la recharge sera trop faible et ne sera pas prise en compte pour les pixels en aval.

Localement sur les mailles imperméabilisées ou partiellement imperméabilisées, la recharge sera automatiquement réduite car une partie de l'eau précipitée ruissèlera et ne s'infiltrera pas. Pour les pixels en aval des surfaces imperméabilisées, la méthode de calcul de la recharge totale garantie que cet effet sera également propagé aux pixels en aval. L'impact de la réduction de la recharge des pixels en aval des noyaux urbains due aux infiltrations parasites est propagé suivant la même logique.

3.3.4 La fonction de transfert

La fonction de transfert utilisée pour transférer les flux des zones naturelles (cf. §3.2.3) est utilisée pour transférer les flux dans les réseaux d'assainissement, mis à part les paramètre de célérité.

Le transfert du ruissellement formé sur les surfaces imperméabilisées avant de rejoindre le réseau hydrographique est réalisé dans le réseau, et pour cette raison il a une célérité de propagation plus importante que sur les surfaces perméables. Le paramètre de diffusivité est toujours négligé pour le bout de chemin parcouru avant que l'eau ne rejoigne le réseau hydrographique, due aux contraintes de la fonction de Hayami aux courtes distances. Ces considérations ont été déjà discutés lors de l'application de la fonction de transfert géomorphologique utilisée pour l'analyse du fonctionnement de la Chézine (chapitre 2).

Les chemins artificiels sont pris en compte directement dans le MNT pour extraire le réseau hydrographique. Le MNT peut être modifié selon trois méthodes présentées dans le § 1.4, qui ont été proposées par Gironas (2009). Nous avons choisi la méthode de "creuser" le MNT avec les valeurs des profondeurs du réseau.

3.3.5 Autres éléments artificiels

Les systèmes de drainage urbain ont de nombreux ouvrages dans le but de contrôler le débit dans les réseaux d'assainissement mais aussi dans les cours d'eau naturels. Ainsi, les bassins d'orage, les déversoirs et les bassins d'infiltration affectent la réponse hydrologique des bassins versants. Ces éléments n'ont pas été pris en compte par le présent modèle mais peuvent avoir de fortes incidences selon leur capacité de stockage et la quantité d'ouvrages dans le bassin.

Il a été montré que le bassin de rétention en amont du point de mesure de Procé a parfois un impact sur le temps de réponse et sur les pics de débit. En ce qui concerne les déversoirs d'orage, il en existe peu sur le bassin de la Chézine. En effet le réseau unitaire est peu développé sur ce bassin versant. De plus, les déversoirs d'orage ne sont que très rarement en action.

SYNTHÈSE

Suite aux modifications, les sorties du modèle sont les suivantes :

- le ruissellement des surfaces imperméables RO^{imper}
- le ruissellement des surfaces perméables RO^{per}
- le drainage profond du sol vers le cours d'eau
- l'évapotranspiration E_{tr}
- le taux d'infiltrations parasites du sol vers le réseau d'eaux pluviales Qb_{EP}
- le taux d'infiltrations parasites du sol vers le réseau d'eaux usées Qb_{EU}

Supposant que le taux de raccordement des surfaces imperméables en ville est de 85% (Berthier *et al.* (1999), cf. § 4.3.2), la distribution de surfaces perméables et imperméables connectées au réseau est illustrée dans la figure 3.9.

Les paramètres qui doivent être ajustés concernant les processus dans le sol et sur les surfaces perméables sont f et α , qui correspondent, respectivement, au taux de décroissance du profil exponentiel de la conductivité à saturation k_{sat} et à le rapport entre la profondeur du sol compact d_c et celle de la couche racinaire d_2 . La sensibilité de ces

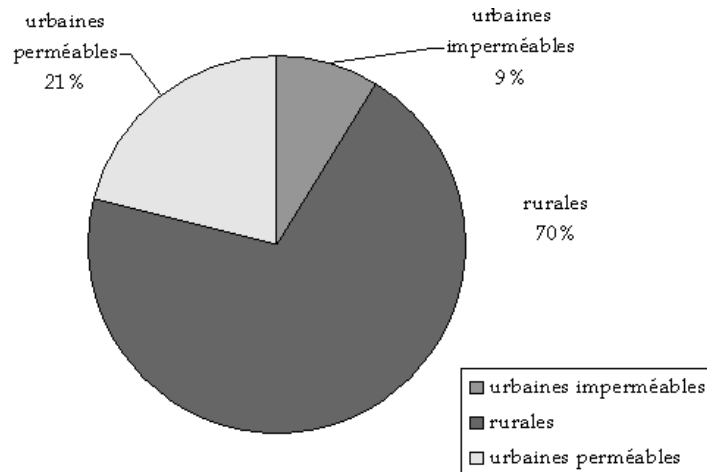


FIGURE 3.9 – Partition des surfaces rurales, urbaines imperméables et urbaines perméables sur le bassin versant de la Chézine

paramètres doit être plus marquée dans le bilan hydrique rural.

Les paramètres liés aux processus sur les zones urbaines qui doivent être déterminés sont :

- la capacité de stockage des surfaces imperméabilisées S_{max}^{imper} ,
- le taux d’infiltration sur les surfaces imperméables k^{imper} ,
- le paramètre d’ajustement de la formule d’infiltrations parasites I_p .

L’ajustement de ces paramètres et l’analyse de sensibilité du modèle à leur variation font l’objet du chapitre suivant.

APPLICATION DU COUPLAGE SUR LE BASSIN DE LA CHÉZINE

SOMMAIRE

5.1	LE SOUS-BASSIN VERSANT DE LA CHÉZINE : SAUTRON	153
5.1.1	Description du bassin versant amont à Sautron	153
5.1.2	Configuration du modèle	155
5.1.3	Résultats et discussions	156
5.2	SI LA CHÉZINE ÉTAIT RURALE À 100%?	161
5.3	APPLICATION DE ISBA-TOPMODEL SUR LE BASSIN VERSANT DE TAFFIGNON	166
5.3.1	Description du bassin versant de Taffignon	166
5.3.2	Configuration du modèle	171
5.3.3	Résultats	172
	CONCLUSION	176

CE chapitre est consacré à l'analyse du comportement du couplage ISBA-TOPMODEL quand il est appliqué aux données morphologiques, topographiques, atmosphériques et géologiques du bassin versant de la Chézine. L'évaluation du modèle à travers des critères numériques et les facteurs qui caractérisent le régime hydrologique du bassin versant serviront à identifier les capacités du modèle et ses points faibles.

D'après Sivakumar (2004), la clé pour comprendre les processus dominants d'un système est d'évaluer sa sensibilité à chaque processus. Ainsi, la deuxième partie de ce chapitre est consacrée à l'analyse de sensibilité du modèle aux paramètres de sol et aux paramètres qui contrôlent les processus qui ont lieu dans les zones urbaines du bassin.

4.1 CONFIGURATION DU MODÈLE

Le modèle numérique de terrain (MNT), à partir duquel sont extraits le bassin versant et le réseau hydrographique, est fourni par Nantes Métropole. La grille utilisée dans TOPMODEL et pour le transfert de chaque maille à l'exutoire est extrait de ce MNT de résolution 20 m. Le maillage d'ISBA est bien plus large, de 500m x 500m (figure 4.1). Le schéma ISBA réalise ses calculs au pas de temps de 5 minutes. Celui de TOPMODEL est de 30 minutes. Le même pas de temps de TOPMODEL est utilisé pour les données de forçage atmosphérique (pluie, rayonnement solaire, etc) et également pour le transfert des flux de drainage et ruissellement à l'exutoire.

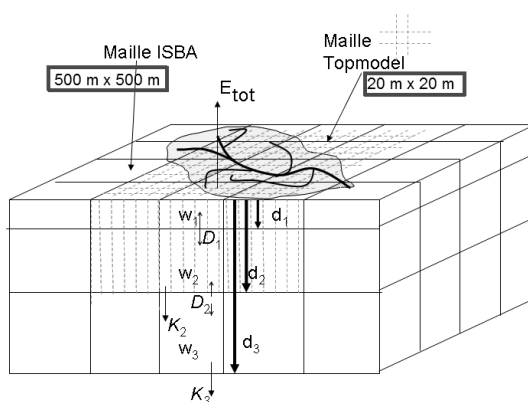


FIGURE 4.1 – Résolution des grilles utilisées pour chaque modèle du couplage : ISBA à 500 m et TOPMODEL à 20 m, comme le MNT.

4.1.1 Les données cartographiques

La texture du sol est initialisée dans le système de modélisation à partir de la base de données FAO (Food and Agriculture Organization), détaillée par Nachtergaele *et al.* (2008). Cette banque de données, créée en 1998, contient des pourcentages de sable et d'argile, avec une résolution spatiale de 10 kilomètres. Elle regroupe les informations de texture de sol régionaux et nationaux, dans le but d'améliorer les estimations de productivité agricole actuelle et future dans le monde, ainsi que la prévention des risques de dégradation du sol, en particulier d'érosion.

L'avantage est que la même base de données peut être utilisée sur n'importe quel bassin dans le monde. L'inconvénient est que la résolution de ces données reste assez large pour les bassins de petite taille, comme la Chézine. Ces valeurs sont homogènes sur tout le bassin versant de la Chézine et correspondent à un taux de 48% en ce qui concerne le

sable et un taux de 17% pour l'argile.

Dans le but de raffiner la donnée de texture de sol, l'applicabilité des résultats de mesures de terrain a été analysée. Des échantillons de sol récoltés lors d'une campagne d'essais infiltrométriques sur les bassins entre 2009 et 2010 en trois endroits sont disponibles (Lasabatere *et al.* 2011) et sont représentés sur la figure 4.2. Selon les sites, un nombre variable d'échantillons a été prélevé. Les résultats de la granulométrie de ces échantillons sont représentés par les points bleus sur les triangles de texture de la figure 4.3.

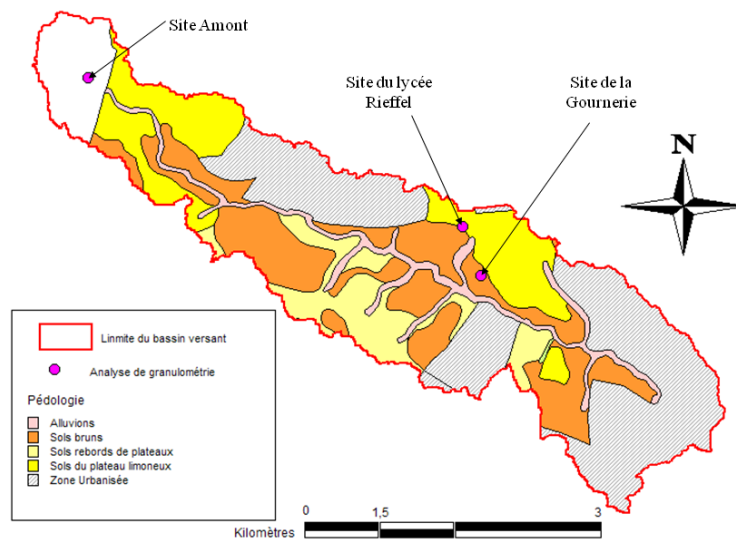


FIGURE 4.2 – Sites d'extraction des échantillons pour les mesures de granulométrie sur la carte pédologique du bassin versant de la Chézine, à partir de la base de données Biotope(2005).

Sur la zone amont, un seul échantillon a pu être analysé. Il fournit une teneur en sable de 4% et pas d'argile. Cet échantillon se place donc dans la classe granulométrique des limons très fins. Les échantillons étant pris très proches du lit de la Chézine, dans les alluvions, il est cohérent de trouver une telle classe granulométrique.

Les échantillons récoltés aux alentours du lycée Rieffel, se situant sur la commune de Saint-Herblain, ont tous un taux de sable de 4%. En revanche, le taux d'argile varie entre 15 et 25%. Cela situe les sols prélevés dans la classe des limons fins. Ce résultat est en accord avec la pédologie du site d'étude, les sols des plateaux limoneux.

En ce qui concerne les échantillons prélevés dans le parc de la Gournerie, les analyses ont révélé que le taux d'argile se situait autour de 4% et que le taux de sable variait de 55 à 72%. Cela place ces sols dans la classe des limons sableux. Les prélèvements ayant été effectués sur des sols bruns, il est cohérent qu'ils aient une granulométrie un peu plus grossière que sur les deux autres sites.

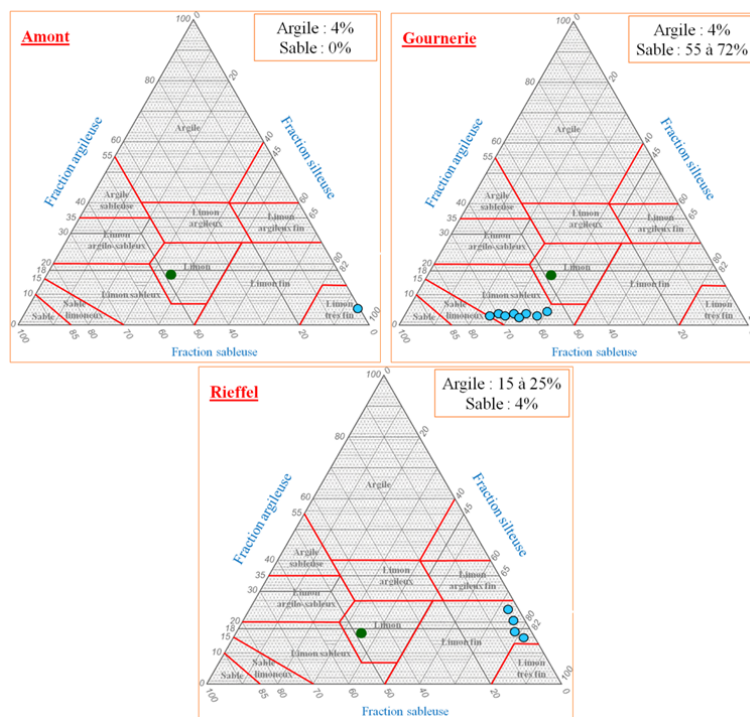


FIGURE 4.3 – Granulométrie mesurée lors des campagnes de caractérisation du bassin versant de la Chézine. D'après Lassabatere et al. (2011).

A titre de comparaison, la texture implémentée par défaut dans le système de modélisation est placée dans chacun des triangles et symbolisée par le point vert. Cela place les données de la FAO dans la classe des limons, ce qui est proche de la moyenne des textures observées sur le bassin versant.

Compte tenu de la variabilité rencontrée lors des prélèvements, les mesures disponibles ne sont pas représentatives de chaque zone pédologique et ne permettent pas d'en déduire une carte spatialisée de texture du sol. Les données FAO ont été ainsi retenues sur la totalité du bassin versant.

La profondeur du sol et la couverture végétale ont été extraites de la base de données ECOCLIMAP (Masson *et al.* 2003, Champeaux *et al.* 2005). 215 écosystèmes sont représentés à une résolution de 1km sur toute la planète. L'avantage et l'inconvénient sont similaires à l'utilisation de la base de données FAO. La même base peut être utilisée indépendamment de la localisation du bassin versant modélisé et le schéma ISBA a été conçu pour traiter les 215 écosystèmes classés dans cette base pour initialiser les paramètres "force-restore". La couverture végétale pourrait être extraite des cartes d'occupation du sol de résolution plus fine, mais l'intérêt est discutable car la donnée est utilisée à l'échelle

d'ISBA (500 m).

Compte-tenu des nombreux paramètres analysés dans ce travail, la sensibilité du couplage à l'échelle des données cartographiques ne sera pas développée et constitue une piste intéressante pour des travaux à venir.

4.1.2 Les données d'initialisation et forçage

Les données d'initialisation de contenu en eau dans chaque couche du sol et les données de forçage atmosphérique tels que le rayonnement solaire, le vent et les températures sont fournis par les simulations *SAFRAN – ISBA – MODCOU* (Habets *et al.* 2008) ou SIM. L'analyse météorologique SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) et ISBA sont opérationnels à Météo-France depuis 2003, tournant quotidiennement en temps réel.

SAFRAN analyse les mesures météorologiques de surface : température et humidité de l'air à 2 m, vent à 10 m, précipitations solides et liquides, nébulosité totale, rayonnement solaire et infrarouge. La France est décomposée en 615 zones de formes irrégulières, de surface inférieurs à 100km^2 , sur lesquelles les gradients horizontaux sont faibles. Une interpolation optimale des observations est effectuée au pas de temps de 6h pour les variables hors précipitations.

Les précipitations quotidiennes sont interpolées au pas de temps de 24h et ensuite une interpolation temporelle de tous les paramètres au pas de temps horaire est effectuée. Cette interpolation est linéaire pour tous les paramètres excepté pour la température près du sol et les précipitations.

Pour la température, les variations diurnes sont prises en compte grâce à un modèle radiatif et à un rappel à l'équilibre. La répartition sur la journée se fait en fonction de l'humidité spécifique pour les précipitations.

Ces données de résolution 8km X 8km sont ensuite interpolées sur la grille ISBA, tenant compte de l'altitude de la maille. ISBA fonctionne au pas de temps de 5 minutes et fournit les valeurs de drainage gravitationnel et ruissellement. Ces dernières sont fournies au modèle hydrologique MODCOU (Ledoux et Girard 1984), qui assure le transfert des écoulements issus d'ISBA vers et dans la rivière pour produire des débits quotidiens. La chaîne SIM a été calibrée sur la France entière par Habets *et al.* (2008).

Comme nous disposons des données de pluie du pluviomètre géré par Nantes Métropole au pas de temps de 5 min, nous n'utilisons pas les données de précipitations interpolées par SIM. Les données de pluie enregistrées au pas de temps de 5 min ont été passées au pas de temps de 30 min. Une nouvelle interpolation linéaire de tous les autres paramètres a été effectuée pour que toutes les données de forçage soient fournies au modèle au pas de temps de TOPMODEL (30 min).

4.1.3 Les données et paramètres urbains

Surfaces imperméabilisées

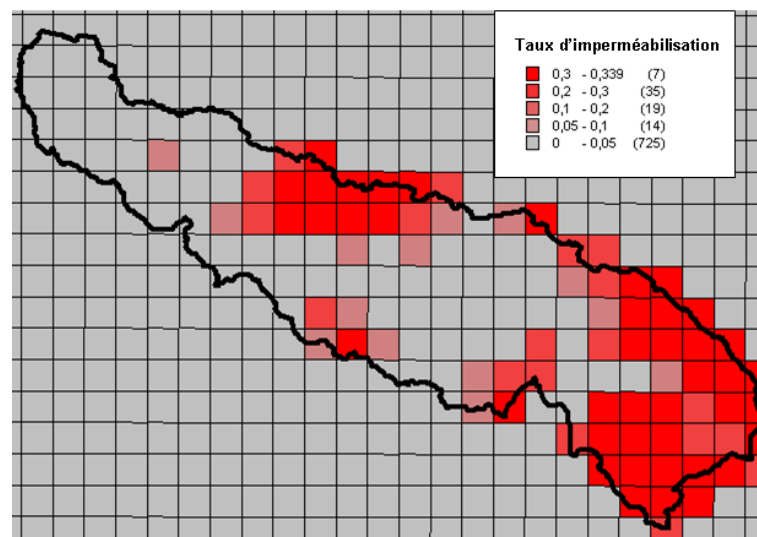


FIGURE 4.4 – Taux d'imperméabilisation intégré à l'échelle de la grille ISBA (500 m x 500 m)

Les surfaces imperméabilisées cartographiées (SIC) ont été estimées à l'aide des cadastres urbains fournis par Nantes métropole, décrits dans le chapitre 2. Le modèle utilise cette information à l'échelle du MNT (pixels de la figure 2.22 avec le taux d'imperméabilisation de 35,5%) pour le transfert du ruissellement des surfaces imperméables. Pour le calcul du ruissellement, stock et infiltration du réservoir urbain, le modèle intègre l'information dans la grille ISBA (4.4). Cependant, cf. paragraphe 1.4, les surfaces imperméables dans les villes ne sont pas systématiquement raccordées au réseau d'assainissement et le paramètre de *surface imperméable effective* (SIE) doit être estimé pour une analyse hydrologique correcte (Sutherland 1995).

Une première estimation du raccordement des surfaces imperméabilisées dans les zones urbaines est de 85%, ce qui correspond au taux moyen sur d'autres bassins ur-

bains voisins (Berthier *et al.* (1999), cf. § 4.3.2). La sensibilité du modèle à ce paramètre sera analysée en fin du chapitre.

Une fois que les surfaces imperméabilisées effectives sont localisées, la capacité de stockage S_{max}^{imper} et le taux d'infiltration de ces surfaces doivent être estimés pour caractériser le réservoir qui les représente (cf. figure 3.6).

TABLE 4.1 – valeurs de pertes initiales sur les surfaces imperméabilisées dans la littérature

Référence	S_{max}^{imper} (mm)
Ramier (2011)	1,00 à 3,00
Rodriguez et al. (2008), Dupont et al. (2006)	0,50 à 3,50
Hicks (1944)*	0,25 à 2,50
Brombach (1984)*	0,31 à 0,72
Maniak (1972)*	0,40 à 1,20
Desbordes (1974)*	0,50 à 1,00
Watt et Kidd (1975)*	0,51
Pecher (1969)*	0,70 à 1,20
Krauth (1972)*	0,85
Annen et Schoss (1972)*	1,00
Neumann (1976)*	1,00 à 3,00
Langford et Turner (1973)*	1,10
Horner et Jens (1942)*	1,25 à 2,50
valeurs USA*	1,60
Terstriep et Stall (1969)*	2,20
Synthèse	0,25 à 3,50

* cités par Bertrand-Krajewski (2006)

La capacité de stockage est associée aux pertes initiales. De nombreux auteurs ont proposé des valeurs de la perte initiale sur les surfaces imperméables. Le table 4.1 présente un résumé des valeurs trouvées dans la littérature : la capacité de stockage varie de 0,25 à 3,5 mm. Les premières estimations pour S_{max}^{imper} et K^{imper} ont été basées sur les valeurs utilisées par Rodriguez *et al.* (2008) et Dupont *et al.* (2006) sur des bassins versants nantais. Ils ont estimé les pertes sur les routes à 3,5mm et sur les bâtiments à 0,5mm. Comme les routes représentent 60% des surfaces imperméables de la Chézine, la capacité de stockage moyenne (pondérée par la proportion de routes et de bâtiments) a été estimée à $S_{max}^{imper}=2,4$ mm, qui a été considérée homogène sur toute la surface imperméabilisée. Quant aux

infiltrations, elles sont de l'ordre de 10^{-8} sur les routes et nulles sur les bâtiments, selon les mêmes auteurs. Ainsi, la première estimation de taux de capacité d'infiltration moyenne sur les surfaces imperméables est de 10^{-9} . Une analyse de sensibilité sommaire du modèle à ces paramètres sera présentée dans les sections qui suivent.

Réseau d'assainissement urbain de la Chézine

51,9% de la longueur totale du réseau (224 km) correspond au réseau d'eau usée gravitaire, 42,2% à celui d'eau pluviale et moins de 6% est constitué par un réseau unitaire. La surface concernée par le réseau unitaire est d'environ $0,5 \text{ km}^2$, soit 1,7% de la surface du bassin versant. Cette surface ne contribue pas au débit à l'exutoire tant que le déversoir d'orage n'est pas activé, mais les informations sur son fonctionnement ne sont pas disponibles et la proportion de surface concernée n'est pas significative. La profondeur moyenne est de 2,15 m, avec une profondeur maximale de 3,15 m. Les caractéristiques du réseau urbain de la Chézine sont résumées dans la table 4.2. Dans un premier temps, lors de l'étude des autres paramètres, l'infiltration parasite est négligée. Ce processus est ajouté à la fin du chapitre, et son impact sur le bilan en eau est analysé.

TABLE 4.2 – Réseaux d'assainissement de la Chézine : structure et statistiques

Réseau	Unitaire	Gravitaire	Eau usée gravitaire	Eau pluviale gravitaire
Longueur CA (m)		13238	116058	94271
% en longueur		5,9%	51,9%	42,2%
Diam moy (mm)		335	206	425
Diam max (mm)		800	800	2000

4.2 CALAGE DES PARAMÈTRES DU PROFIL DE k_{sat}

Le couplage entre ISBA et TOPMODEL permet de réduire le nombre de paramètres à ajuster pour le fonctionnement de TOPMODEL. Dans la version non couplée de TOPMODEL, plusieurs paramètres sont à ajuster (cf section 1.2.2) : SR_{max} , $INTER$, Ko et M . $INTER$ représente l'évapotranspiration qui est gérée explicitement par ISBA (cf. 3.2.1).

Mis-à-part les nouveaux paramètres introduits pour représenter les zones urbaines, les paramètres qui restent à ajuster pour le couplage sont f et d_c , qui correspondent respectivement au facteur de décroissance du profil exponentiel de la conductivité hydraulique à

saturation k_{sat} et la profondeur du sol compact, cf. eq.(1.11).

Le calage est fait sur une période de 3 années en continu (01 août 2002 au 31 juillet 2005), et l'évaluation sur les 5 années suivantes. L'année précédente (2001-2002) a été entièrement simulée pour la mise-en-route ("spin-up") du modèle.

La table 4.3 présente les cumuls de pluie, débit et le coefficient d'écoulement des années simulées et de la moyenne de toute la période. Il y a une forte variation inter-annuelle de précipitations. En effet, les précipitations de l'année 2004-2005 correspondent à moins de la moitié du cumul de l'année 2006-2007 (table 4.3).

Selon ces données, le débit à l'exutoire représente 22% du total des précipitations. Sur une période de huit ans, la variation de stock en eau du sol étant négligeable, l'évaporation totale sur le bassin doit représenter en moyenne 78% des précipitations sur le bassin versant de la Chézine.

TABLE 4.3 – Bilan annuel et moyen de lames d'eau observées de pluie et débit.

année	lame précipitée(mm)	lame écoulé (mm)	coefficient d'écoulement
2002-2003	1103	268	0,24
2003-2004	873	211	0,24
2004-2005	557	67	0,12
2005-2006	757	124	0,16
2006-2007	1366	338	0,25
2007-2008	914	192	0,21
2008-2009	789	177	0,23
2009-2010	886	246	0,28
moyenne	899	203	0,22
écart-type	243	84	0,05

Les paramètres urbains S_{max}^{imper} , K^{imper} et I_p sont maintenus constants pour toute la partie d'étude des paramètres f et d_c . Une méthode de calage plus complète, considérant les diverses combinaisons possibles entre tous les paramètres, pourrait aboutir à des meilleurs résultats, mais compte tenu du temps de calcul nécessaire, une telle méthode n'est pas envisageable dans le cadre de ce travail. Une année simulée au pas de temps de 30 minutes prend plus de trois heures de calcul par le modèle. Les valeurs utilisées

pour ces paramètres lors du calage et l'étude de sensibilité des paramètres f et d_c sont résumées dans la table 4.4.

Le choix des valeurs de S_{max}^{imper} , K^{imper} a été discuté lors de la présentation de la configuration du modèle, la première partie de ce chapitre.

Le paramètre Ip est estimé à part, à la fin du chapitre. Les infiltrations parasites ne sont pas visibles sur les séries de débits, même sur des bassins versants plus urbanisées que la Chézine. Du fait que le réseau d'assainissement du bassin ne soit pas instrumenté, l'impact de ce processus est difficile à représenter et à valider. L'estimation sera faite de sorte que le bilan hydrique urbain soit cohérent avec les bilans hydriques observés sur des bassins versants voisins. Compte tenu de l'incertitude et du faible taux d'urbanisation de la Chézine, ce processus est négligé dans les phases de calage et d'analyse de sensibilité des autres paramètres.

TABLE 4.4 – Valeurs estimées pour les paramètres des processus sur surfaces imperméables lors de l'étude des paramètres f et d_c

paramètre	valeur initiale estimée	
S_{max}^{imper}	2,4	mm
K^{imper}	10^{-9}	$m.s^{-1}$
Ip	0	

4.2.1 Calage

La paramétrisation du profil de K_{sat} prend en compte le taux de décroissance f et la profondeur où le sol est compact, d_c . Le second paramètre est calé en fonction de la couche racinaire (d_2), utilisant le ratio $\alpha = d_c/d_2$.

Bouilloud *et al.* (2010) réalisent leur calage avec les valeurs de f comprises entre 1 et 4 m^{-1} , au pas de 1 m^{-1} , et les valeurs de α comprises entre 0,25 et 1,5, au pas de 0,25. Ils montrent que la fourchette de valeurs testées peut être élargie, citant une liste d'exemples de valeurs proposées pour f dans la littérature qui varie de 1,5 m^{-1} à 5,17 m^{-1} (Famiglietti *et al.* 1992).

Quintana-Seguí *et al.* (2009) ont réalisé la calibration des paramètres f et α pour le système SIM à l'échelle de la France entière. Malheureusement, le bassin de la Chézine

ne fait pas partie de cette étude. Le résultat d'étalonnage sur les bassins voisins les plus proches de Nantes ont les valeurs proches de $f = 4m^{-1}$ et α inférieur à 0,5.

Pour garder une cohérence avec les études précédentes, le calage est réalisé pour f compris entre 1 et $5m^{-1}$, au pas de $1m^{-1}$ et α entre 0,1 et 0,6, au pas de 0,1. La fonction à minimiser, inspirée par la formulation proposée par Quintana-Seguí *et al.* (2009), pour le calage est basée sur les critères statistiques décrits précédemment (cf. paragraphe 1.5) : l'efficacité de Nash-Stutcliff (NSE) et le pourcentage de biais (PBIAIS) :

$$f_{opt}(Q_{obs}, Q_{sim}) = (1 - NSE)^2 + (PBIAS/100)^2 \quad (4.1)$$

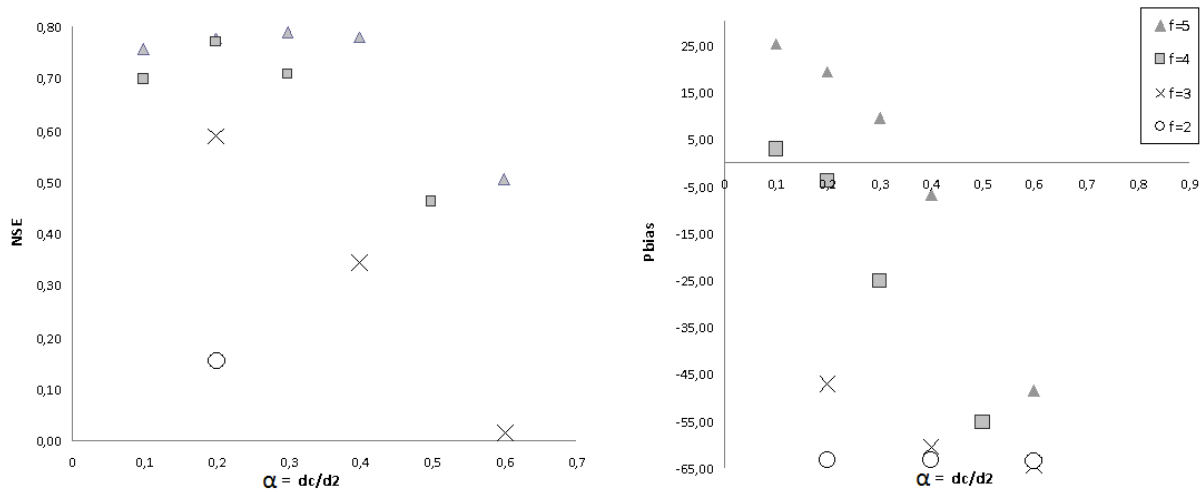


FIGURE 4.5 – (a) Efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE), (b) Pourcentage de biais (Pbias) pour le facteur de décroissance f $2 m^{-1}$ (cercles), $3 m^{-1}$ (croix), $4 m^{-1}$ (carrés) et $5 m^{-1}$ (triangles) pour les rapports de profondeur de sol compact α compris entre 0,1 et 0,6.

La figure 4.5 (a) montre les résultats de NSE, non-négatifs, et 4.5 (b) les biais (PBIAS) obtenus pour $f = 2, 3, 4$ et $5 m^{-1}$ et α compris entre 0,1 et 0,6. Le meilleur résultat obtenu (qui correspond à la fonction f_{opt} (4.1) minimale) a été celui pour $f=4$ et $\alpha = 0,2$, ce qui est cohérent avec les résultats de Quintana-Seguí *et al.* (2009).

4.2.2 Evaluation

Dans un premier temps, les critères statistiques sont calculés pour la période 2005-2010 dans le but d'évaluer la capacité du modèle à représenter les chroniques de débit d'une période indépendante à celle du calage. La table 4.5 présente les statistiques calculées pour chaque année sur la période de calage de 2002 à 2005 et la table 4.6 synthétise les

résultats pour les cinq années de validation (2005-2010).

Le critère de Nash calculé sur la période de validation, au pas de temps de 30 min, est de 0,51 et le biais est de 17,5%. Les deuxièmes valeurs affichées en italique pour chaque année sont les critères calculés au pas de temps journalier. En effet, les valeurs trouvées dans la littérature pour les critères calculés en simulation de longues chroniques sont évaluées au pas de temps journalier, voire mensuel (Moriassi *et al.* 2007).

Les critères de Nash calculés pour chacune des années de 2005 à 2010 au pas de temps journalier sont satisfaisants, avec des valeurs supérieurs à 0,60 pour 3/5 des années de validation.

TABLE 4.5 – Statistiques des années de calage au pas de temps de 30'et au pas de temps journalier (en italique) .

	2002-2003		2003-2004		2004-2005		2002-2005
NSE	0,81	<i>0,82</i>	0,85	<i>0,87</i>	0,51	<i>0,53</i>	0,79
Pbias (%)	-10,00	<i>-8,31</i>	-14,74	<i>-14,74</i>	63,02	<i>62,71</i>	-2,19

TABLE 4.6 – Statistiques des années de validation au pas de temps de 30'et au pas de temps journalier (en italique) .

	2005-2006		2006-2007		2007-2008		2008-2009		2009-2010	
NSE	0,71	<i>0,77</i>	0,73	<i>0,72</i>	0,54	<i>0,68</i>	0,49	<i>0,49</i>	0,62	<i>0,64</i>
Pbias (%)	33,01	<i>32,75</i>	-7,15	<i>-6,21</i>	27,25	<i>27,26</i>	59,05	<i>59,64</i>	42,61	<i>42,43</i>

Les critères statistiques varient beaucoup d'une année à l'autre. Le biais indique une surestimation de plus de 10% pour trois années et, en même temps, une sous-estimation qui varie entre 27% à 63% pour les cinq années restantes. Le cas extrême de sous-estimation est la simulation de l'année 2004-2005, qui présente un biais de 63%. Dans cette année très sèche (-32% d'écart à la moyenne des huit années d'étude), le ruissellement sur les surfaces perméables et le drainage sont très faibles.

Ceci peut être observé dans l'histogramme de bilan hydrique annuel (la figure 4.6), pour la période de 2002 à 2010. Le bilan hydrique moyen est cohérent avec le bilan hydrique des observations (tableau 4.3). En effet, le coefficient d'écoulement moyen observé pour la période de 8 ans est de 0,22 et le coefficient simulé est de 0,25, soit une surestimation de 11%. En résumé, le modèle représente bien l'ensemble de la chronique

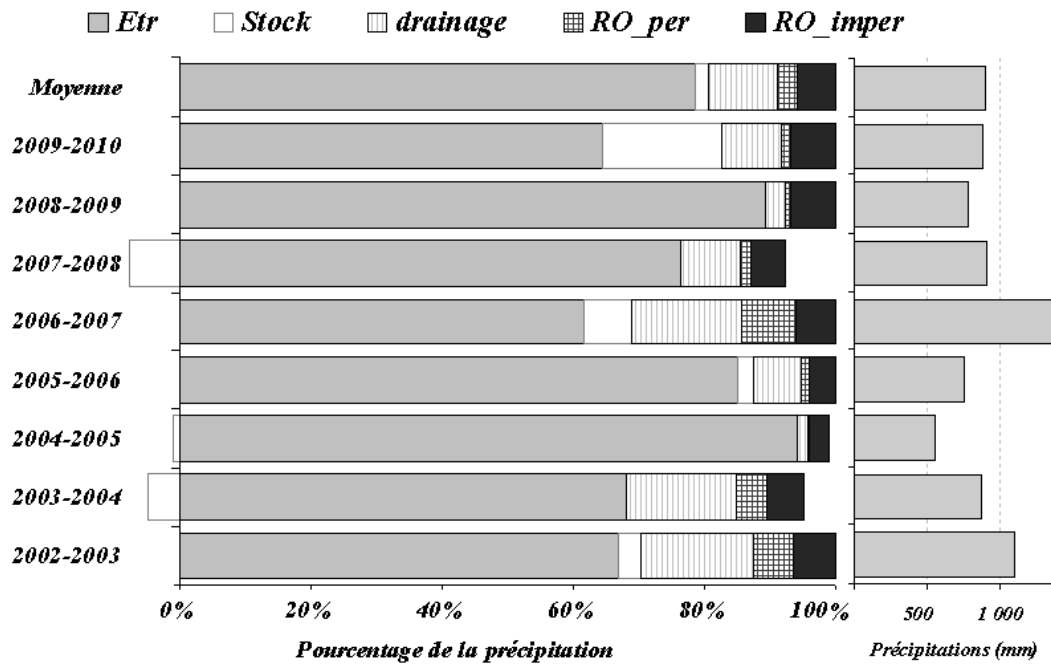


FIGURE 4.6 – Bilan hydrique pour chaque année hydrologique de 2002 à 2010 et bilan hydrique moyen de toute la période.

de huit années, mais il est moins performant pour simuler les années sèches.

Les hydrogrammes simulés de 2005 à 2010, les cinq années d'évaluation, (figures 4.7, 4.8 et 4.9) montrent qu'en effet le modèle réussi à reproduire une bonne dynamique générale. Mais de même que le modèle a tendance à surestimer les débits en année humide et à les sous-estimer en année sèche, il tend pour une même année à surestimer les débits en période de hautes-eaux et à les sous-estimer en période de basses-eaux (figure 4.7 b). Ceci est mis en évidence avec la figure 4.10 (a) où le ruissellement sur les surfaces perméables et le drainage profond sont superposés au débit observé, pour l'année 2006-2007.

Les pics de débit et le débit de base de ces chroniques sont globalement bien représentés. Cependant, la présence d'évènements souvent surestimés aussi bien que d'évènements parfois sous-estimés est notable.

Un facteur qui peut expliquer ce phénomène, au moins en partie, est le fonctionnement du bassin de stockage (cf. § 2.17). Selon l'état d'encombrement des grilles, le bassin peut stocker plus ou moins d'eau, diminuant le pic de débit de manière significative pour certains évènements. De plus, suite à une intervention de nettoyage de ces grilles une montée de débit peut être produite due au relâchement de l'eau stockée. Comme une telle montée de débit est indépendante des précipitations, elle n'est pas représentée par le modèle. Les dates de nettoyage ne sont pas connues pour cette période, mais est fait en

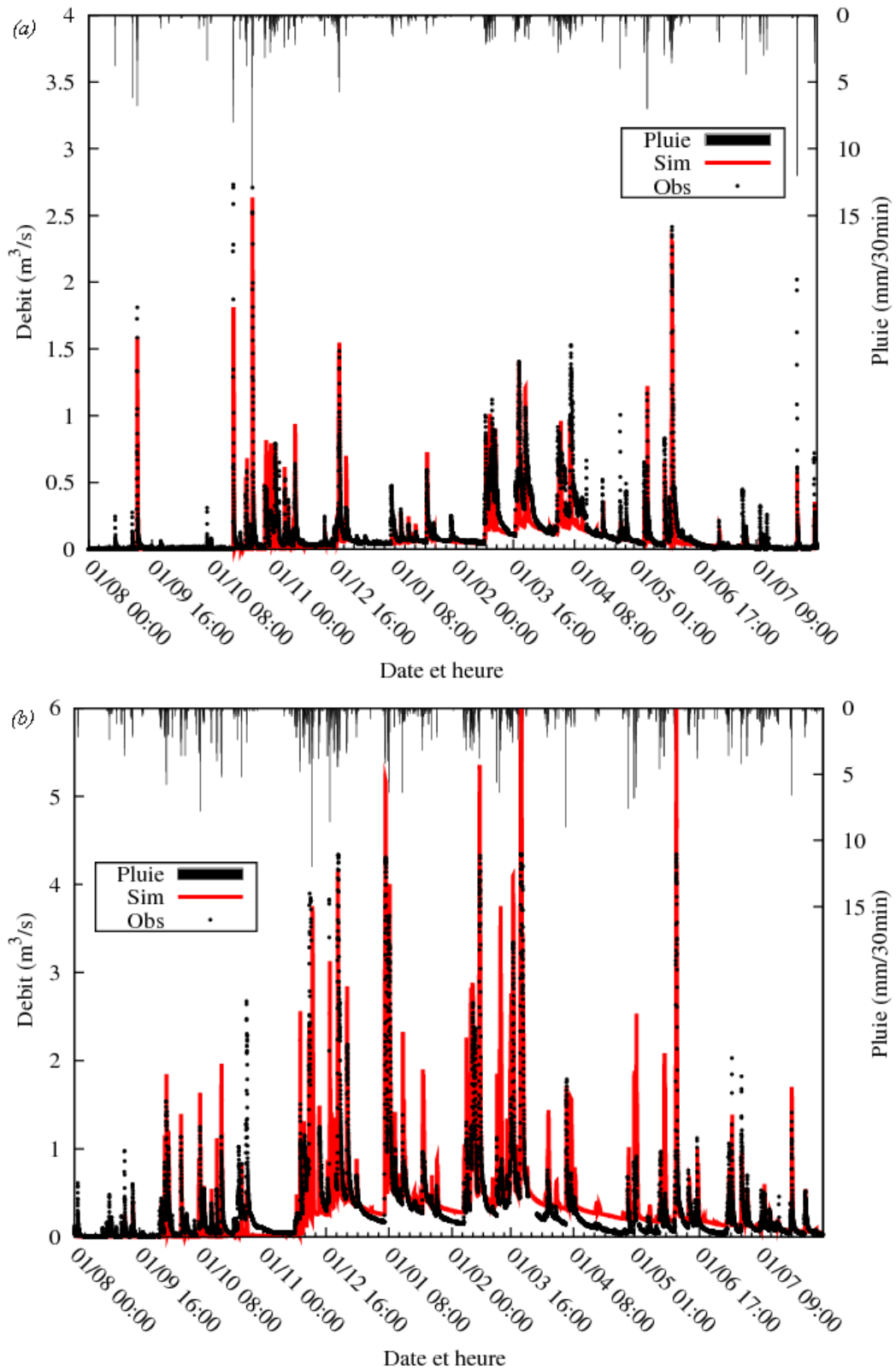


FIGURE 4.7 – Hydrogramme simulé (courbe rouge) comparé à l'hydrogramme observé (trait noir pointillé) pour la chronique de l'année hydrologique (a) 2005-2006, (b) 2006-2007, avec les paramètres choisis par le calage : $f = 4$ et $\alpha = 0,2$.

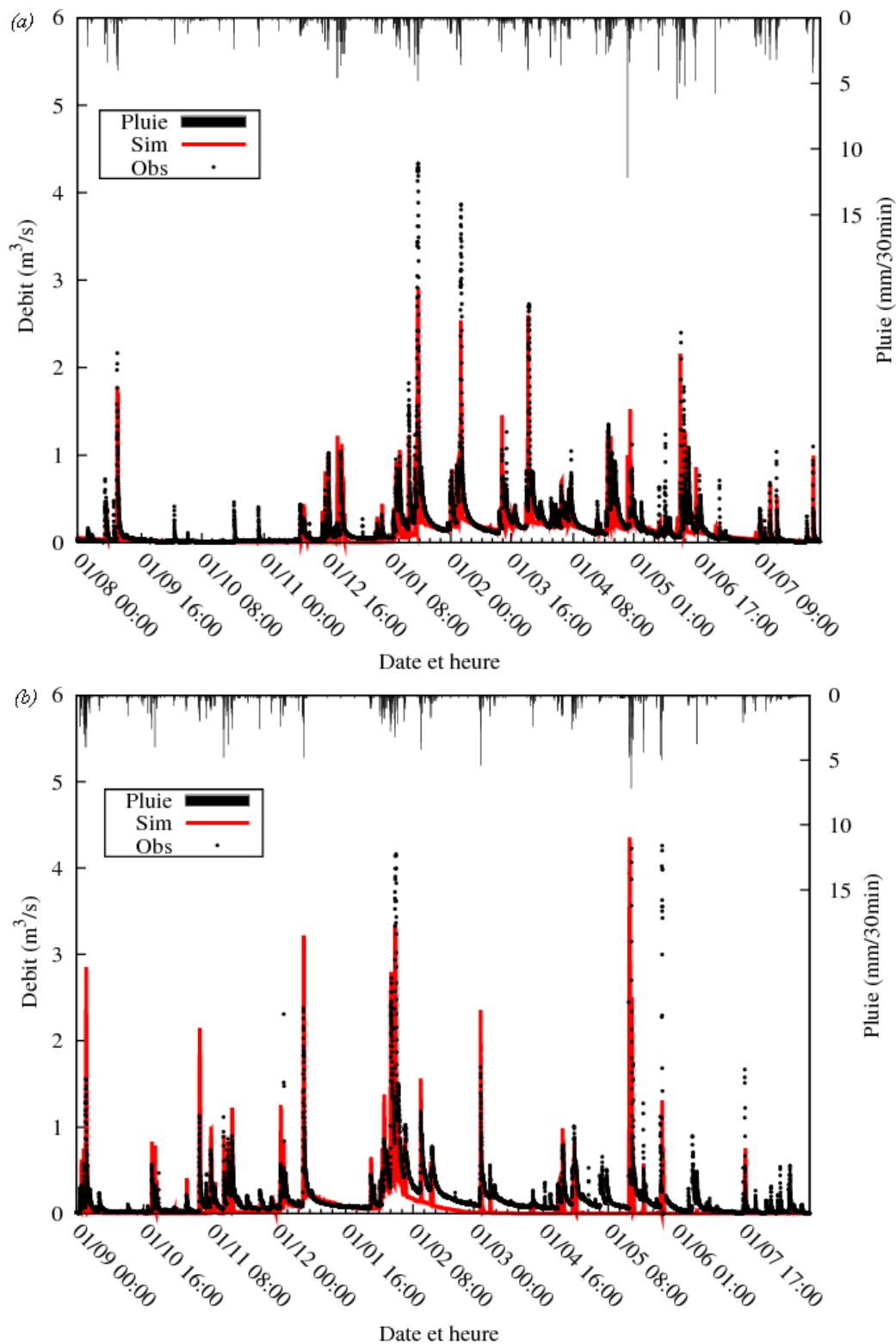


FIGURE 4.8 – Hydrogramme simulé (courbe rouge) comparé à l'hydrogramme observé (trait noir pointillé) pour la chronique de l'année hydrologique (c)2007-2008 et (b)2008-2009 avec les paramètres $f = 4$ et $\alpha = 0,2$.

général quatre fois par an, selon l'état des embâcles.

La limitation des mesures de débit à $4,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est visible sur la figure 4.7 (b), où les débits de pointe simulés dépassent cette limite quatre fois. Les débits simulés supérieurs à $4,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ correspondant à des débits observés de $4,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ n'ont pas été intégrés dans les calculs des critères statistiques.

La figure montre que le modèle ne déclenche pas le ruissellement sur les surfaces perméables si le débit de base est nul, traduisant une humidité faible des sols. La sous-estimation de la simulation de l'année 2004-2005 est potentiellement liée à ce fonctionnement.

Le ruissellement des surfaces imperméabilisées connectées au réseau d'assainissement est explicité par la courbe grise dans la figure 4.10 (b). Le ruissellement des surfaces imperméables dépasse parfois le débit observé. Ceci signifie que les paramètres S_{max}^{imper} , K^{imper} et/ou SIE/SIC doivent être ajustés.

Une méthode simple de vérifier la capacité du modèle à représenter les pics de débit

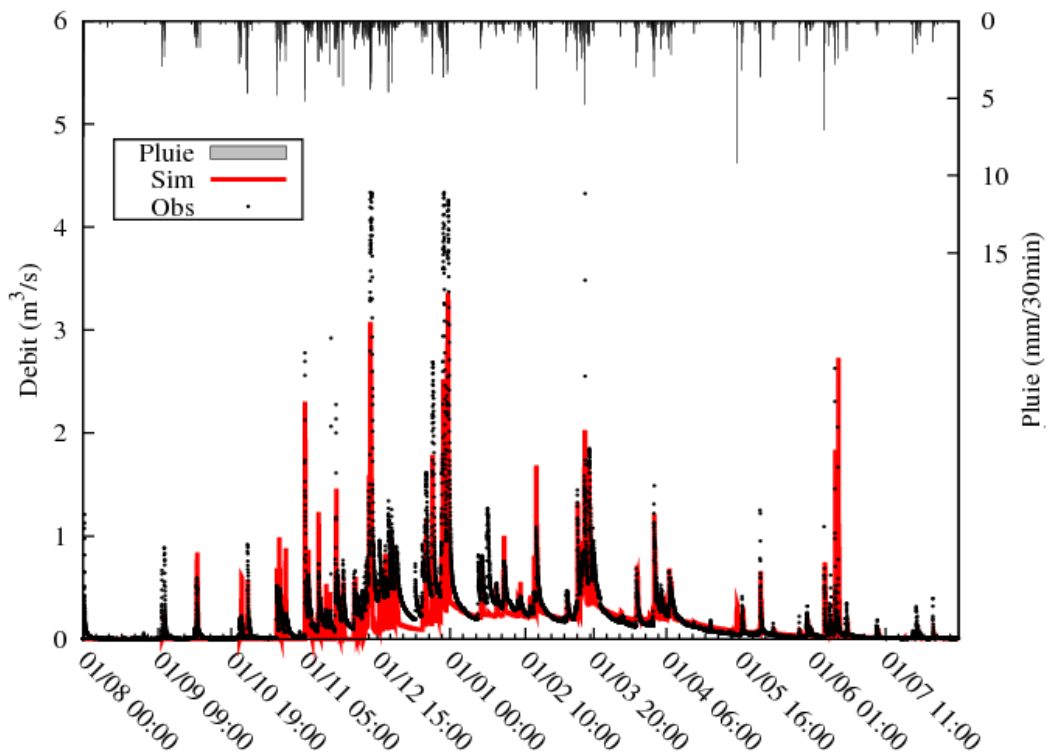


FIGURE 4.9 – Hydrogramme simulé (courbe rouge) comparé à l'hydrogramme observé (trait noir pointillé) pour la chronique de l'année hydrologique 2009-2010 avec les paramètres $f = 4$ et $\alpha = 0,2$.

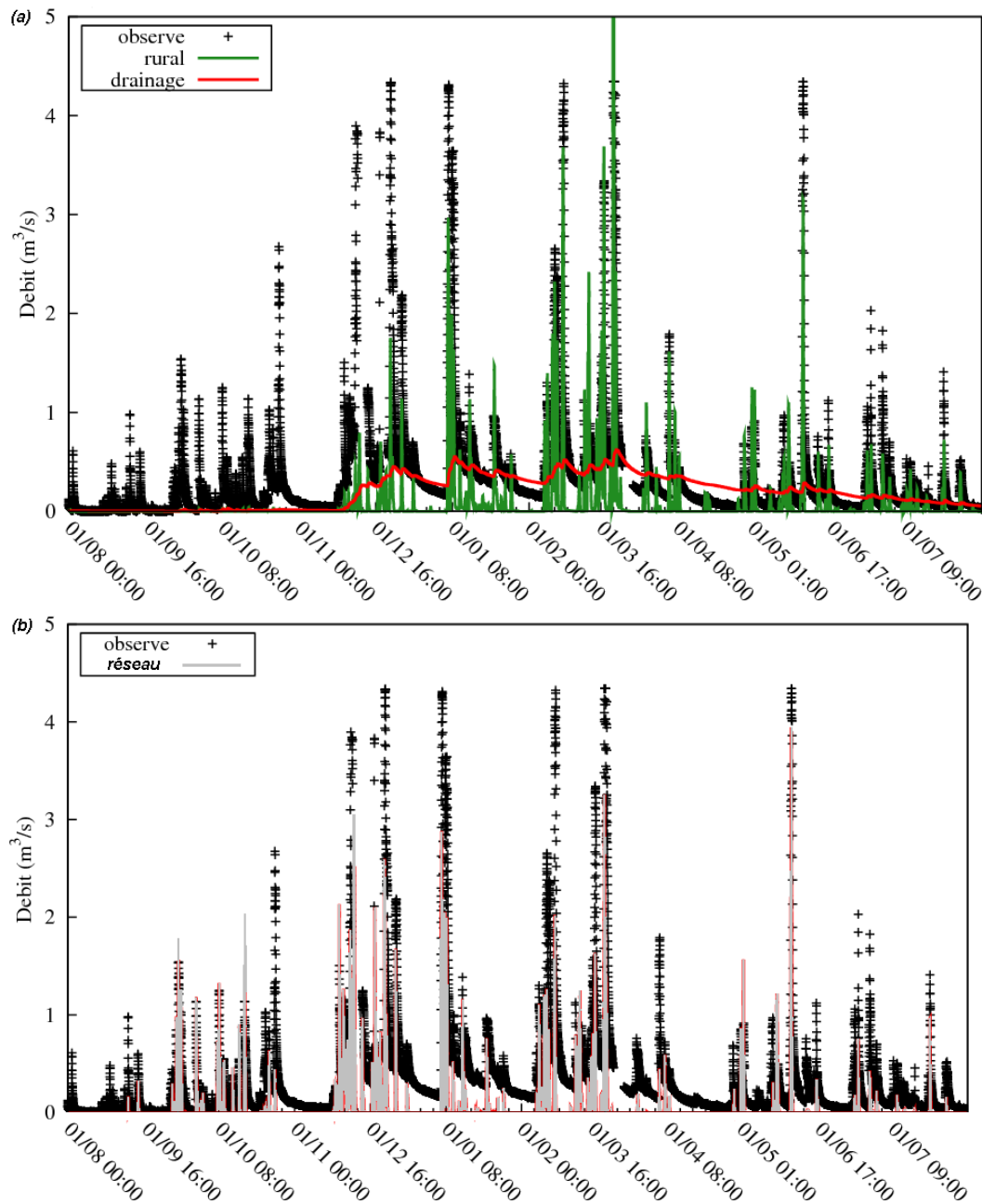


FIGURE 4.10 – (a) Ruissellement des surfaces perméables (courbe verte), drainage profond (trait rouge) et (b) surfaces imperméables (gris) et débit observé (points noirs) pour l'année hydrologique de 2006-2007.

d'une chronique est de classer et comparer les débits maximaux périodiques (journaliers, hebdomadaires, mensuels...) observés et simulés. Les débits maximaux hebdomadaires ($Q_{max,heb}$) composent un échantillon de 52 valeurs par année. Supposant qu'un ou deux évènements pluvieux par semaine ont lieu sur le bassin versant, cette périodicité permet de représenter la plupart des débits de pointe suite aux évènements pluvieux. L'avantage est que les valeurs simulées peuvent être classées directement, sans passer par les outils de détection d'évènements pluvieux. Pour l'analyse de sensibilité qui requiert le traitement de plusieurs simulations, le $Q_{max,heb}$ est le critère utilisé pour comparer les pics de débit. L'inconvénient est que tous les évènements ne sont pas considérés, lorsque deux évènements pluvieux (ou plus) ont lieu dans la même semaine. De plus, le $Q_{max,heb}$ d'une semaine sans pluie correspond au débit de base et non pas à un débit de pointe d'évènement.

Les $Q_{max,heb}$ de toute la période 2002-2010 sont classés et présentés dans la figure 4.11. La droite 1 :1 (en pointillé) est affichée pour comparer les valeurs simulés à la référence "idéale", qui représente la concordance exacte des débits maximums simulés à ceux observés. En considérant que les débits supérieurs à $4,3 m^3$ ne sont pas mesurables par le capteur, la comparaison est faite seulement pour les débits inférieurs à $4,0 m^3.s^{-1}$. La distribution des débits maximaux est bien représentée par le modèle. En revanche, les débits maximaux observés supérieurs à $0,5 m^3.s^{-1}$ sont souvent surestimés par le modèle.

Enfin, la capacité du modèle à représenter les évènements pluvieux a été également mise en question. Les évènements de toute la chronique ont été extraits par un programme de détection des évènements automatisée, développé par Berthier (1999) (cf. § 2.3). Le cumul des précipitations minimal pour cette identification a été de 2 mm, ce qui correspond à l'identification de 460 évènements. Les débits de pointe de ces évènements sont montrés dans la figure 4.12 (a). Les débits comparés sont aussi limités à $4,0 m^3.s^{-1}$.

La similarité du graphique des débits de pointe des évènements (figure 4.12 a) à celui des débits maximaux hebdomadaires (figure 4.11) montre que ce dernier peut représenter les débits de pointe des évènements de la chronique sans une perte d'information significative. Environ 10% des évènements ne sont pas représentés par les $Q_{max,heb}$.

Une autre information intéressante qui peut être observée lors de l'analyse des évènements pluvieux est le débit de base. Supposant que le débit de base est le débit minimum entre le début et la fin d'un évènement, les débits de base observés et simulés sont classés

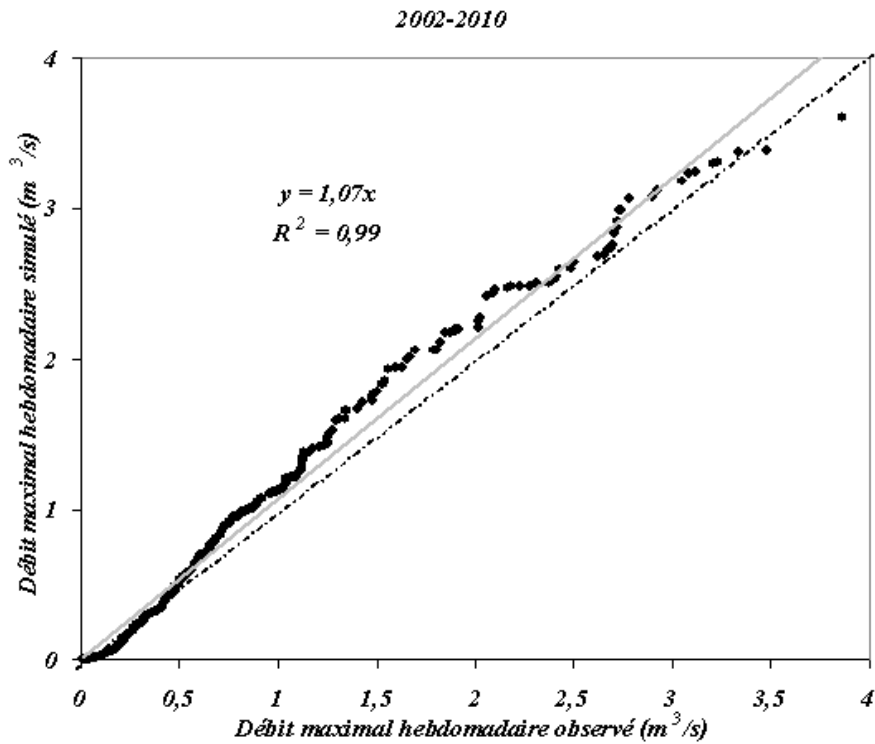


FIGURE 4.11 – Débits maximaux hebdomadaires simulés comparés à ceux observés pour les huit années 2002-2010. La droite approximative est affichée en gris clair, à côté de son équation et son coefficient de détermination R^2 . La droite 1 :1 est ajoutée en ligne pointillé pour comparaison.

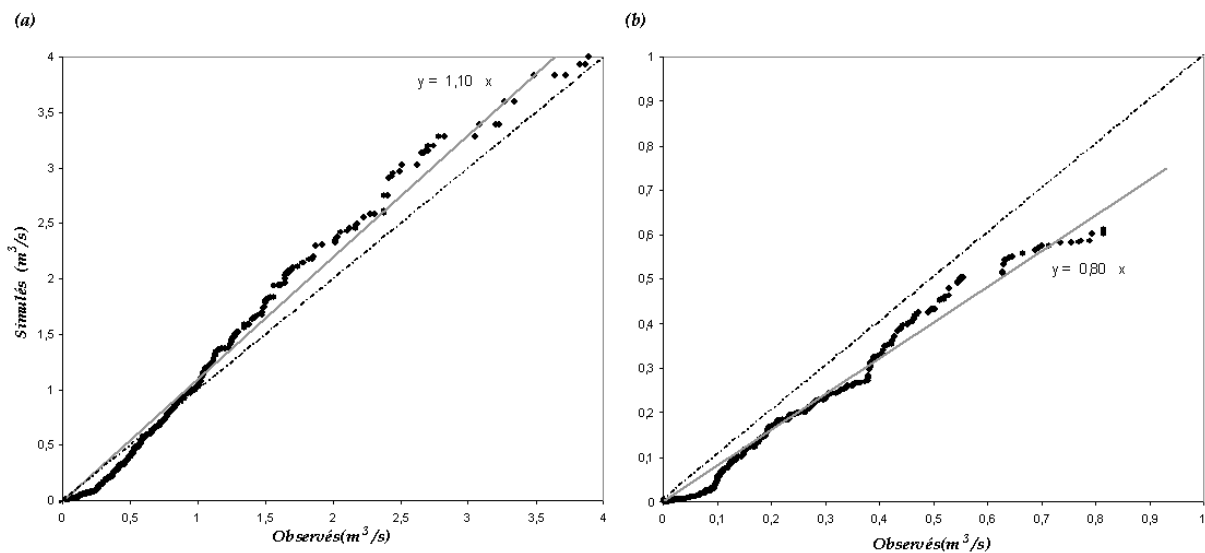


FIGURE 4.12 – Distribution comparée des débits de pointe (a) et débits de base (b) des événements simulés comparés à ceux observés pour les huit années 2002-2010. La droite de régression est affichée en gris clair, à côté de son équation. La droite 1 :1 est ajoutée en ligne pointillé pour comparaison.

et comparés (figure 4.12 b). La part des débits de pointe supérieurs à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est surestimée et celle inférieure à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sous-estimée comme le montre aussi la comparaison du nombre de dépassements observés et simulés (figure 4.13).

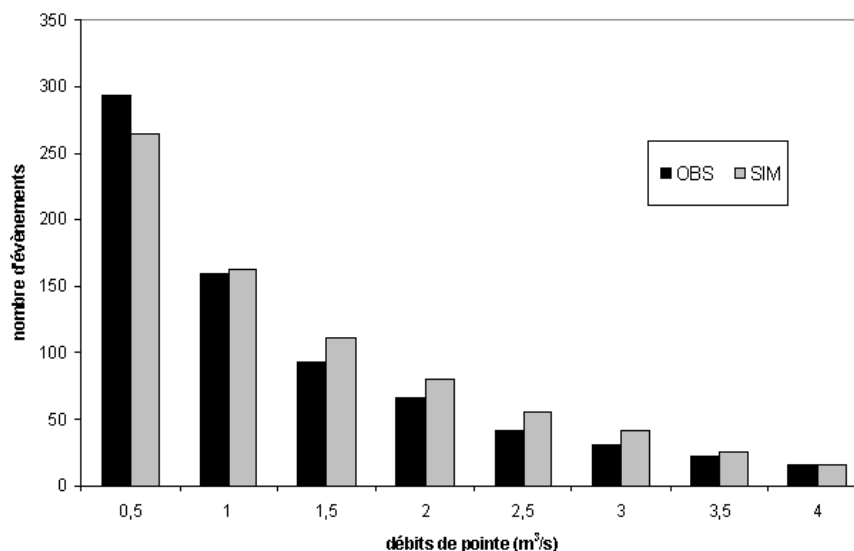


FIGURE 4.13 – Nombre d'événements dépassant les débits de 0,5 à $4 \text{ m}^3/\text{s}$, considérant 455 événements identifiés entre août 2002 et septembre 2010.

4.3 ANALYSE DE SENSIBILITÉ

Les paramètres qui ont un sens physique ont été estimés à partir des informations trouvées sur le terrain ou dans la littérature pour éviter de multiplier les paramètres à caler et pour ne pas perdre leur sens physique. Ceci est le cas des paramètres qui décrivent les processus sur les surfaces imperméabilisées comme la capacité de stockage S_{max}^{imper} , leur taux d'infiltration moyen K^{imper} et le paramètre qui définit leur taux de raccordement au réseau d'assainissement (SIE/SIC).

Cependant, s'il existe une forte sensibilité du modèle aux variations de ces paramètres, cela indique que leur ajustement pourrait améliorer la performance des simulations de manière significative. Dans le but d'identifier quels sont les processus affectés par chaque paramètre et de déterminer dans quelle mesure le modèle est sensible à leur variation, une analyse de sensibilité est présentée dans les prochains paragraphes.

Les valeurs testées sont comprises dans les fourchettes "physiquement acceptables". Compte tenu du temps de calcul nécessaire pour simuler toute la période 2002-2010, une année hydrologique de la phase de validation (2006-2007) a été sélectionnée pour présenter les résultats de cette analyse. L'augmentation de la valeur d'un paramètre favorise

certaines processus au détriment d'autres, indépendamment de la durée de la période analysée. Les effets sont ainsi plus ou moins marqués selon la pluviométrie de la période. Cette année présente une variation saisonnière assez marquée, permettant la visualisation des impacts des paramètres à la fois en période sèche et en période humide.

Les premiers paramètres analysés sont ceux du profil de conductivité hydraulique f et α qui ont été ajustés. Le calage révèle l'efficacité des simulations pour chaque valeur testée mais ne permet pas de comprendre les impacts des paramètres sur chaque processus et chaque composante du bilan hydrique.

4.3.1 Sensibilité aux paramètres f et α

Les simulations sont très sensibles aux variations du profil de conductivité hydraulique à saturation (k_{sat}), duquel dépend la dynamique de génération des flux de drainage profond et de ruissellement sur les surfaces perméables. Les paramètres de sol ont plus d'impact sur les années plus humides que sur les années sèches.

Sur les années sèches, le comportement hydrologique dépend davantage des surfaces imperméables et les surfaces perméables réagissent moins aux pluies. L'année 2006-2007 étant une année particulièrement humide (précipitation cumulée de 1366 mm), les impacts des paramètres de sol sur les bilans hydriques et les hydrogrammes doivent être bien marqués, ce qui sera vérifié dans ce paragraphe.

Pour visualiser la variation du facteur exponentiel qui modifie la conductivité hydraulique, la figure 4.14 présente les profils avec $d_2=1,5m$, f constant et α variant et pour α constant et f variant sont montrés dans la figure 4.14 (a) et (b) respectivement. Les courbes sont obtenues à partir de l'équation (1.11). f joue sur la courbure du profil alors que l'augmentation d' α est traduite par une translation de ce profil en profondeur.

La conductivité hydraulique en surface augmente avec les deux paramètres, mais elle est plus sensible à la variation d' α (fig.4.14), la profondeur du sol compact. La figure 4.15 montre les valeurs de K_{sat} en surface (couche d_1) pour les différentes valeurs de f et α . Les valeurs de conductivité à saturation estimées à partir des essais Beerkan, réalisés sur la Chézine par Lassabatere *et al.* (2011), varient de $4,3.10^{-6}$ à $2,5.10^{-5} m.s^{-1}$. Les valeurs mesurées correspondent aux valeurs de f supérieurs à 3 pour $\alpha = 0,2$. Pour un $f=4$, seules les valeurs de α proches de 0,2 correspondent aux valeurs mesurées.

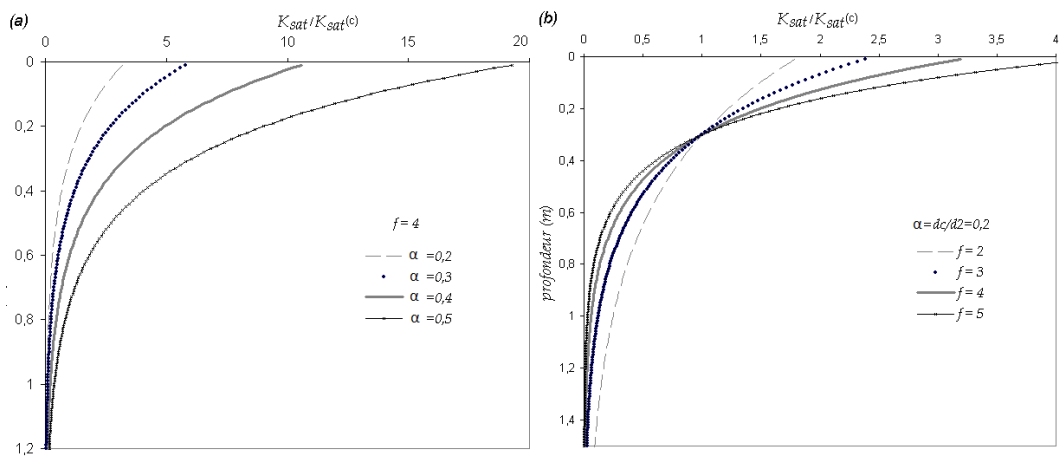


FIGURE 4.14 – Variation du profil de $K_{sat}/K_{sat}(c)$ pour (a) $f=4$ et $\alpha = 0.1, 0.2, 0.3, 0.4$ et 0.5 et (b) $\alpha = 0.2$ et $f=1, 2, 3$ et $4m^{-1}$

Les processus de drainage, ruissellement et stockage d'eau dans le sol dépendent surtout de la conductivité hydraulique de la couche racinaire (d_2) et profonde (d_3).

La figure 4.14 (b) montre que les courbes représentant les différentes valeurs de f s'inversent au niveau du sol compact, i.e. où $K_{sat} = K_{sat}(c)$. Ainsi, dans les premiers horizons du sol, les conductivités sont plus faibles pour les valeurs de f plus faibles. En revanche, au niveau de la couche racinaire, la conductivité est plus faible pour les valeurs de f plus grandes.

Dans les études de sensibilité aux paramètres f et d_c précédentes, la variation de f est étudiée pour $\alpha \geq 1$, ce qui implique que la couche racinaire est au dessus du niveau du sol compact et l'augmentation de f fait augmenter la conductivité hydraulique à saturation. Par exemple dans l'étude de Decharme *et al.* (2006), la conductivité hydraulique dans la couche racinaire est plus forte pour l'augmentation des deux paramètres.

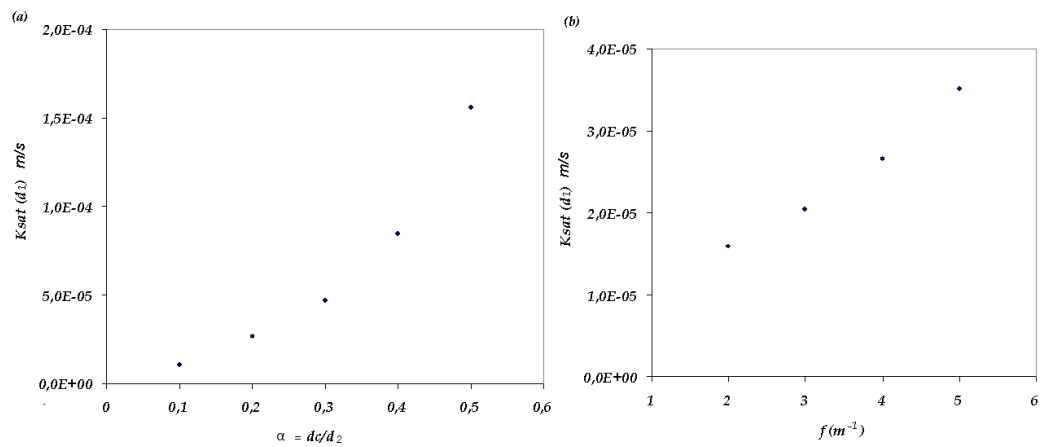


FIGURE 4.15 – Variation des valeurs de $K_{sat}(d_1)$ pour (a) $f=4$ et (b) $\alpha = 0.2$ en surface

L'augmentation des valeurs de ces deux paramètres, $\alpha < 1$ et f , engendre ainsi des effets inverses sur les processus de transfert d'eau dans les surfaces perméables : l'évaporation, le stockage, le ruissellement et le drainage profond. Ceci est clairement visible dans les figures 4.16 et 4.17 qui présentent la variation du bilan en eau des simulations en fonction des valeurs de f et α , respectivement.

La part d'eau des précipitations qui est emmagasinée diminue de 9,58 à 0,32% pour α passant de 0,1 à 0,5. La part de stockage augmente de zéro à 10% pour f variant de 2 à 5. En effet, la diminution de la conductivité hydraulique dans la couche racinaire favorise le stockage d'eau. La part de ruissellement varie de manière similaire à celle de stockage puisque dans le modèle, basé sur les surfaces contributives (cf. § 1.2.2), la formation du ruissellement dépend de la saturation en eau du sol. La même tendance est vérifiée pour l'évapotranspiration, car l'eau stockée est celle qui est disponible pour l'évapotranspiration. Le drainage lui est favorisé par les fortes conductivités, donc pour les valeurs plus fortes d' α et plus faibles de f .

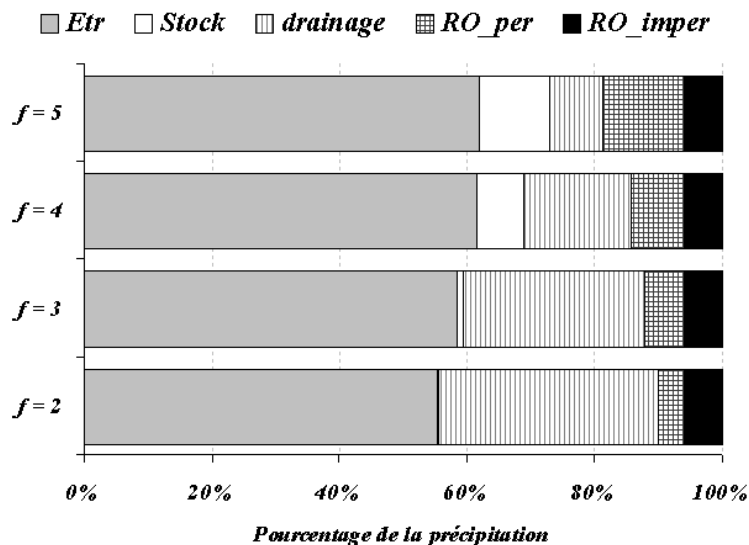


FIGURE 4.16 – Impact de la variation de f sur les bilans hydriques de l'année 2006-2007 pour α constant = 0,2

La dynamique des écoulements dans le sol, comme le drainage profond, est également sensible à la variation de la conductivité hydraulique, et donc aux deux paramètres qui décrivent son profil. Le drainage du sol vers la nappe s'écoule plus vite, et en plus grand volume, pour les valeurs de conductivité plus importantes, ce qui correspond aux valeurs plus faibles de f et plus fortes de α (figures 4.18 et 4.19). Le ruissellement contribue essentiellement aux débits de pointe, surtout en hiver. Les débits de pointe sont ainsi plus

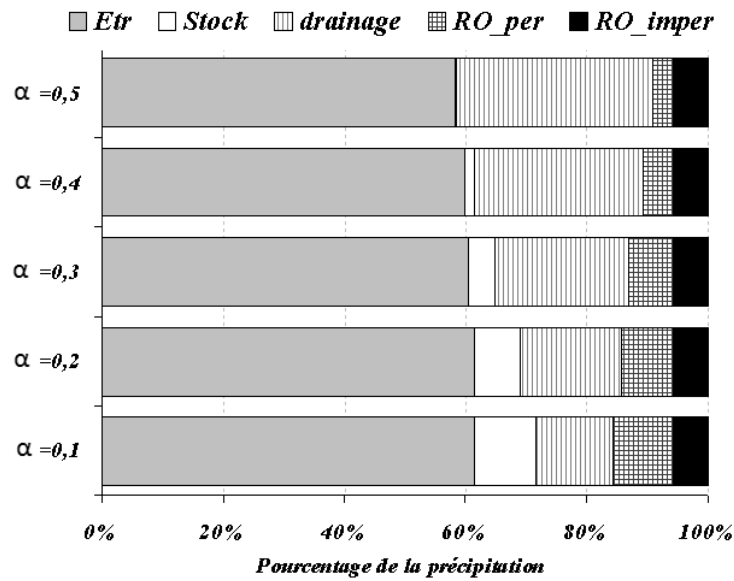


FIGURE 4.17 – Impact de la variation de α sur les bilans hydriques de l'année 2006-2007 pour f constant = $4 m^{-1}$.

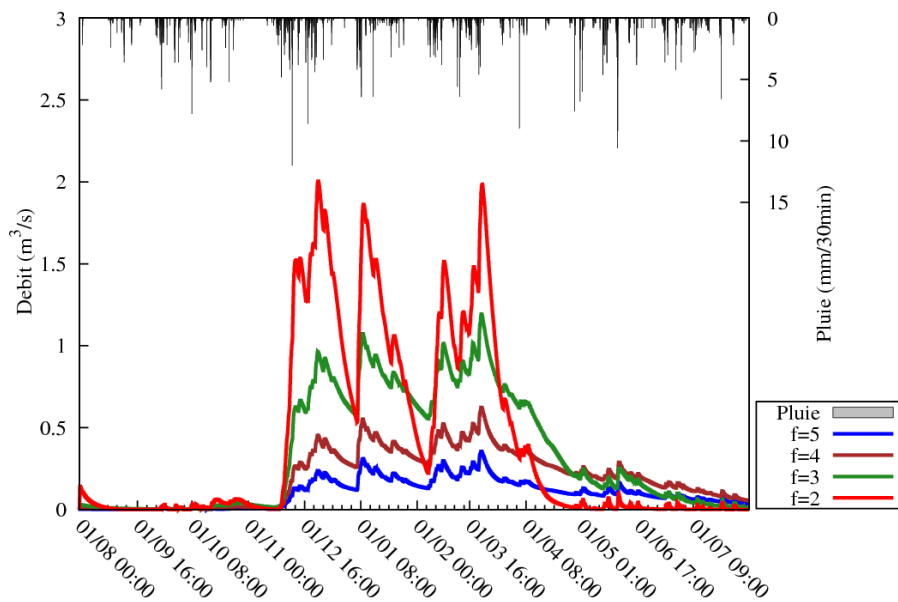


FIGURE 4.18 – Impact de la variation de f sur le débit du drainage profond (2006-2007).

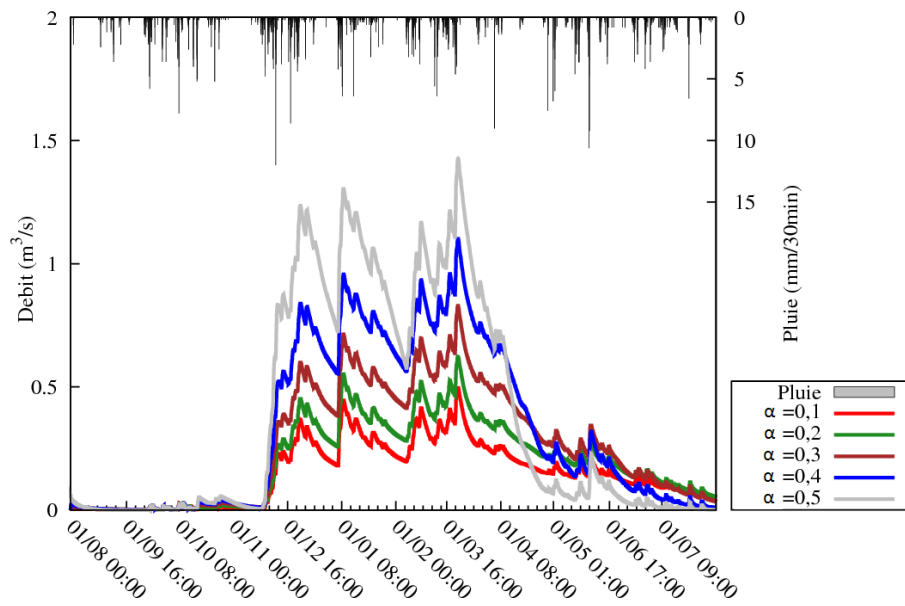


FIGURE 4.19 – Impact de la variation de α sur le débit du drainage profond (2006-2007).

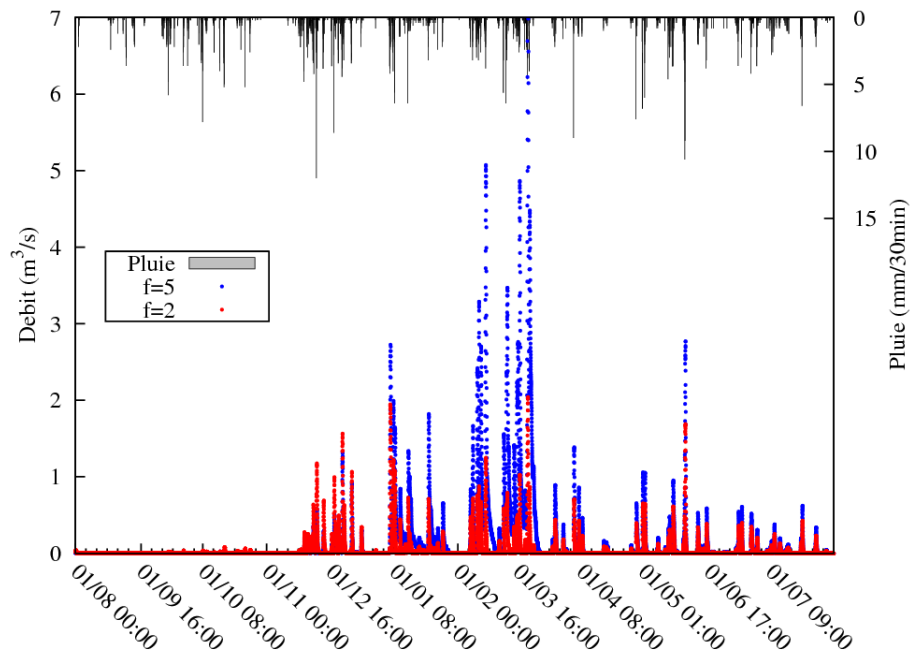


FIGURE 4.20 – Impact de la variation de f sur le ruissellement des surfaces perméables (2006-2007).

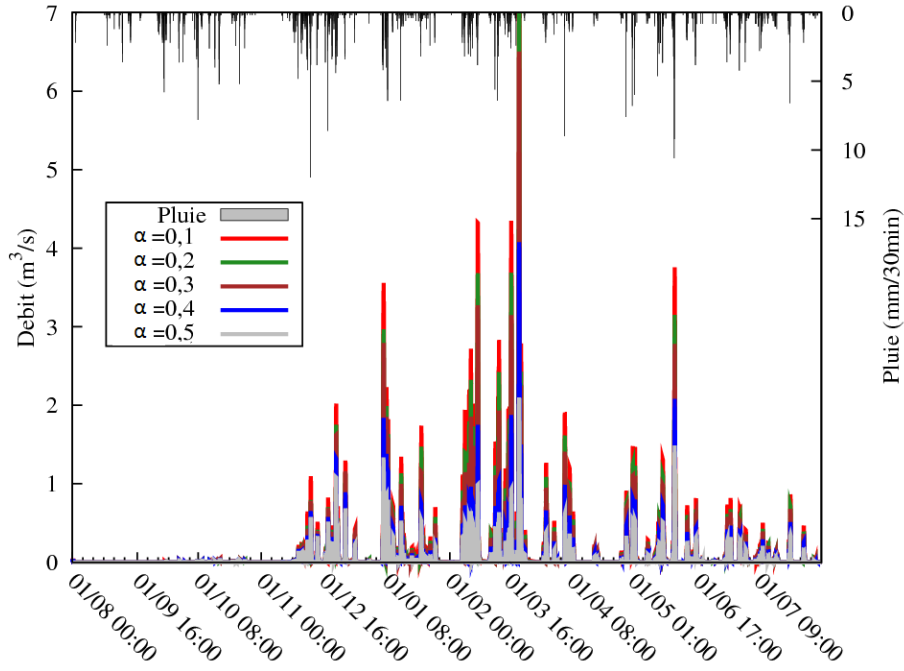


FIGURE 4.21 – Impact de la variation de α sur le ruissellement des surfaces perméables (2006-2007).

TABLE 4.7 – Synthèse des effets de l'augmentation des paramètres de sol

Paramètre	$K_{sat}(d_2)$	Stock	Évaporation	Drainage	RO perm	CE	Q pointe
f ↗	↘	↗	↗	↘	↗	↘	↗
α ↗	↗	↘	↘	↗	↘	↗	↘

importants pour les valeurs de conductivité plus faibles, i.e. pour des valeurs faibles de α et plus fortes de f . Ceci peut être visualisé dans les figures 4.20 et 4.21 .

La table 4.7 présente une synthèse des effets de la variation des paramètres du profil de décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} .

Quintana-Seguí *et al.* (2009) ont réalisé une étude de sensibilité pour f et α pour ISBA couplé au modèle hydrologique MODCOU. Ils ont trouvé les mêmes effets pour l'augmentation de f : augmentation de l'évaporation, diminution et retardement du flux de drainage profond.

Pour l'augmentation de α de 0,3 à 0,7, ils ont obtenu un drainage croissant et plus rapide, ce qui est cohérent avec la tendance montrée dans la figure 4.19 et 4.17. En revanche, ils ont constaté une augmentation de l'évaporation avec α , qui peut être expliquée par l'accroissement des flux ascendants facilités par une conductivité hydraulique plus importante. Les résultats obtenus avec ISBA-TOPMODEL ont montré l'effet contraire : une diminution de l'évaporation avec l'augmentation d' α , qui peut être expliquée par la diminution d'eau emmagasiné dans le sol (*Stock*) disponible pour l'évaporation.

4.3.2 Raccordement des surfaces imperméabilisées au réseau de drainage

Le taux de raccordement des surfaces imperméabilisées au réseau d'assainissement, qui a été initialement estimé à 85% est comparé à un taux de raccordement de 100%, pour la simulation de l'année hydrologique 2006-2007.

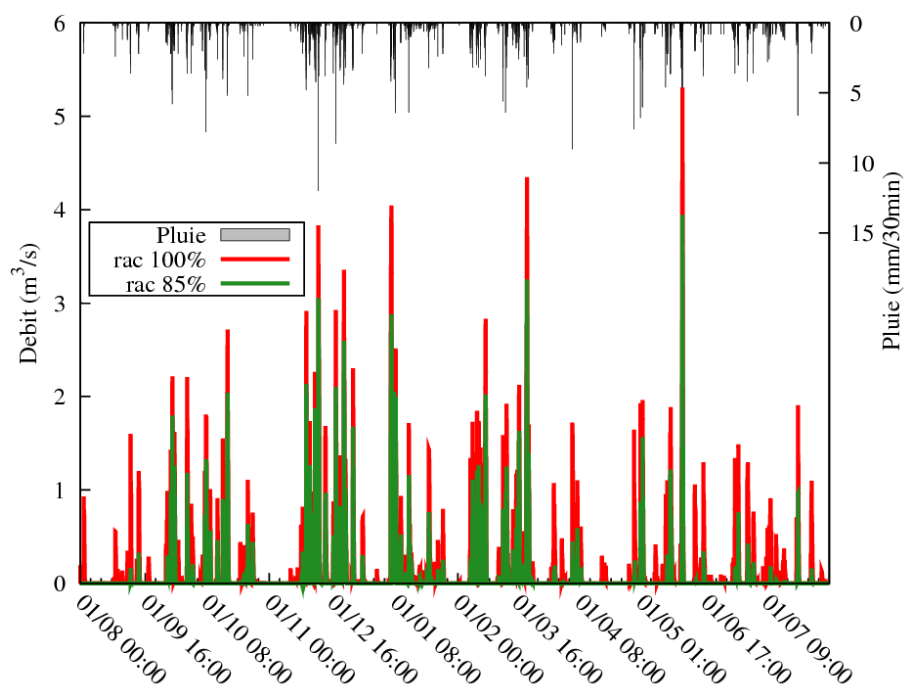


FIGURE 4.22 – Débit simulé des zones imperméabilisées avec un raccordement (*rac*) à 100% (rouge) et à 85% (vert) pour l'année hydrologique 2006-2007.

La figure 4.22 montre l'impact de cette information sur le ruissellement des zones imperméables pour un raccordement variant de 100% à 85%. Bien que la différence entre les surfaces totales imperméabilisées raccordées soit d'à peine $0,15\text{km}^2$, soit 0,5% du bassin total, la sensibilité des pics de ruissellement est conséquente. La différence entre les pics peut dépasser $1\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, notamment le 1^{er} janvier et le 15 mai 2007. Certains évènements, comme celui du 1^{er} septembre 2006 et celui du 1^{er} avril 2007, ont le pic de débit deux fois plus fort pour le raccordement à 100% que pour celui de 85%. Quelques évènements pluvieux ne déclenchent une réaction du bassin versant qu'avec un raccordement de 100%, mais pas à 85%, ce qui est le cas des épisodes du 3 et 20 août 2006 et 26 mai 2007.

La figure 4.23 montre que le raccordement à 85% représente mieux les débits maximaux hebdomadaires pour cette année. En concordance avec ce constat, la tableau 4.8

TABLE 4.8 – Sensibilité au taux de raccordement des surfaces imperméables dans les zones urbaines.

Année	2006-2007	
	Raccordement 85%	100%
NSE	0,73	0,71
Pbias (%)	-7,15	-10,44

montre que les critères de Nash et PBIAS obtenus sont nettement meilleurs avec le raccordement à 85% que ceux obtenus avec un raccordement à 100%.

Ces résultats montrent, d'une part, que l'hypothèse que le taux de raccordement sur les zones urbaines du bassin versant de la Chézine est de l'ordre de 85% était pertinente pour cette année de validation. D'autre part, ils montrent que le débit simulé est très sensible à la variation du taux de raccordement.

Une augmentation de 18% du taux de raccordement (de 85 à 100%) tend à augmenter les débits de pointe de 8% (figure 4.24).

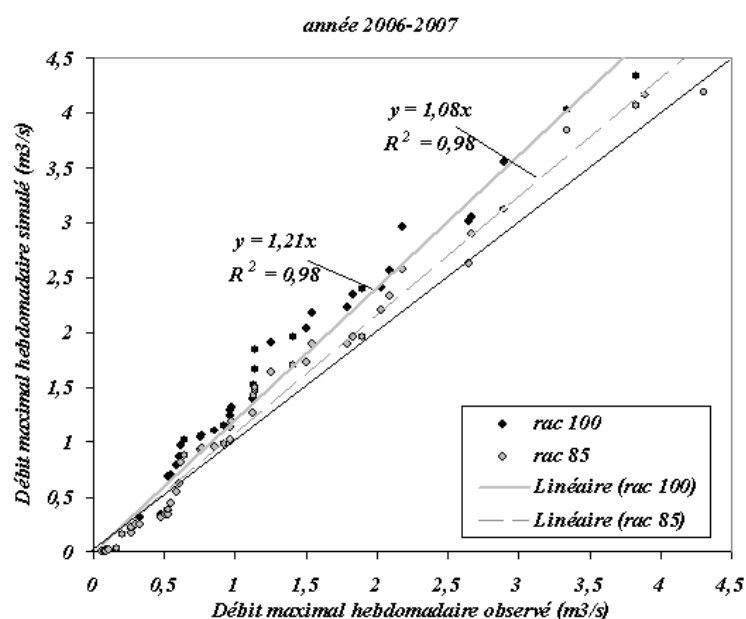


FIGURE 4.23 – Variation des débits maximaux hebdomadaires aux taux de raccordement des surfaces imperméables de 85% et de 100% pour les années hydrologiques d'évaluation 2006- 2007. Les droites approximatives sont affichées en gris clair, à côté de leur équation et le coefficient de détermination R^2 .

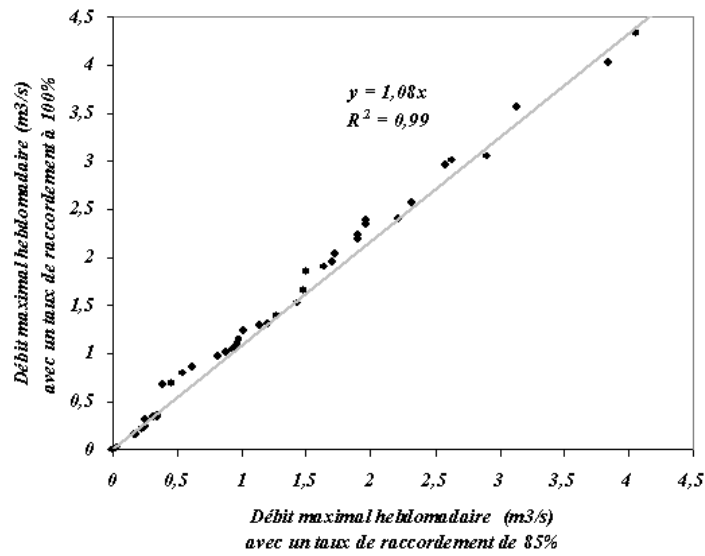


FIGURE 4.24 – Débits maximaux hebdomadaires simulés avec un taux de raccordement de 100% comparés à ceux simulés à un taux de 85%, pour l'année 2006-2007 .

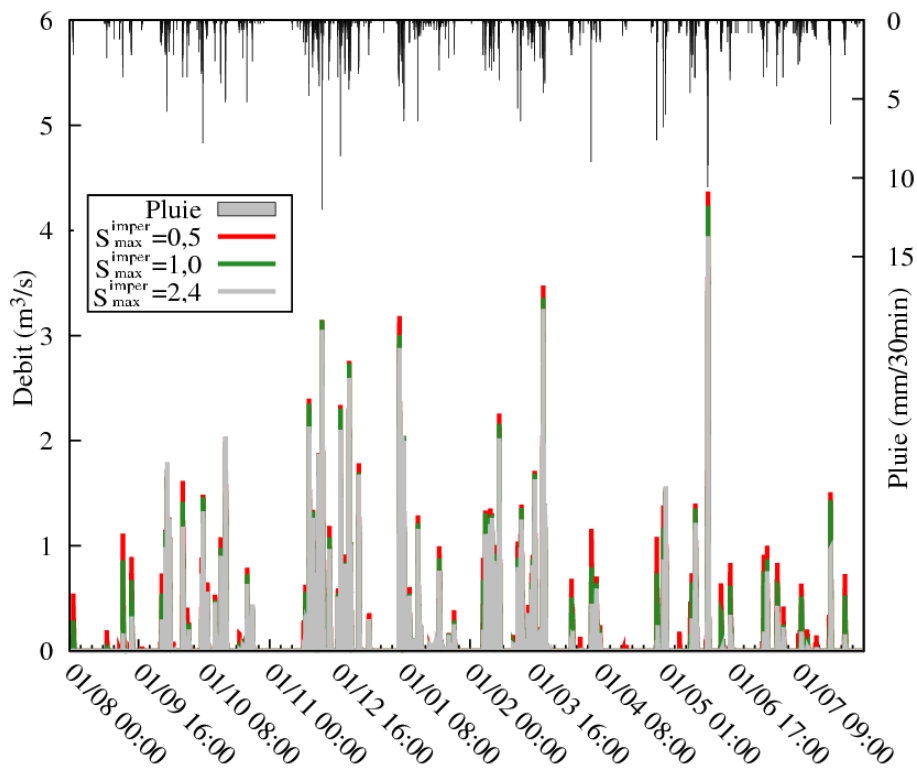


FIGURE 4.25 – Débit simulé des surfaces imperméabilisées avec S_{max}^{imper} égal à 0,5 (rouge) et à 2,4 mm (gris) pour l'année hydrologique 2006-2007

4.3.3 Sensibilité à la capacité de stockage des surfaces imperméabilisées

La capacité de stockage des surfaces urbaines était initialement estimée à 2,4 mm. Compte tenu des biais importants de sous-estimation des débits annuels révélés par l'évaluation du modèle, notamment PBIAS de 63% pour 2004-2005, les valeurs testées pour ce paramètre ont été de 1 mm et 0,5 mm. Augmenter la capacité de stockage augmenterait le biais des années pour lesquelles le débit est déjà trop sous-estimé. Cette gamme de valeurs est souvent utilisée pour estimer les pertes initiales sur surfaces imperméables (cf table 4.1).

La figure 4.25 montre le débit des zones imperméables quand S_{max}^{imper} varie entre 0,5 et 2,4 mm pour l'année hydrologique 2006-2007. La sensibilité est remarquable en été, mais très faible en hiver. En été, les conditions climatiques permettent que les surfaces sèchent (par évaporation) entre un événement pluvieux et l'autre. Ainsi, une grande capacité de stockage engendre des grandes pertes initiales pour chaque pluie. En hiver, les événements sont plus fréquents et l'évaporation plus faible. Ces conditions font que le réservoir est pratiquement tout le temps rempli et les pertes initiales faibles, indépendamment de la capacité de stockage. Aucun décalage dans le temps n'a été identifié dans les pics de débit avec la variation de ce paramètre. Les bilans en eau ne sont pas sensibles à la variation de S_{max}^{imper} pour les valeurs testées.

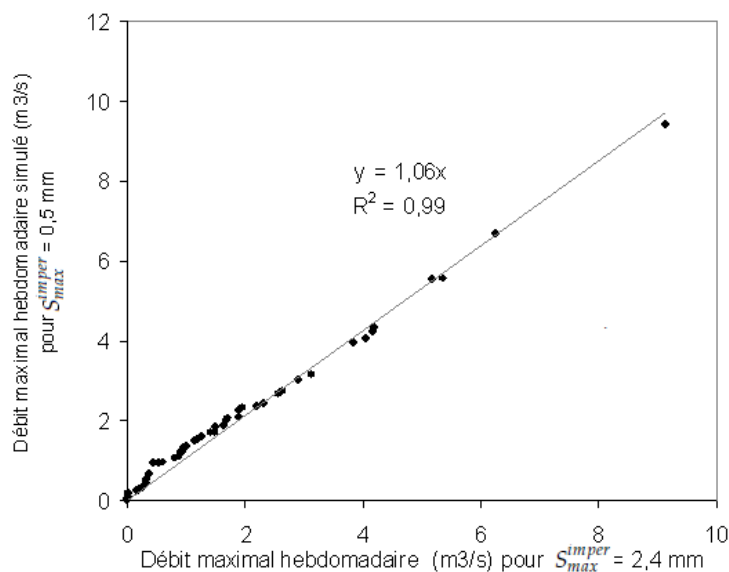


FIGURE 4.26 – Débits maximaux hebdomadaires simulés avec une capacité de stockage S_{max}^{imper} de 0,5 mm comparés à ceux simulés pour $S_{max}^{imper} = 2,4$ mm pour l'année 2006-2007.

L'écart relatif entre les critères de Nash avec $S_{max}^{imper} = 0,5$ et $S_{max}^{imper} = 2,4$ mm est de 5%. En revanche, le biais pour $S_{max}^{imper} = 0,5$ mm est deux fois plus grand que pour $S_{max}^{imper} = 2,4$ mm (table 4.9). Une diminution de 79% de S_{max}^{imper} (de 2,4 mm à 0,5 mm) tend à augmenter les débits de pointe de 6% (figure 4.26).

L'impact de la capacité de stockage de l'eau des surfaces imperméabilisées S_{max}^{imper} est particulièrement fort lors des évènements où la réponse des surfaces urbaines est prédominante sur celle des surfaces naturelles, comme c'est le cas lors de périodes sèches.

L'analyse du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Chézine, basée sur les données observées de pluie et débit, a montré que la réponse urbaine est prépondérante lorsque le bassin est sec (cf. chapitre 2). Notamment la simulation de l'année 2004-2005 est particulièrement sensible à ce paramètre, comme l'indiquent les critères dans la table 4.9(b).

Ces résultats suggèrent que les valeurs des critères statistiques atteintes par les simulations de ce modèle peuvent être améliorées par un calage incluant l'ajustement de S_{max}^{imper} .

TABLE 4.9 – Sensibilité à la capacité de stockage urbain pour 2006-2007 et pour l'année sèche de 2004-2005.

(a) Année 2006-2007 S_{max}^{imper}	0,5	1,0	2,4
NSE	0,69	0,72	0,73
Pbias	-15,00	-11,31	-7,15

(b) Année 2004-2005 S_{max}^{imper}	0,5	1	1,5	2,4
NSE	0,60	0,63	0,61	0,54
PBIAS	43,78	54,15	58,93	63,02

4.3.4 Sensibilité au paramètre d'infiltration sur les surfaces imperméables

L'impact de la variation du taux d'infiltration K^{imper} moyen sur les surfaces imperméabilisées n'est pas apparent sur les hydrogrammes de débit, ni sur les débits de pointe pour les valeurs testés de $K^{imper} = 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ et 10^{-8} m.s^{-1} .

Les flux de drainage profond obtenus avec chaque valeur testée pour K^{imper} sont tracés dans la figure 4.27. La capacité d'infiltration à un taux de 10^{-8} m.s^{-1} a un débit de base

plus fort que la courbe de $K^{imper} = 10^{-9} m.s^{-1}$. Cela signifie que l'eau qui s'infiltré dans les chaussées contribue au débit de base via le drainage profond. Le critère de Nash est peu sensible à la variation de la capacité d'infiltration. L'augmentation de dix fois de K^{imper} impact NSE de 0,03 (table 4.10) et le biais diminue de 2,10%.

Le bilan en eau n'est pas sensible à la variation de K^{imper} , pour les valeurs testées.

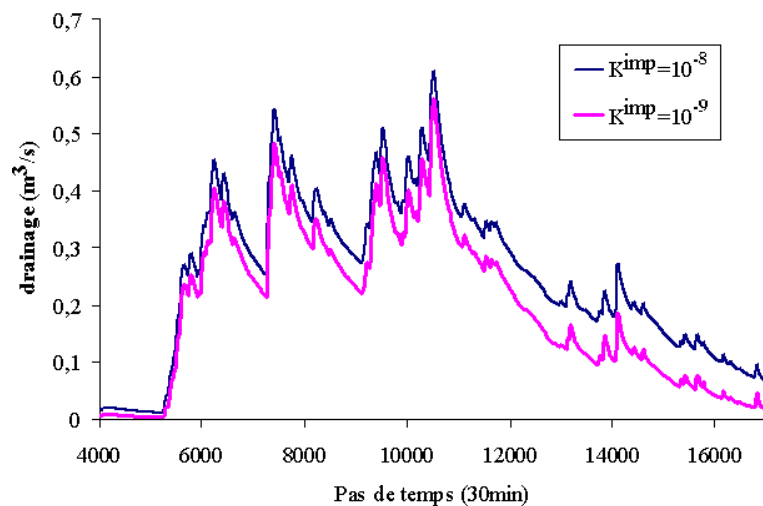


FIGURE 4.27 – Drainage profond pour les valeurs de $K_{imper} = 10^{-9} m.s^{-1}$ (rose) et $10^{-8} m.s^{-1}$ (bleu) pour l'année hydrologique 2006-2007.

TABLE 4.10 – Sensibilité à la capacité d'infiltration des surfaces imperméables dans les zones urbaines.

Année	2006-2007		
	0	$10^{-9} m.s^{-1}$	$10^{-8} m.s^{-1}$
NSE	0,73	0,74	0,71
Pbias (%)	-10,16	-5,38	-3,28

4.4 ESTIMATION DU PARAMÈTRE D'INFILTRATIONS PARASITES

Le paramètre I_p (eq.3.25, § 3.3.2) est évalué également sur la période de 2006-2007.

Les zones urbaines de la Chézine ne sont pas équipées par des capteurs dans le réseau d'assainissement. Les infiltrations parasites sont ainsi déterminées de manière à avoir un bilan en zone urbaine cohérent avec d'autres bassins voisins, dont les débits des réseaux sont suivis.

Le bassin choisi est celui du Pin Sec, dans la ville de Nantes, dont le réseau d'assainissement est du type séparatif, ce qui a pour intérêt de distinguer les fonctions eaux usées

et eaux pluviales. Les interactions entre les réseaux d'assainissement et les eaux souterraines ont été détaillées dans la thèse de LeDelliou (2009). Les deux exutoires ont été instrumentés afin de connaître l'ensemble de caractéristiques du réseau d'assainissement du bassin versant du Pin Sec et l'analyse des données a été réalisée pour la période du 21 septembre 2006 au 20 septembre 2007.

TABLE 4.11 – Bilans hydriques des bassins versant urbains nantais et des zones urbaines de la Chézine. Q_b (EP) est le débit de base du réseau d'eaux pluviales et Q_b (EU) celui des eaux usées.

Bassin versant	Pin Sec	Rezé	Gohards	Chézine
valeurs	observées	observées	observée	simulées
durée	1an	10 ans	4 ans	1 an
période	mai 2006 à mai 2007	1991 à 2002	1998 à 2002	sept 2006 à sept 2007
imperméabilisation	46%	38%	46%	30%
Evaporation	32,0%	40%	33,80%	56%
Ruissellement	25,8%	22,6%	26,8%	19%
Q_b (EP)	10,9%	10,7%	10,1%	7%
Q_b (EU)	21,6%	18%	nd	14%
Stock+drainage	9,7%	nd	nd	8%

nd = non disponible

Les deux autres bassins de référence sont celui des Gohards (180 ha) et celui de Rezé (18 ha), également situés en région nantaise (Rodriguez *et al.* 2008). Les bilans hydriques de ces bassins urbains sont montrés et comparés à celui de la zone urbaine de la Chézine ($10km^2$) dans le table 4.11.

Le flux de ruissellement dans les zones urbaines est composé par toute l'eau du ruissellement des surfaces imperméables plus 15,6% du ruissellement des surfaces perméables (cf. § 3.3.5).

Un ajustement manuel du paramètre I_p a été réalisé grâce à la compréhension physique des premiers résultats simulés. La proportion entre le débit de base du réseau d'eaux usées et celui d'eaux pluviales est d'environ 2 pour les bassins du Pin Sec et de Rezé. Cette même proportion a été imposée dans le modèle pour la Chézine.

La part de la pluie qui rejoint le réseau drainant dans les zones urbaines de la Chézine est plus faible que sur les autres bassins urbains car son urbanisation est 50% moins dense. Le taux d'imperméabilisation du bassin du Pin Sec est de 0,46 alors que celui des zones

urbaines de la Chézine est de 0,30. La valeur de I_p ajustée pour avoir ce résultat a été de 0,001.

4.5 SENSIBILITÉ AUX PARAMÈTRES DE PROPAGATION DE DÉBIT

Les paramètres de la fonction de transfert sont la célérité Ce et la diffusivité D pour les parcours en rivière, la célérité pour les écoulements sur le versant naturel et la célérité pour les écoulements dans les réseaux urbains.

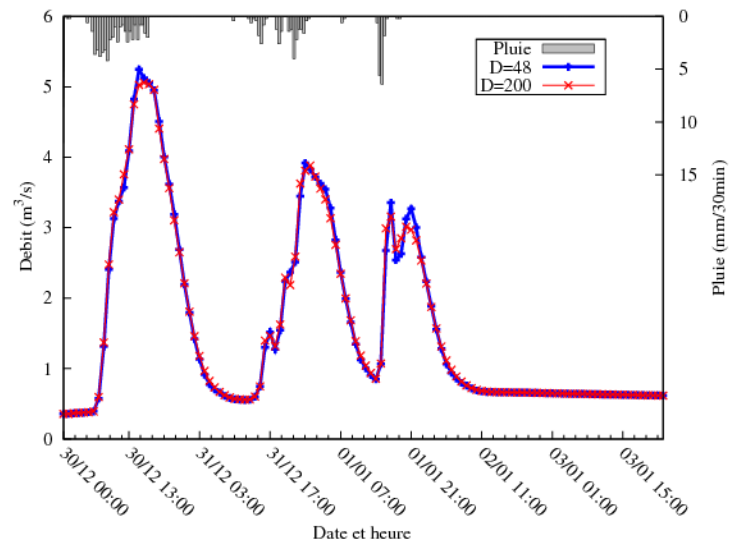


FIGURE 4.28 – Débits simulés pour la période du 30/12/2006 au 03/01/2007 avec la diffusivité $D = 200\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ (trait rouge) et $D = 48\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ (trait bleu).

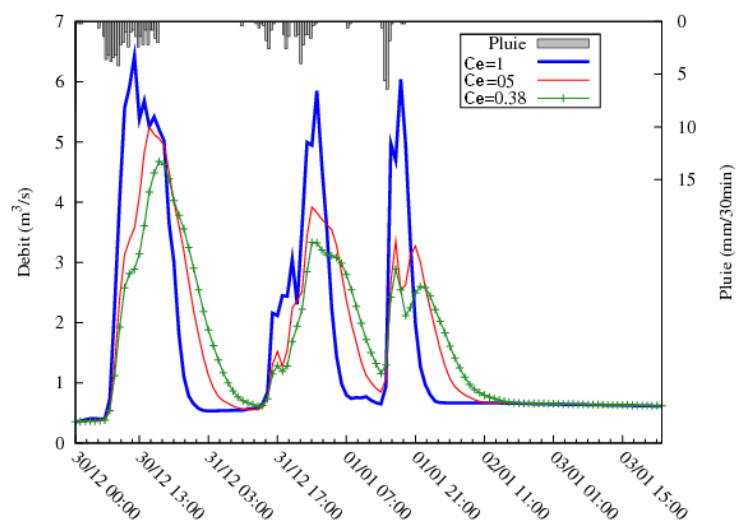


FIGURE 4.29 – Débits simulés pour la période du 30/12/2006 au 03/01/2007 avec la célérité $Ce=0,38\text{ m.s}^{-1}$ (trait rouge), $Ce=0,5\text{ m.s}^{-1}$ et $Ce = 1\text{ m.s}^{-1}$ (trait bleu).

L'ajustement de ces quatre paramètres a été fait lors de l'analyse du fonctionnement hydrologique de la Chézine, à l'échelle événementielle, utilisant la fonction de transfert extraite des données observées, par la méthode DPFT. La valeur de célérité en rivière optimale obtenue est de $C_e = 0,38 \text{ m.s}^{-1}$ et de coefficient de diffusion de $D = 48 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. La célérité en réseau urbain a été estimée également à $0,38 \text{ m.s}^{-1}$.

L'impact de la variation de la fonction de transfert est peu visible sur l'ensemble d'une chronique de débits annuelle. Les paramètres de transfert n'ont aucune influence sur le bilan en eau. L'impact de ces paramètres de transfert est sur la dynamique du bassin, qui est traduit par le délai de réponse et la forme des hydrogrammes événementiels. La figure 4.28 montre l'effet de la variation du coefficient de diffusion de 48 à $200 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Même à l'échelle événementielle de quelques jours (du 30/12/2006 au 03/01/2007), l'hydrogramme montre que la sensibilité des simulations à une augmentation de ce paramètre de plus de quatre fois n'est pas significative.

La variation de la célérité à cette même échelle événementielle est montrée dans la figure 4.29. La forme et le temps de réponse des hydrogrammes est visiblement plus sensible aux variations de célérité qu'aux variations de diffusivité. Doubler la célérité augmente et parfois rassemble les pics de débit.

4.6 COMPARAISON ENTRE LES PARAMÈTRES

Pour conclure cette étude, il est souhaitable de comparer la sensibilité du modèle aux divers paramètres analysés dans ce chapitre entre eux. En toute rigueur, il serait nécessaire d'identifier d'abord la sensibilité du modèle à chaque paramètre **en fonction de la valeur** de ce paramètre, mais cela implique un temps de calcul trop important et impossible dans le cadre de ce travail. Il semble logique d'étudier la sensibilité du modèle autour des valeurs considérées comme optimales, dans une gamme représentative de conditions de fonctionnement.

La sensibilité "SENS" du modèle est évaluée pour la variation à deux critères numériques : Nash et PBIAS, normalisés par la variation relative de chaque paramètre. La valeur de référence de chaque paramètre (P_1) est celle qui a été choisie au préalable. La sensibilité dépend de ces valeurs de départ listées ci-dessous :

- Raccordement = 85%
- $S_{max}^{imper} = 2,4 \text{ mm}$
- $K^{imper} = 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$

$$- f = 4 \text{ m}^{-1}$$

$$- \alpha = d_c/d_2 = 0,2$$

La sensibilité dépend aussi de la période analysée, mais une année hydrologique rassemblant des périodes sèches et des périodes humides peut donner une idée de la tendance générale de la sensibilité du modèle appliqué à ce bassin versant aux divers paramètres. La comparaison est ainsi réalisée pour les critères calculés au pas de temps de 30 min pour l'année hydrologique 2006-2007. La méthode utilisée est basée sur l'équation suivante :

$$SENS = \frac{\frac{|NSE_1 - NSE_2|}{|NSE_1|}}{\frac{|P_1 - P_2|}{|P_1|}} \quad (4.2)$$

où P_1 est la valeur du paramètre de référence, $\frac{|P_1 - P_2|}{|P_1|}$ la variation relative de ce paramètre, NSE_1 le critère de Nash pour la simulation avec P_1 et $\frac{|NSE_1 - NSE_2|}{|NSE_1|}$ la variation relative du critère de Nash correspondante. Si $SENS > 1$, une variation de $x_p\%$ du paramètre se traduit par une variation de $Xc\% > x_p\%$ (plus grande) du critère.

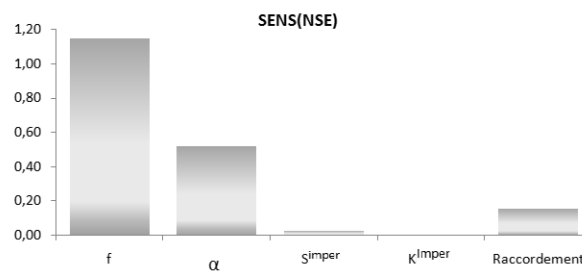


FIGURE 4.30 – Comparaison entre la sensibilité du modèle selon le critère de Nash des différents paramètres pour la période 2006-2007.

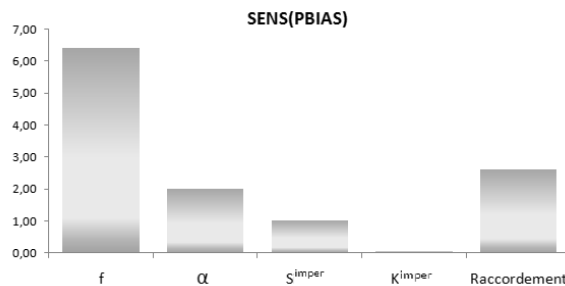


FIGURE 4.31 – Comparaison entre la sensibilité du modèle selon le critère de PBIAS des différents paramètres pour la période 2006-2007.

Les résultats obtenus pour comparer $SENS$ du critère de Nash sont affichés dans la

figure 4.30. La même méthode est appliquée au critère de pourcentage de biais, et les résultats sont affichés dans la figure 4.31.

Le paramètre auquel le modèle est le plus sensible est le facteur de décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique à saturation, f . Le paramètre auquel le modèle est le moins sensible est K^{imper} , avec $SENS(PBIAS)= 0,06$ et $SENS(NSE)= 0,003$. Parmi les paramètres urbains, le taux de raccordement présente les valeurs de SENS les plus importantes, surtout pour le critère PBIAS.

Cette classification est limitée au bassin périurbain de la Chézine et le modèle est sûrement plus sensible aux paramètres liés aux processus urbains quand il est appliqué sur des bassins versants où le taux d'imperméabilisation est plus important. Une autre limite de cette comparaison, est que la sensibilité du modèle à un paramètre dépend de sa valeur mais aussi de celles des autres paramètres. Par exemple, avec un taux de raccordement plus faible, la sensibilité du modèle aux autres paramètres urbains tend à diminuer.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Le couplage ISBA-TOPMODEL a été appliqué sur la Chézine, en continu, du 1^{er} août 2001 au 31 juillet 2010. Un calage a été réalisé pour les paramètres du profil de décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique à saturation, f et d_c . La configuration des autres paramètres du modèle a été déterminée à partir de mesures ou de références bibliographiques.

Les résultats ont été évalués par comparaison aux débits, calculés à partir des mesures des hauteurs d'eau. Les critères numériques de comparaison NSE, PBIAS calculés sur les valeurs de débits au pas de temps de 30 minutes et journaliers ont montré que le modèle est assez performant sur le bassin de la Chézine. Le critère de Nash pour la période de calage est de 0,79 et le PBIAS de -2,19. Pour la période de validation, la simulation de l'année de 2006-2007 conduit à un critère de Nash de 0,73 et le PBIAS de -7,15.

Les critères statistiques varient beaucoup d'une année à l'autre. En particulier, le biais qui indique une surestimation de plus de 10% pour trois années et une sous-estimation qui varie entre 27% et 63% pour les cinq années restantes. Sachant que le biais est surtout sensible aux paramètre f et que les paramètres urbains (S_{max}^{imper} et le taux de raccordement)

ne varient pas ou très peu d'une année à l'autre, il semble que les valeurs des paramètres f et α optimales ne sont pas les mêmes selon l'année simulée. On peut émettre alors l'hypothèse qu'ISBA-TOPMODEL, comme la plupart des autres modèles hydrologiques, ne réussit pas à bien reproduire les différents écoulements dans le sol. Selon les conditions hydriques et donc climatiques, les écoulements liés aux macropores par exemple seront plus ou moins importants.

De plus, Graham *et al.* (2010) constatent que la connaissance sur les éléments seuils qui déclenchent la réponse des versants aux précipitations est toujours floue. Les questions basiques comme le type, la localisation et la dynamique des écoulements restent encore sans réponse, même sur les sites les plus intensivement étudiés. Dans leur travail, riche en mesures de terrain, les auteurs montrent qu'un volume important d'eau est transféré par des chemins préférentiels dans le sol. Leurs résultats suggèrent que les éléments majeurs qui contrôlent les chemins des écoulements de subsurface ne sont pas les paramètres mesurés standards, tels que la topographie, l'épaisseur de sol, la perméabilité et la texture du sol, mais plutôt d'autres paramètres plus difficiles à mesurer comme la micro-topographie du socle rocheux, la perméabilité de ce socle et les vitesses latérales en subsurface (anisotropie à l'échelle du versant).

La capacité du modèle à représenter la réponse hydrologique de la Chézine lors des événements pluvieux a été évaluée à travers la distribution des débits de pointe et des débits de base des événements identifiés. Les débits de pointe les plus marqués ($Q > 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) sont en moyenne surestimés et les débits de base sont sous-estimés par le modèle. Les résultats suggèrent une faiblesse du modèle pour représenter en particulier les écoulements lents.

L'étude de sensibilité aux paramètres du modèle a permis de mieux appréhender le fonctionnement du modèle, en mettant notamment en évidence les impacts sur chaque processus représenté (ruissellement sur surfaces urbaines, ruissellement sur surfaces perméables, drainage profond). L'étude permet aussi de distinguer les paramètres qui ont une influence sur le débit, sur le bilan en eau ou sur les deux.

Le débit et le bilan hydrique sont très sensibles aux paramètres f et d_c du profil de k_{sat} . Au contraire des résultats d'autres analyses de sensibilité réalisées précédemment sur ces deux paramètres (Decharme *et al.* 2006), l'impact de l'augmentation de f est d'augmenter k_{sat} , et par conséquent, augmenter la part de stockage dans le sol, augmenter l'évapo-

transpiration et aussi le ruissellement et diminuer le drainage profond. Ces impacts sont inversés pour un $\alpha = d_c/d_2 \geq 1$.

Les résultats de sensibilité au taux de raccordement des surfaces imperméabilisées montrent, d'une part, que l'hypothèse que ce taux sur les zones urbaines du bassin versant de la Chézine est de l'ordre de 85% était pertinente. D'autre part, ils montrent que le débit simulé est très sensible à la variation du taux de raccordement. Cela semble qu'une manière efficace de maîtriser la contribution urbaine au ruissellement est de limiter les raccordements des surfaces au réseau d'assainissement. Ainsi, ces résultats vont dans le sens des politiques qui visent à les diminuer d'avantage.

La comparaison entre la sensibilité du modèle aux différents paramètres montre que le modèle est relativement peu sensible aux paramètres S_{max}^{imper} et K^{imper} pour le cas du bassin versant de la Chézine. Sur les bassins versants où l'urbanisation est plus étendue, ces paramètres doivent avoir un impact plus significatif sur les simulations, augmentant l'intérêt de réaliser un ajustement plus détaillé pour attribuer leur valeurs.

AUTRES APPLICATIONS DU MODÈLE

5

SOMMAIRE

PERSPECTIVES	182
------------------------	-----

CE chapitre a pour objectif d'appliquer le modèle développé dans cette étude dans des situations différentes.

Dans un premier temps, il est utilisé sur le bassin versant de la Chézine mais sur le sous-bassin versant amont, peu urbanisé et pour lequel quelques données observées sont disponibles pour l'étude.

Dans un deuxième temps, le modèle est encore appliqué sur le bassin versant de la Chézine et sur la même période 2001-2010, mais avec des occupations du sol différentes : (i) les zones urbaines sont "effacées" et (ii) les zones urbaines sont "étalées" de manière homogène sur tout le bassin versant. Bien que ces scénarios soient extrêmes et peu réalistes, ils permettent d'une part de tester le modèle sur les possibilités de simuler des scénarios d'aménagement, et d'autre part de mieux comprendre comment le modèle prend en compte l'impact des surfaces imperméabilisées sur le bilan hydrologique.

5.1 LE SOUS-BASSIN VERSANT DE LA CHÉZINE : SAUTRON

L'instrumentation pour mesurer la pluie et le débit installée à Sautron dans la partie amont de la Chézine depuis 2008 permet, entre autres, d'évaluer l'applicabilité du modèle sur un sous-bassin de la Chézine. L'objectif est de vérifier si la configuration définie pour le bassin entier (paramètres de sol et urbains) est aussi adaptée pour simuler les débits dans d'autres points du cours d'eau que l'exutoire.

5.1.1 Description du bassin versant amont à Sautron

La surface du bassin versant de Sautron est de 5 km^2 , correspondant à environ $1/6$ de la surface du bassin versant de la Chézine (figure 2.6).



FIGURE 5.1 – Surfaces urbaines (pixels noirs) et réseau hydrographique (courbe bleue) sur le bassin versant de Sautron.

La définition des zones urbaines est la même que celle utilisée pour le bassin versant de la Chézine. Seules les surfaces imperméables (routes et bâtiments) à moins de 100 m du réseau hydrographique ont été intégrées dans la zone urbaine. La figure 5.1 met en évidence ces surfaces urbaines qui correspondent à 3,5% du bassin versant.



FIGURE 5.2 – Exemples de fossés rencontrés dans la zone rurale de la Chézine (IFSTTAR, 2008).

Mais le fait d'être faiblement urbanisé ne signifie pas que les écoulements de l'eau de ce bassin versant n'ont pas été modifiés par des chemins artificiels en zone rurale. En effet, en absence d'un réseau d'assainissement, les champs et les routes en milieu rural sont souvent drainés par un réseau de fossés (figure 5.2).

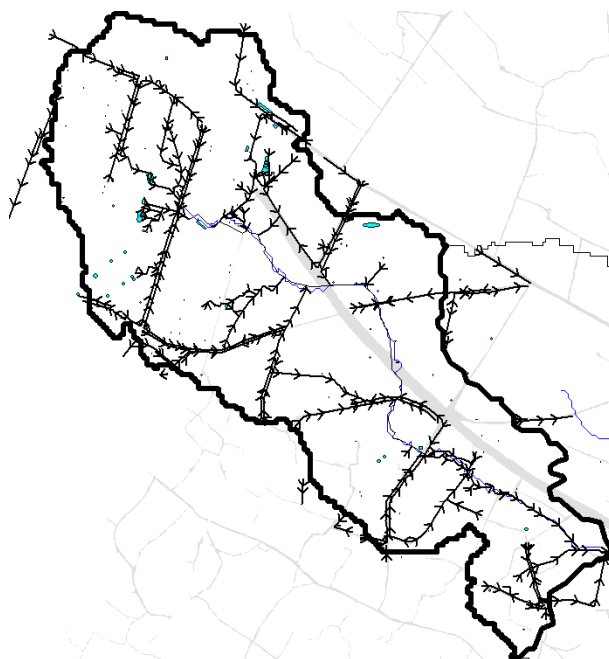


FIGURE 5.3 – Fossés digitalisés sur le sous-bassin versant amont de Sautron, zone rurale de la Chézine.

Dans le cadre du projet AVuPUR, une campagne de digitalisation des données de chemins de l'eau a été réalisée afin d'étudier les chemins artificialisés dans la zone rurale de la Chézine. Ces données ont été récoltées sur le terrain par une équipe du groupe Géotechnique Eau et Risques de l'IFSTTAR pendant le printemps de 2008. Les fossés ont été localisés, leurs dimensions ont été mesurées et le sens de l'écoulement a été noté (figure 5.3).

Un travail de reconstitution du réseau hydrographique du bassin de la Chézine à partir de données vectorielles créées (fossés) et existantes (voirie, réseaux d'assainissement) a été réalisé par Palaccio (2008). Cette méthode a permis d'identifier la fonction de transfert du bassin versant à partir des chemins de l'eau observés sur le terrain. Les inconvénients de l'utilisation de ces données en modélisation sont d'une part le travail coûteux et laborieux de recensement et digitalisation, et d'autre part leur fonctionnement variable selon l'humidité du sol et de l'entretien. En effet, lors de la campagne de terrain, nous avons constaté un grand nombre de fossés partiellement ou entièrement obstrués. Les pratiques d'entretien sont très variables dans le temps et dans l'espace. Palaccio (2008) a montré que

le réseau hydrographique prenant en compte les fossés peut être approché par l'extraction du réseau à partir du MNT utilisant une aire drainée seuil faible pour densifier le réseau.

Dans cette étude, dans un premier temps, le réseau hydrographique est extrait du MNT de la même façon que pour la Chézine à Procé. Ainsi, le réseau est le même pour cette expérience que pour la simulation à Procé.

5.1.2 Configuration du modèle

Le modèle adapté aux bassins versants périurbains, développé dans ce travail et décrit dans le chapitre 3, a été utilisé pour simuler le débit du bassin versant de Sautron pendant la période de 2009 à 2010. L'année 2008-2009 a été simulée pour permettre la mise-en-équilibre du modèle et ne sera pas étudiée. Le même ensemble de valeurs des paramètres utilisés pour le bassin versant de la Chézine a été utilisé pour son sous-bassin versant :

- Raccordement = 85% \Rightarrow taux d'imperméabilisation effectif = 1,1%
- $S_{max}^{imper} = 2,4$ mm
- $K^{imper} = 10^{-9}$ m/s
- $f = 4$ m⁻¹
- $\alpha = d_c/d_2 = 0,2$

Les données de forçage de la base SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) sont les mêmes que celles utilisées pour les simulations de la Chézine, avec une résolution de 8 km. En revanche, **les données de pluie utilisées pour le forçage sont celles mesurées par le pluviomètre de Sautron** (figure 2.6), installé et géré par l'IFSTTAR depuis 2008. Le cumul de pluie mesuré par le pluviomètre de Sautron est de 863,65 mm, un écart de 2,5% par rapport au cumul de pluie mesuré aux Dervallières, en aval de la Chézine.

Le débit mesuré à Sautron a un cumul de 344,61 mm sur la période considérée, ce qui correspond à un coefficient d'écoulement annuel de 0,40. Le coefficient d'écoulement annuel de Sautron est significativement supérieur à celui de Procé (0,28) pour la même année hydrologique (2009-2010).

La base de données utilisée pour identifier la couverture végétale (ECOCLIMAP) et les données de surface de routes et des bâtiments utilisées pour définir les zones urbaines fournies par Nantes Métropole sont les mêmes que celles utilisées dans la simulation de la Chézine.

La grille ISBA de 500 m x 500 m, les pixels du MNT de 20 m x 20 m pour TOPMODEL et pour la fonction de transfert, aussi bien que les pas de temps de 5 min pour ISBA et 30

min pour TOPMODEL sont également les mêmes que ceux utilisés pour les simulations à Procé. La résolution spatiale de la grille de modélisation et des données d'occupation du sol au regard de la taille du bassin versant indique que le modèle est employé dans les limites d'utilisation optimale. Cependant, ce choix a été fait afin de conserver la même configuration que celle pour le bassin de Procé, permettant de ne pas refaire le calage du modèle. L'interprétation des résultats de cette simulation doit tenir compte de toutes ces incertitudes supplémentaires.

5.1.3 Résultats et discussions

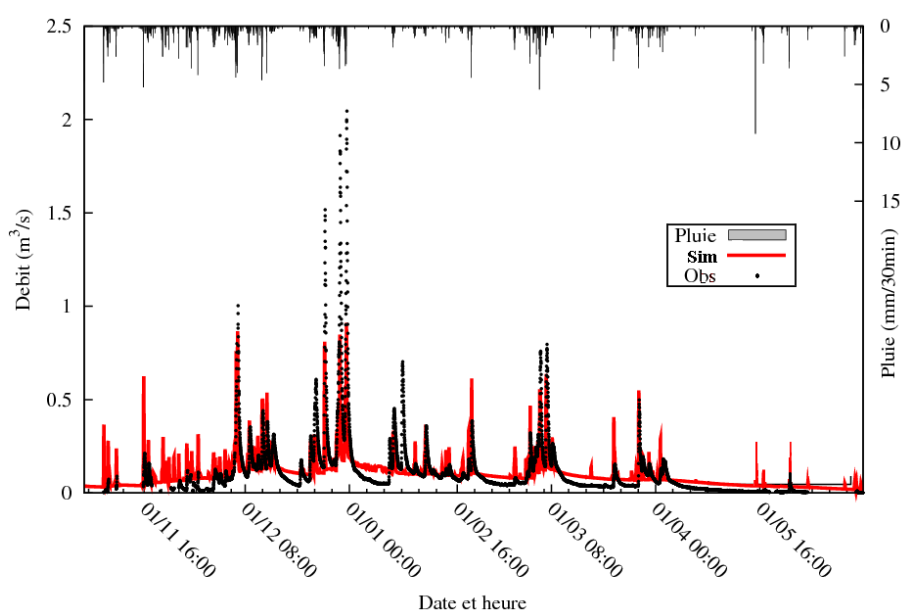


FIGURE 5.4 – Hydrogramme simulé (trait rouge) et observé (points noirs) pour l'année hydrologique de 2009-2010 sur le sous-bassin versant de Sautron.

Les données observées de débit de cette chronique ont 44% de données manquantes, en générale correspondantes aux débits trop faibles pour la sensibilité du capteur de hauteur d'eau ou du capteur de vitesses. Les critères numériques calculés sur la chronique de l'année 2009-2010 (figure 5.4) sont $NSE=0,39$ et $PBIAS=-4,25$. Le critère de Nash et l'hydrogramme indiquent qu'un nouvel ajustement des paramètres serait probablement nécessaire pour mieux simuler les débits du sous-bassin versant. Cependant, compte tenu des limites du modèle pour représenter un bassin de cette taille, il est possible que ces résultats ne puissent pas être améliorés de manière significative.

Comme il s'agit d'un bassin versant où les surfaces rurales sont prédominantes, les

paramètres contrôlant les écoulements dans le sol f et d_c sont ceux dont l'influence serait la plus significative contrairement aux paramètres liés aux processus urbains, comme S_{max}^{imper} ou K^{imper} . Une représentation plus raffinée de la texture du sol pourrait également améliorer les résultats.

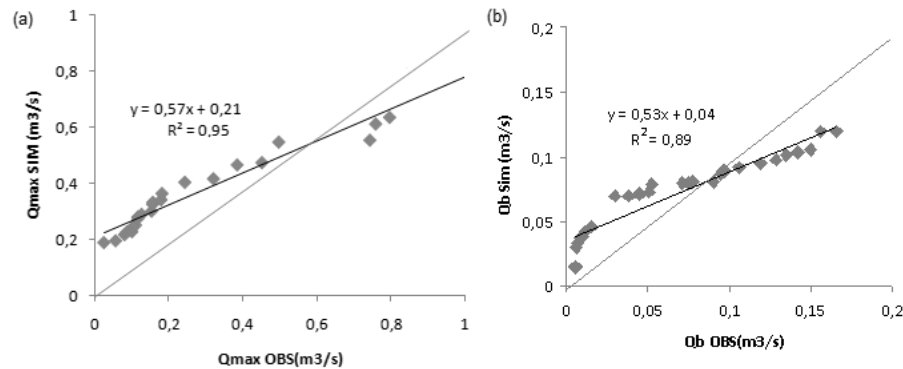


FIGURE 5.5 – Evaluation de la reproduction des débits de pointe (a) et débit de base Q_b (b) du sous-bassin versant amont de Sautron. La droite de régression (droite noire), son équation et le coefficient d'identification sont présentés sur les graphiques, à côté de la droite 1 :1 (diagonale bleu).

L'analyse plus détaillée de la réponse hydrologique du bassin versant aux événements pluvieux montre que les simulations représentent moins bien la distribution des débits de pointe et la distribution des débits de base (figure 5.5) que la simulation de Procé. Les débits de pointe sont souvent surestimés, une tendance aussi retrouvée dans les simulations à Procé (figure 4.12, chapitre 4). Trois pics d'évènements font l'exception, étant sous-estimés par le modèle pendant une suite d'évènements pluvieux entre le 24 et le 30 décembre 2009. Cette sous-estimation pourrait être en partie expliquée par une sous-estimation des surfaces imperméabilisées. En effet, les surfaces des routes qui ne sont pas à moins de 100 m du réseau hydrographique peuvent être tout de même connectées par le réseau de fossés en période humide (figure 5.3).

La figure 5.6 montre les coefficients d'écoulement événementiels calculés à partir des données observées à l'aval du bassin versant de la Chézine (Procé) et ceux à l'amont (Sautron), distingués par saison. Tous les événements qui ont eu lieu en hiver dans la période de juillet 2009 à mai 2010 ont présenté un coefficient d'écoulement plus fort en amont, où les surfaces rurales sont prépondérantes. Par ailleurs tous les événements qui ont un coefficient d'écoulement supérieurs à 10% sont plus forts à Sautron qu'à Procé. Ceci peut être également observé sur la figure 2.16 qui illustre la comparaison entre le

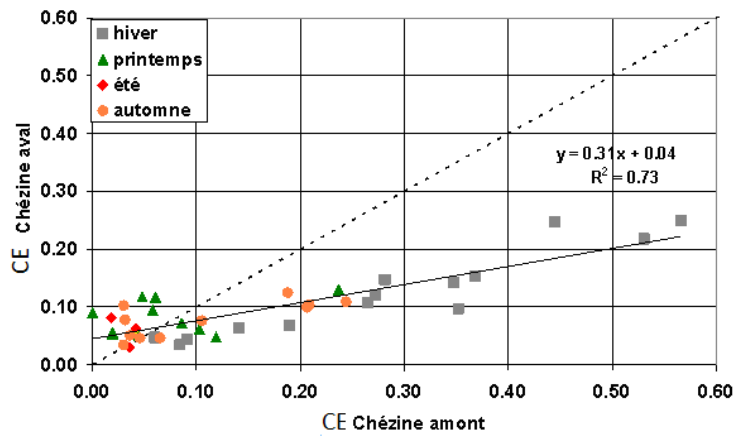


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les coefficients d'écoulement mesurés à l'aval du bassin versant de la Chézine (Procé) et ceux mesurés en amont (Sautron), distingués par saison, pour la période de juillet 2009 à mai 2010 (Mosini et al. 2011).

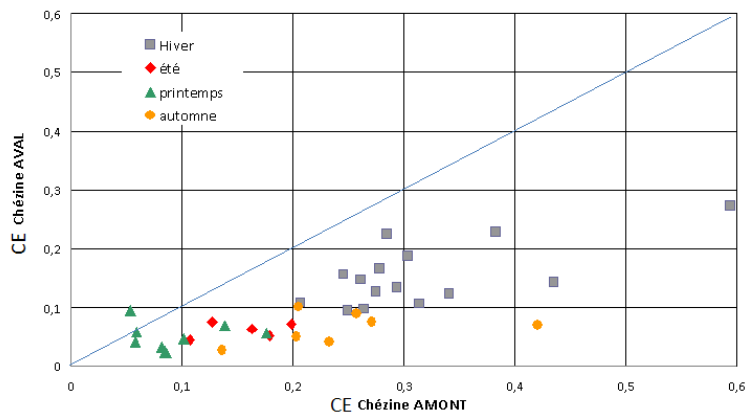


FIGURE 5.7 – Comparaison entre les coefficients d'écoulement SIMULES du bassin versant de la Chézine entier (aval) et le sous-bassin versant de Sautron (amont) pour la période de juillet 2009 à mai 2010.

débit spécifique du bassin versant entier et celui du sous-bassin versant rural amont au mois de décembre 2009.

Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ce phénomène observé sur la Chézine en hiver :

- 1) une variabilité spatiale de la texture du sol ;
- 2) une variabilité de la forme du lit de la rivière qui peut avoir une capacité à stocker plus d'eau en aval qu'en amont ;
- 3) la présence de fractures dans le sol qui faciliteraient les écoulements de subsurface dans la zone amont ;
- 4) les incertitudes de mesure des faibles débits ;

- 5) une diminution de la recharge des zones perméables en aval des zones imperméabilisées due à la diminution de l’infiltration sur les surfaces imperméabilisées ;

Les quatre premières hypothèses sont possibles mais difficiles à vérifier par le manque de données de terrain. En revanche, il est intéressant de vérifier si le modèle reproduit le phénomène de la cinquième hypothèse, qui a déjà été étudié dans des travaux précédents (Rose et Peters 2001, White et Greer 2006, Jacobson 2011).

En effet, ce phénomène particulier qui consiste en un rendement plus important sur le sous-bassin amont que sur l’aval, malgré un taux d’imperméabilisation plus faible en amont, est reproduit par le modèle. La figure 5.7 montre la comparaison entre les coefficients d’écoulement de la Chézine amont (exutoire à Sautron) et la Chézine aval (exutoire à Procé). Les évènements simulés ont également un rendement plus important sur le sous-bassin versant amont, surtout en hiver.

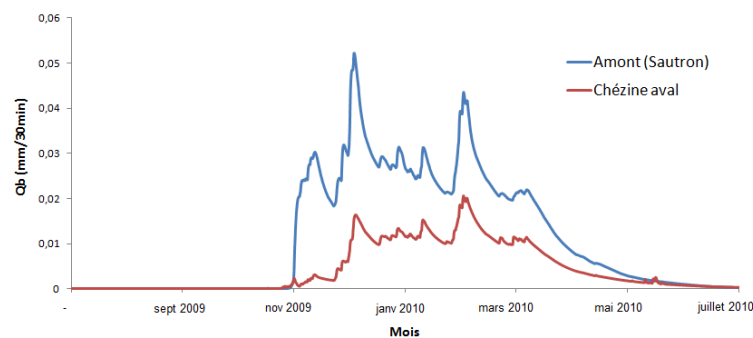


FIGURE 5.8 – Comparaison entre le drainage profond spécifique ($m^3 / m^2/30min$) simulé du bassin versant amont et aval pour la période d’août 2009 à juillet 2010.

La comparaison entre le drainage profond spécifique simulé en amont et en aval de la Chézine (figure 5.8) montre qu’il est deux fois plus important en amont qu’en aval. Malgré les écarts entre les débits de base simulés et ceux observés, le débit de base spécifique observé à Sautron est en effet supérieur à celui observé à Procé durant la période humide (figure 2.16).

Du point de vue de la modélisation hydrologique, cette simulation conduit à discuter l’aspect distribué revendiqué de TOPMODEL. En effet, le modèle localise les surfaces saturées à partir de l’état hydrique moyen du bassin versant. Ainsi, la distribution des indices topographiques est différente sur cette partie du bassin, selon que la simulation

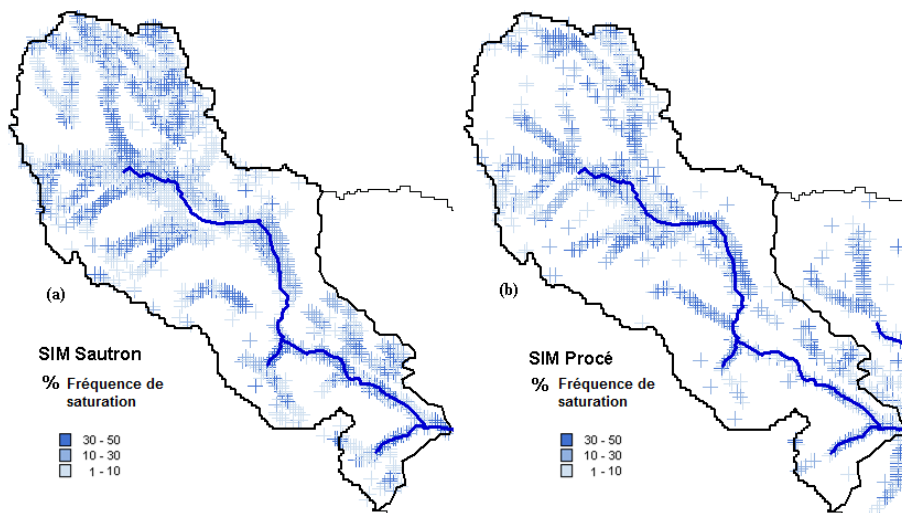


FIGURE 5.9 – Fréquence de saturation des mailles TOPMODEL du 1^{er} août jusqu'au 04 décembre 2009 à 9h30 sur le bassin amont pour la simulation (a) du bassin amont à Sautron et (b) le bassin aval à Procé.

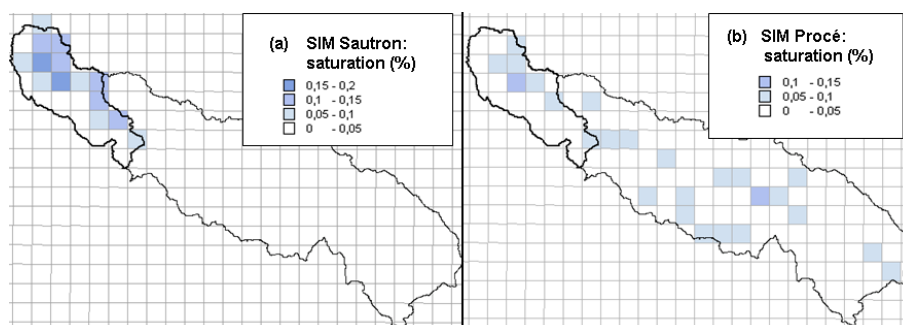


FIGURE 5.10 – Taux de saturation des mailles ISBA simulé au 04 décembre 2009 à 9h30 sur le bassin amont pour la simulation (a) du bassin amont à Sautron et (b) le bassin aval à Procé.

est faite sur le bassin versant de Procé ou de Sautron. Les mailles qui se saturent lors de la simulation du sous-bassin versant amont peuvent ne pas se saturer lors de la simulation du bassin versant aval, même en considérant le même pas de temps et en gardant des conditions identiques de simulation. Cette incohérence peut être observée à l'échelle de TOPMODEL (figure 5.9) et à l'échelle d'ISBA (figure 5.10) pour le même pas de simulation (04 décembre 2009 9h30). Pour réaliser cette comparaison, la même suite de données de pluie a été appliquée sur les simulations (données de Sautron).

Même si la performance du modèle pour reproduire les débits à Sautron n'est pas satisfaisante, il réussit tout de même à reproduire un rendement plus important sur le sous-bassin amont, phénomène aussi mis en évidence lors de l'analyse des observations.

Afin de comprendre davantage comment le modèle représente l'influence des zones urbaines sur le comportement hydrologique d'un bassin versant, sur une longue période, une simulation du régime du bassin versant sans les éléments urbains est réalisée par la suite.

5.2 SI LA CHÉZINE ÉTAIT RURALE À 100% ?

Supposant que le modèle représente bien les chroniques hydrologiques du bassin de la Chézine avec les zones urbaines et sans les zones urbaines, il est possible d'estimer l'impact de l'évolution des zones urbaines sur le bassin dans la période simulée (2002-2010).

Les simulations pour une Chézine 100% rurale sont réalisées en utilisant le même cadre de modélisation utilisée pour la Chézine périurbaine. La seule différence est que tous les pixels sont considérés comme ruraux, sans aucune surface imperméabilisée et aucun réseau d'assainissement. Pour une reproduction plus réaliste d'une Chézine "avant-urbanisation", les données de couverture végétale devraient être également adaptées. Pour cette expérience, nous nous contentons d'évaluer l'impact des surfaces imperméabilisées et du réseau d'assainissement, sans rajouter davantage de modifications qui pourraient complexifier l'analyse.

La fréquence cumulée des débits maximaux des évènements pluvieux (figure 5.11) montre que les débits plus faibles sont plus fréquents avec l'urbanisation, mais la différence diminue quand il s'agit des débits plus importants (au dessus de $3 \text{ m}^3/\text{s}$). Cela

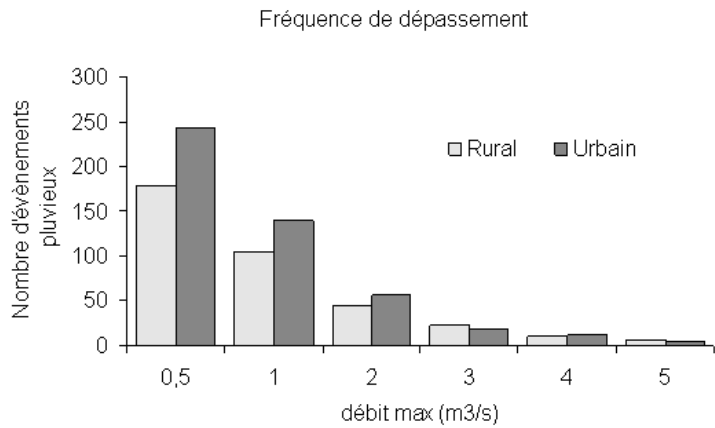


FIGURE 5.11 – Comparaison entre les fréquence cumulée des débits maximaux avec les zones urbaines (barres grises) et sans (barres vertes).

signifie que, pour les taux d'urbanisation et d'imperméabilisation en question, l'influence des éléments artificiels est plus importante sur les petites crues, donc en période sèche. Cette tendance est également observée sur les chroniques annuelles des débits (figure 5.12).

En période sèche, le bassin versant "rural" a un débit négligeable, il ne réagit pas aux précipitations (figure 5.13). En revanche, à la fin de l'hiver, les débits de pointe simulés

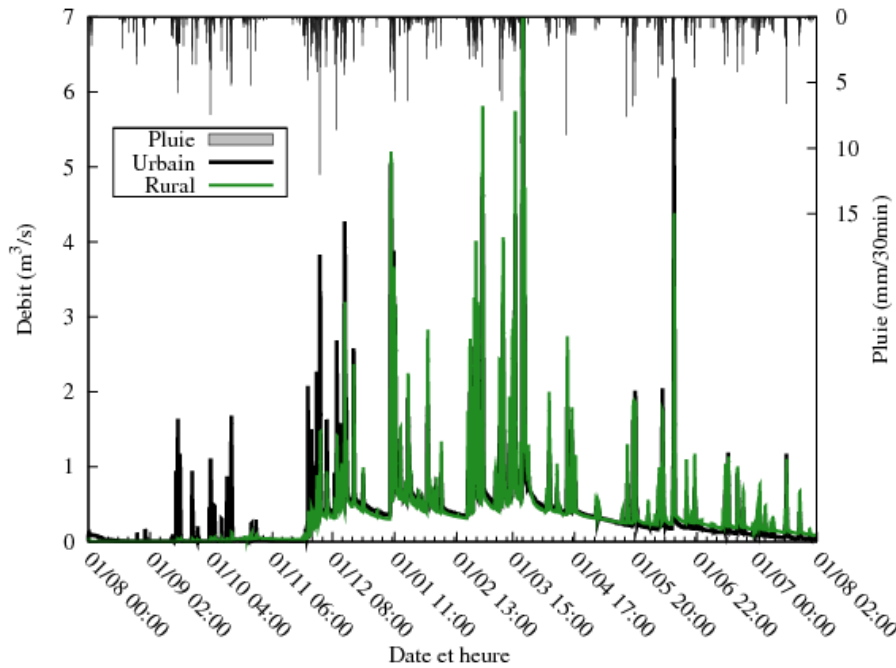


FIGURE 5.12 – Comparaison entre les simulations avec les zones urbaines (trait noir) et sans (trait vert) pour l'année 2006-2007.

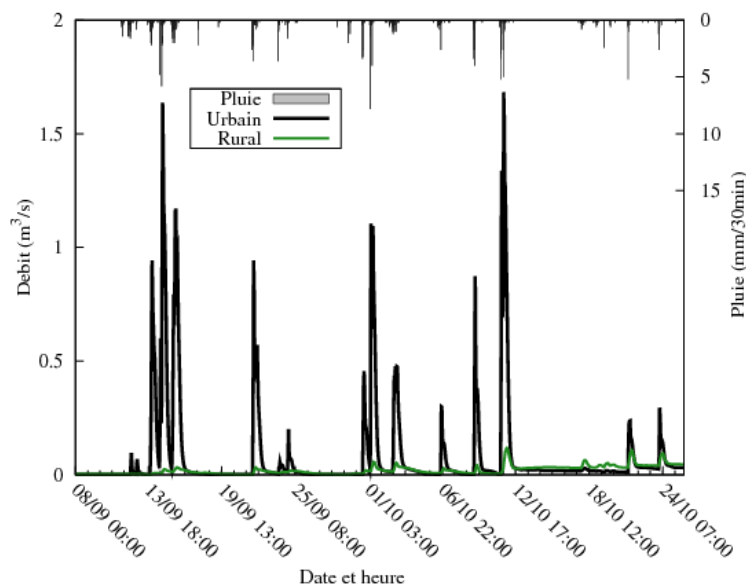


FIGURE 5.13 – Comparaison entre les simulations avec les zones urbaines (trait noir) et sans (trait vert) en été.

de la Chézine "rurale" dépassent les débits de pointe simulés de la Chézine actuelle pour quelques évènements (figure 5.14).

Ce résultat peut paraître étonnant au premier abord, car les surfaces perméables ne peuvent pas avoir un coefficient d'écoulement plus important que les surfaces imperméables. Si certains évènements simulés ont un coefficient d'écoulement plus faible avec l'urbanisation actuelle qu'avec une urbanisation nulle, alors cela implique que le modèle

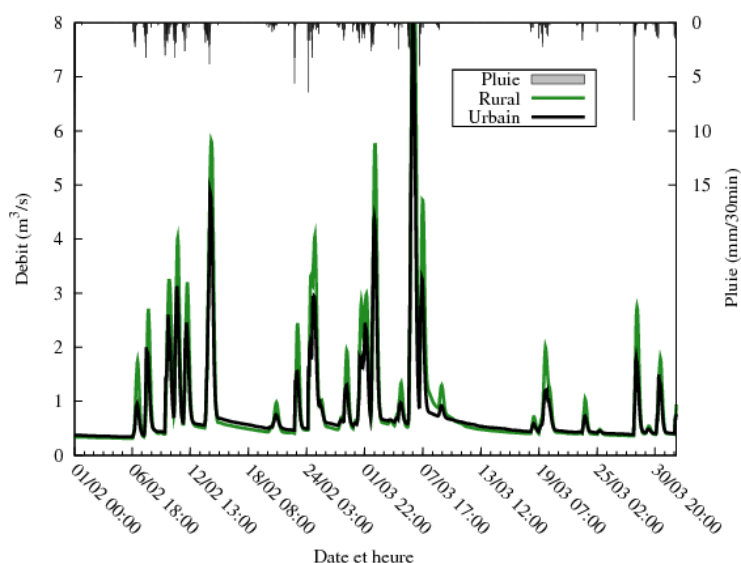


FIGURE 5.14 – Comparaison entre les simulations avec les zones urbaines (trait noir) et sans (trait vert) en hiver.

sature un plus grand nombre de pixels en l'absence des surfaces imperméabilisées, compensant le ruissellement urbain.

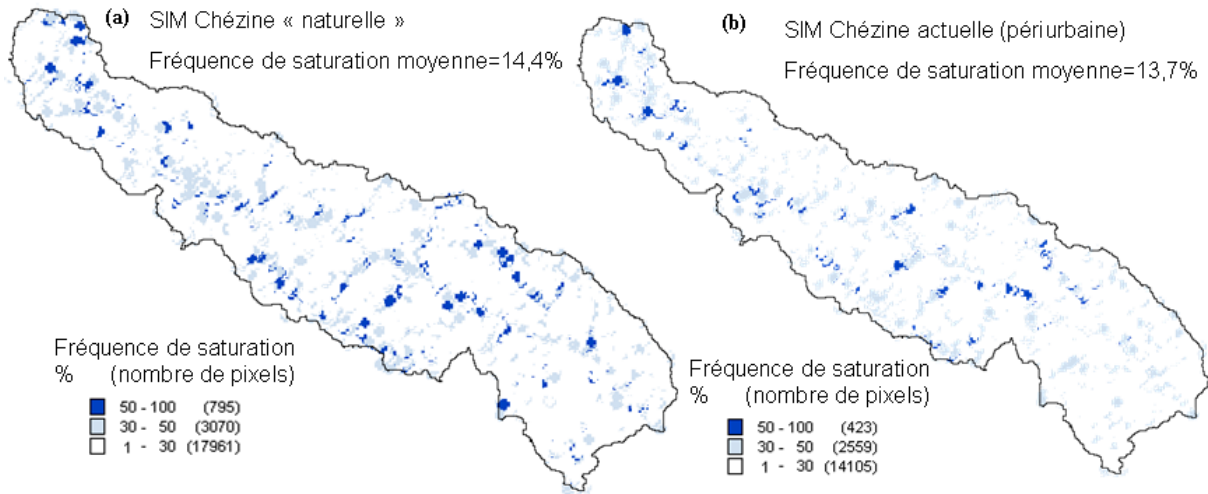


FIGURE 5.15 – Fréquence de saturation des mailles TOPMODEL jusqu'au 18 janvier 2007 à 7h sur le bassin versant de la Chézine pour la simulation d'une Chézine "naturelle" (a) et pour la Chézine actuelle, périurbaine (b).

La comparaison des distributions de fréquence de saturation de la Chézine naturelle et de la Chézine actuelle (figure 5.15) met en évidence le fait qu'un plus grand nombre de pixels sont saturés en absence des zones urbaines. 21826 pixels sont saturés au moins une fois pour la configuration sans urbanisation contre 17087 pour la configuration actuelle, soit 21,7% de moins. Le modèle aurait donc tendance, en l'absence de la prise en compte des zones urbaines, à saturer plus facilement les surfaces naturelles. Le nombre de pixels qui se sont saturés plus de 50% du temps durant les six premiers mois (du 1 août 2006 au 18 janvier 2007) est 88% plus grand dans la simulation « naturelle » que dans la simulation de la Chézine actuelle, urbanisée.

Les pixels les plus souvent saturés pour la Chézine actuelle (figure 5.15 b) sont concentrés en amont de Sautron, où la surface du bassin versant est à 97% rurale. Alors que pour la simulation de la Chézine "naturelle" (figure 5.15 a), la distribution est nettement plus dispersée.

Ce phénomène de diminution de certains pics de débit due à l'urbanisation n'est vrai que dans ce cas particulier où le taux d'urbanisation est faible, avec un taux d'imperméabilisation des zones urbaines également faible et les noyaux urbains distribués de manière hétérogène sur la bassin versant. Dans le but de renforcer cette idée, un nouveau scénario

fictif d'urbanisation homogène sur l'ensemble du bassin versant est simulé avec le modèle, utilisant la même configuration appliquée au bassin périurbain.

Si la Chézine était urbanisée de manière homogène ?

Le scénario testé consiste à introduire un taux de surfaces imperméables connectées au réseau des zones urbaines (SIE) de la Chézine de manière homogène sur l'ensemble du bassin, soit égale à 30%. Les trois cas de figure comparés sont ainsi le cas naturel, le cas périurbain et le cas urbain, avec les taux d'imperméabilisation respectivement de zéro, 10 et 30%.

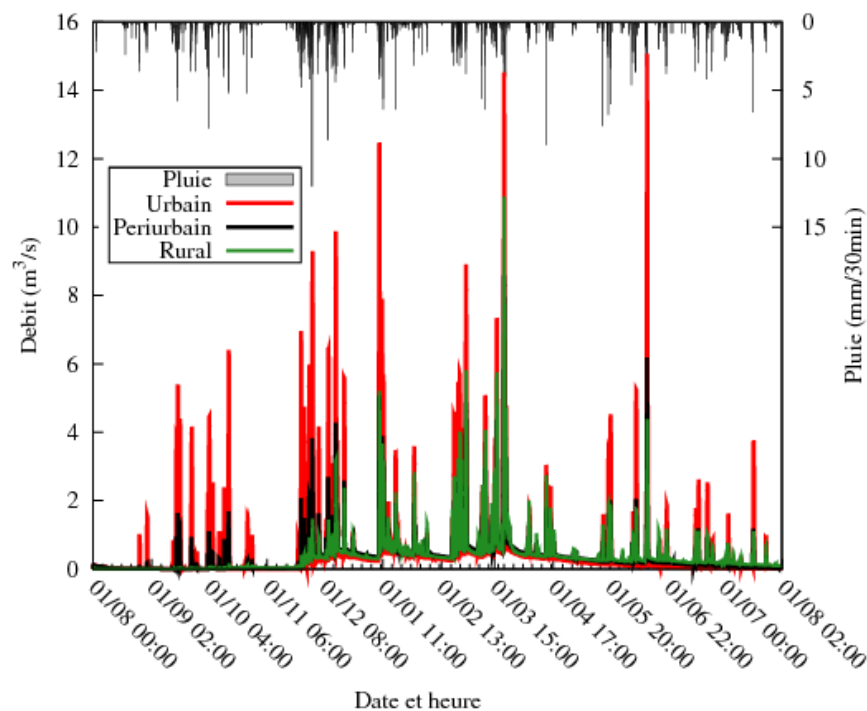


FIGURE 5.16 – Comparaison entre la simulation du bassin naturel (trait vert), périurbain (trait noir) et urbain (trait rouge) pour l'année 2006-2007.

La figure 5.16 montre que, lorsque l'urbanisation augmente et est distribuée de manière homogène, les pics de débit simulés sont systématiquement supérieurs aux autres deux cas de figure.

La figure 5.17 montre les différentes composantes du bilan hydrique pour chaque scénario simulé. Selon ces résultats, avec l'augmentation de l'urbanisation :

- le stock d'eau dans le sol et le ruissellement des zones rurales diminuent de manière drastique, ainsi que l'évapotranspiration, dans une moindre mesure
- le ruissellement et le débit de base des zones urbaines augmentent.

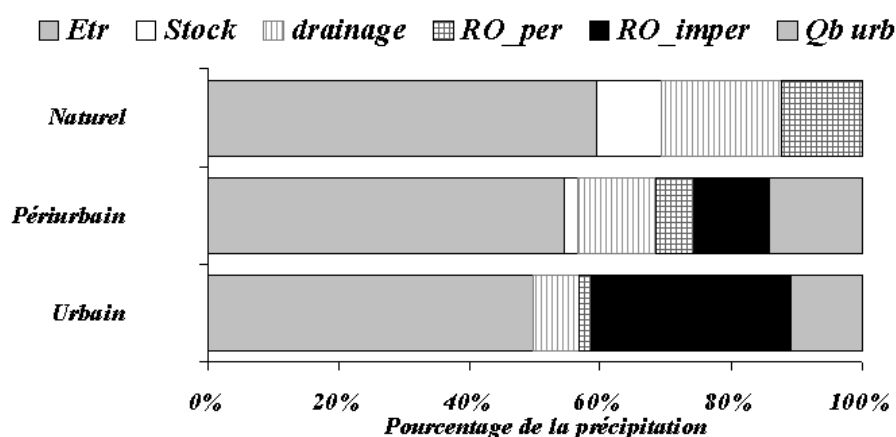


FIGURE 5.17 – Comparaison des bilans hydriques des simulations du bassin naturel, périurbain et urbain pour l’année 2006-2007. Les termes du bilan hydrique sont l’évapotranspiration (Etr), le stock d’eau dans le sol (Stock), les contributions au débit du drainage profond du sol (drainage), du ruissellement des surfaces perméables (RO-per), des surfaces imperméables (RO-imper) et des infiltrations parasites (Qb-urb).

La simulation consistant à augmenter l’urbanisation sur le bassin versant de manière homogène tend à confirmer l’idée communément acceptée que l’étalement des zones urbaines conduit à une augmentation des pics de débit à partir d’une certaine extension, phénomène qui n’est pas marquant sur la configuration actuelle du bassin versant de la Chézine. Cependant, compte tenu de la grande simplicité des scénarios testés, ces conclusions restent à confirmer.

5.3 APPLICATION DE ISBA-TOPMODEL SUR LE BASSIN VERSANT DE TAFFIGNON

5.3.1 Description du bassin versant de Taffignon

Taffignon (129 km^2) est un sous-bassin versant de l’Yzeron (145 km^2), situé à l’Ouest de la ville de Lyon (figure 5.18). Il intègre à la fois une partie de l’agglomération lyonnaise et une partie des Monts du Lyonnais . Le point le plus haut du bassin se situe à une altitude de 913 m et l’exutoire se situe à une altitude de 195 m, à l’aval de la confluence avec le ruisseau des Charbonnières dans la commune de Francheville. Dans l’ensemble, le bassin versant est très pentu en contraste à la topographie de la Chézine.

L’imperméabilisation moyenne sur le bassin versant entier est de 14,26%. Le taux d’imperméabilisation est calculé à partir des données de surface de route et des bâtiments, qui ont été moyennées par sous-bassin versant par le Cemagref de Lyon à partir de la carte

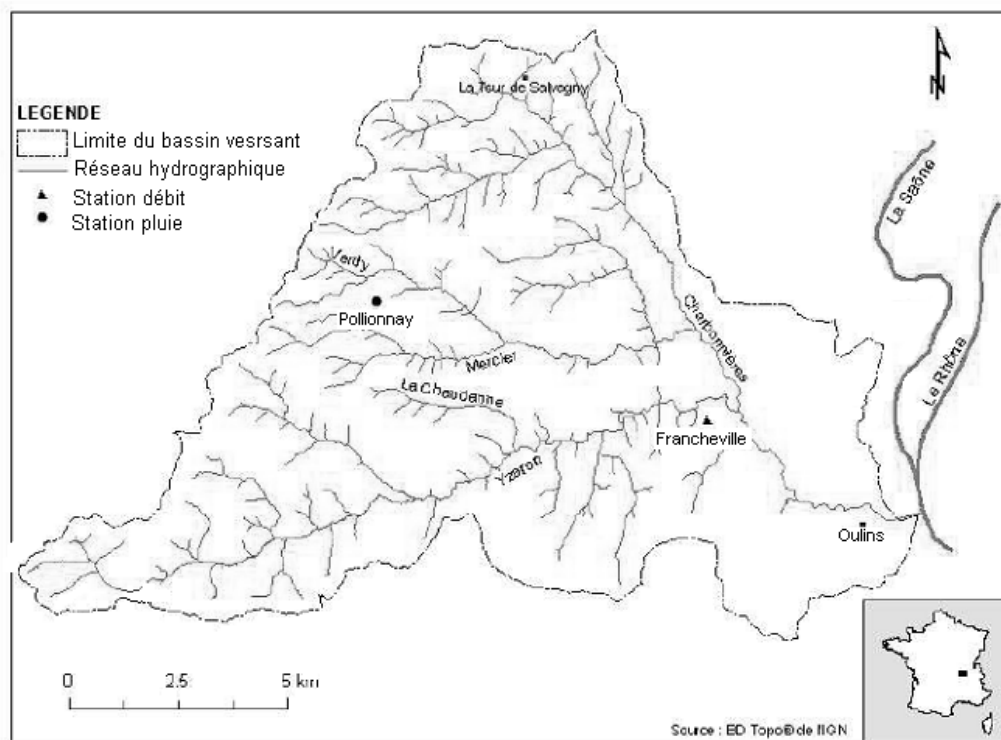


FIGURE 5.18 – Le bassin versant de l'Yzeron. Réseau hydrographique et localisation.

"Synthèse 2008" établie par l'UMR 5600 à partir d'images SPOT, Quickbird et BD Ortho à une résolution de 2,5 m (Braud 2011).

Climat

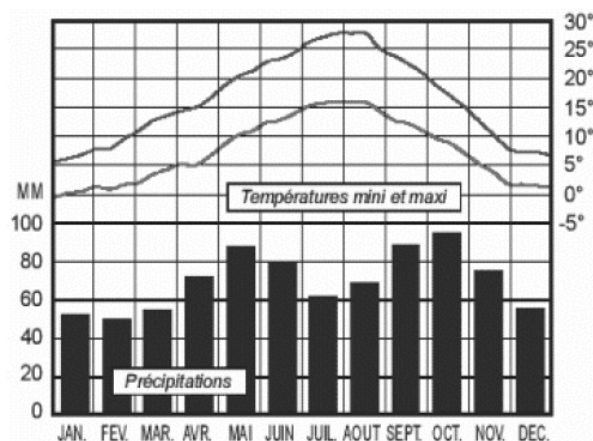


FIGURE 5.19 – Normales de températures et précipitations à la station de Météo France Lyon-Bron sur la période 1971/2000 (Météo France, 2011).

Le climat est de type tempéré. Les influences des climats méditerranéens, continentaux et océaniques alternent. Les précipitations sont très variables d'une année sur l'autre

avec une pluie moyenne de l'ordre de 800 mm bien répartie à l'année. La figure 5.19 donne les statistiques fournies par Météo France sur la période 1971-2000 pour la ville de Lyon concernant les températures et les précipitations. Même si le cumul annuel des précipitations sur la Chézine est très proche de celui de Taffignon, la comparaison entre les moyennes mensuelles (figures 2.3 et 5.19) montrent que le régime climatique de ces deux bassins versants est très différent. En effet, l'amplitude thermique annuelle moyenne sur la période 1971/2000 est plus importante dans la région lyonnaise et les précipitations à Nantes sont plus concentrées en période hivernale.

"Une géologie particulière"

De sa source à Francheville, l'Yzeron coule dans une vallée en V relativement étroite (1750 mètres de large du crêt Montrond). Le sous-sol du bassin versant est très homogène, caractéristique de l'ensemble cristallin du Massif Central : granit et gneiss. Le substrat rocheux est très proche de la surface. Le sol végétal est très peu épais et les réserves souterraines d'eau sont quasiment inexistantes. Dans l'ensemble, le bassin versant est constitué de sols peu perméables et relativement faciles à saturer (Chocat 1997).

Données pluie et débit



FIGURE 5.20 – Pluviomètres et stations de mesure des débits identifiés par gestionnaire sur le bassin versant de Taffignon.

Au contraire de la Chézine, l'Yzeron est un bassin versant instrumenté depuis long-

temps et de manière intensive (figure 5.20. La station de Craponne, par exemple, fournit des mesures de débits depuis 1969. Ainsi, le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Yzeron, et de ses sous-bassins, a fait l'objet de divers travaux (Chocat 1997, Gnouma 2006, Jankowfsky *et al.* 2011, Sarrazin *et al.* 2011).

Les données de pluie utilisées dans ce travail sont issues des pluviomètres de Pollionnay et Grézieu la Varenne et ont été fournies au pas de temps de 6 minutes par le Cemagref dans le cadre du projet AVuPUR. La station de mesure du débit de Taffignon est gérée par la DIREN Rhône-Alpes (figure 5.20) et définit l'exutoire du bassin versant d'étude.

La DIREN Rhône-Alpes (2005) à partir des données de 1988 à 2005 caractérise le régime hydrologique comme étant de type pluvial. Le débit moyen est de $0,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, avec un débit maximal journalier de $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et maximal instantané de $103 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le débit de référence d'étiage est de $0,013 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Une étude réalisée par le Cemagref dans le cadre du projet AVuPUR (Braud *et al.* 2009) révèle que le temps de réponse de la crue du 1 novembre 2008 a été de l'ordre de 4h30, avec un coefficient d'écoulement de 0,32.

Zones urbaines

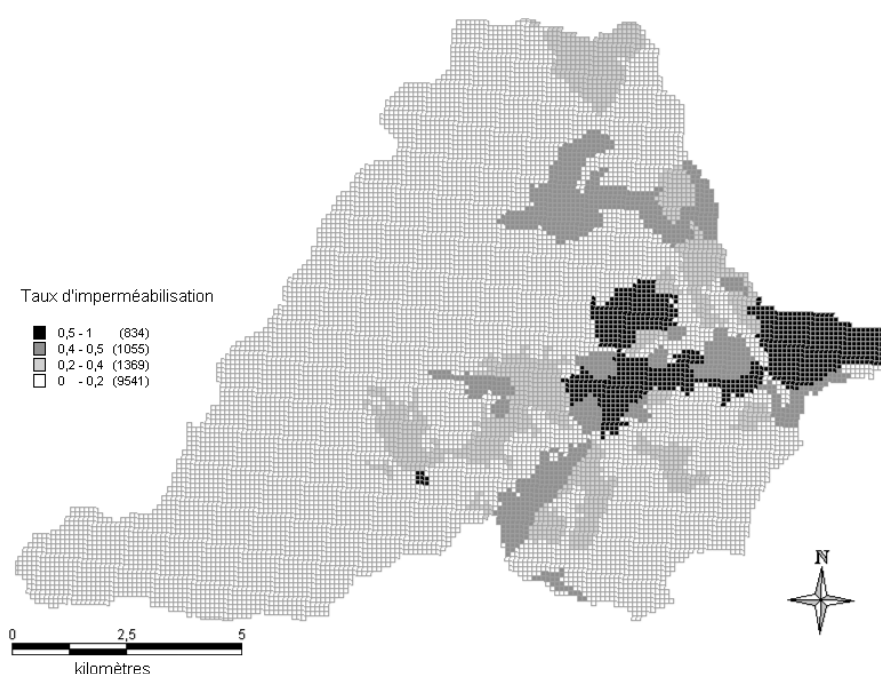


FIGURE 5.21 – Taux d'imperméabilisation sur les pixels du MNT (à 50m de résolution) du bassin versant de Taffignon.

Sur le bassin versant de Taffignon, nous disposons d'un MNT à la résolution de 50

m. Il nous permet, avec les couches SIG des réseaux unitaires, EP et EU que le Cemagref nous a fourni, de définir les zones urbaines du bassin, selon la même méthode que celle employée sur la Chézine. Ainsi les zones urbaines sont constituées par les pixels ayant des surfaces imperméabilisées connectées, c'est à dire dans les proximités du réseau d'assainissement à moins de 100 m. Les zones urbaines recouvrent ainsi 25% de la surface du bassin versant et ont un taux d'imperméabilisation moyen de 0,41. Selon cette définition, le taux d'imperméabilisation du bassin versant est de 10,25% (figure 5.21). Il est donc inférieur à celui calculé à partir d'images SPOT.

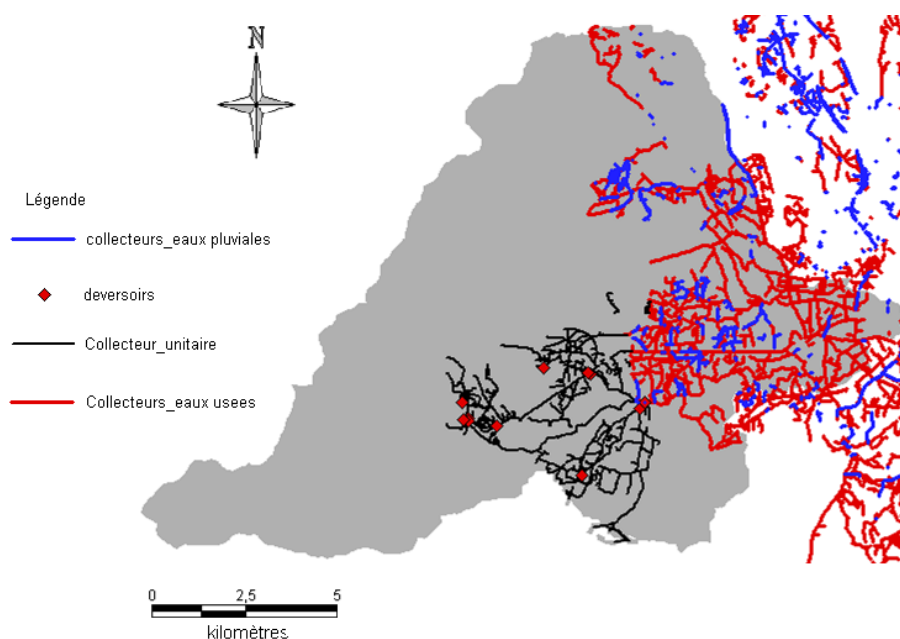


FIGURE 5.22 – Déversoirs d'orage et réseau de collecteurs sur le bassin versant de Taffignon.

Ainsi, le taux d'imperméabilisation des zones urbaines du bassin versant de Taffignon (0,41) est en moyenne 17% supérieur à celui de la Chézine (0,35). De plus, il y a une forte présence de déversoirs d'orage et le réseau de collecteurs unitaires draine une surface non-négligeable (environ 12%) du bassin versant de Taffignon (figure 5.22).

Les déversoirs d'orage sont des ouvrages utilisés sur le réseau d'évacuation des eaux des agglomérations possédant un réseau unitaire. Ils permettent de rejeter une partie des effluents dans le milieu naturel ou dans un bassin de rétention, sans passer par la station d'épuration. En cas de fortes pluies, la capacité des stations ne permet pas toujours de traiter l'ensemble des effluents produits. Il est alors nécessaire de dévier ces flux afin d'éviter l'encombrement des conduites et l'inondation des agglomérations. La conséquence de la présence de ces éléments sur le BV est que les pluies peu intenses ne rejoignent pas la rivière, la surface drainée par ces collecteurs ne fait donc pas partie de la surface du BV

pouvant contribuer au débit dans la rivière. En revanche, lors des pluies intenses, les déversoirs rejettent l'eau pluviale et l'eau usée dans la rivière, et la surface concernée fait donc partie des surfaces qui contribuent à la crue. Par manque d'information sur le fonctionnement des déversoirs d'orage, le réseau unitaire est considéré par le modèle comme le réseau d'eau pluviale. Ceci signifie que les surfaces drainées par le réseau unitaire sont intégrées aux zones urbaines. Cette simplification n'a pas d'impact significatif pour les simulations sur le bassin versant de la Chézine. En revanche, sur Taffignon, compte tenu de l'extension de ces zones, cette représentation simplifiée peut réduire la performance des simulations.

5.3.2 Configuration du modèle

La grille ISBA a une résolution de 1 km^2 et s'étend sur un domaine de 30 mailles x 20 mailles. Le MNT utilisé pour extraire le réseau hydrographique a une résolution de 50 m. Le pas de temps d'ISBA est de 5 min et le pas de temps du couplage avec TOPMODEL est d'une heure, ainsi que les données de forçage atmosphérique.

Les sources pour les données de forçage atmosphérique (SIM), d'occupation du sol (ECOCLIMAP) et de texture du sol (FAO) sont les mêmes que pour les simulations sur la Chézine.

Aucun calage n'a été fait pour l'application du modèle sur le bassin versant de Taffignon. Le but est de vérifier la capacité du modèle à être appliqué sur des bassins versants différents, en utilisant, dans un premier temps, les valeurs de paramètres trouvées dans la littérature ou celles utilisées lors de l'application sur la Chézine.

Les paramètres de la décroissance exponentielle de la conductivité à saturation, f et d_c sont choisies à partir de l'étude de Quintana-Seguí *et al.* (2009), qui attribuent les valeurs de $f = 2,5 \text{ m.s}^{-1}$ et $d_c = d_2 (\alpha = 1)$ pour le bassin versant de la Saône. Les mêmes valeurs utilisées pour les simulations de la Chézine sont utilisées pour les paramètres liés aux processus en milieu urbain :

- $K^{imper} = 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$
- $S_{max}^{imper} = 2,4 \text{ mm}$
- $raccordement = 85\%$

Nous ne disposons pas de mesures de débit dans les réseaux pour évaluer les infiltrations parasites. Nous avons gardé la même valeur du paramètre I_p que celle utilisée pour les simulations de la Chézine.

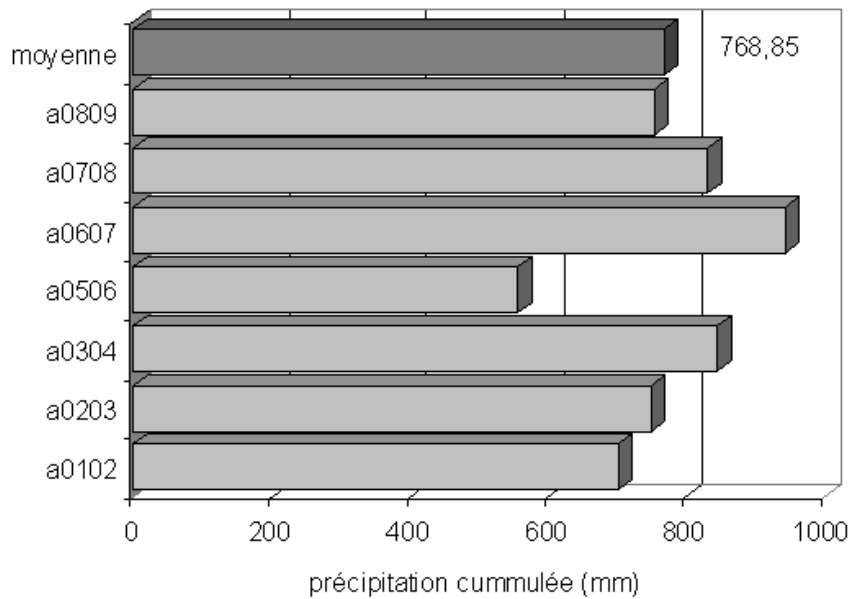


FIGURE 5.23 – Cumul annuel des précipitations sur le bassin versant de Taffignon selon les pluviomètres de Pollionnay et Grézieu la Varenne (moyenne simple).

Les années hydrologiques sont définies du 1^{er} août au 31 septembre. La période simulée de 2001 à 2008 présente un cumul annuel moyen de 768,85 mm (figure 5.23). L'année 2001-2002 a été entièrement simulée pour la mise en équilibre ("spin-up") du modèle.

5.3.3 Résultats

Les mêmes critères statistiques que sur la Chézine sont utilisés pour évaluer le modèle sur le bassin versant de Taffignon : NSE et PBIAS.

TABLE 5.1 – Statistiques des simulations des débits de Taffignon des années 2002 à 2008 au pas de temps horaire.

Année	02-03	03-04	04-05	05-06	06-07	07-08	02-08
NSE	0,57	0,61	0,55	0,21	0,24	0,38	0,50
PBIAS (%)	-38,04	15,78	34,63	73,24	31,62	54,08	13,29

Ils sont une fois de plus très variables selon l'année simulée (table 5.1). L'année 2003-2004, par exemple, présente des critères assez satisfaisants au pas de temps horaire (NSE=0,61 et PBIAS=15,78). En revanche, les années 2005-2006 et 2006-2007 ne sont pas bien simulées par le modèle. Cependant, les critères calculés sur toute la période de 2002 à 2008 (NSE=0,50 et PBIAS=13,29) sont acceptables selon Moriasi *et al.* (2007), sachant d'autant plus que le modèle n'a pas été calibré.

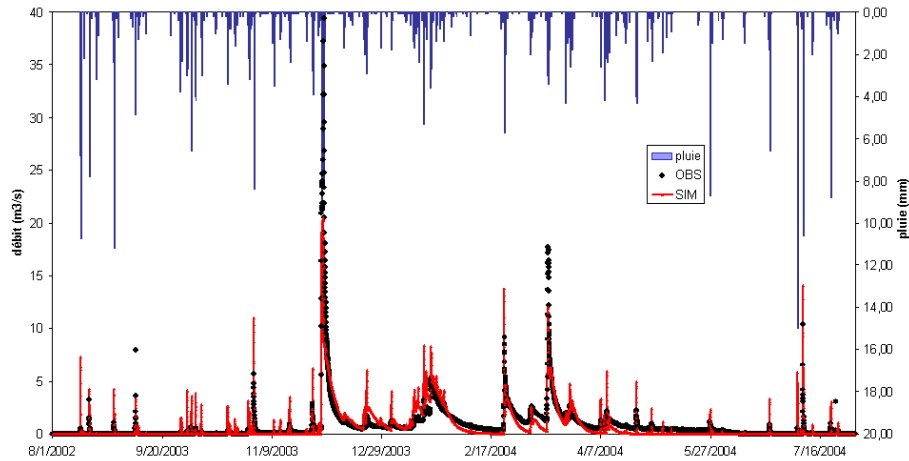


FIGURE 5.24 – Hydrogramme simulé (courbe rouge) et observé (points noirs) de Taffignon pour l'année 2003-2004. La pluie est représentée en histogramme inversé (bleu) au pas de temps d'une heure.

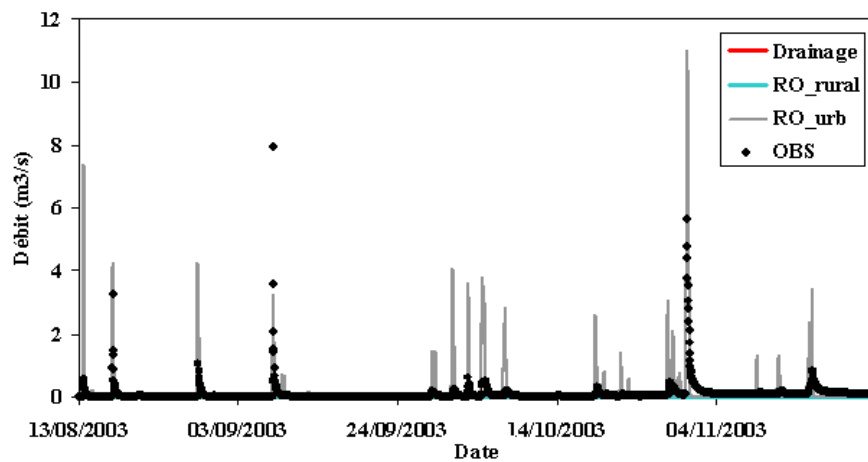


FIGURE 5.25 – Composantes du débit à l'exutoire de Taffignon comparé au débit observé (points noirs) de août à novembre 2003.

L'hydrogramme de l'année 2003-2004 (figure 5.24) montre que la simulation représente bien la dynamique du bassin versant de Taffignon pour cette année hydrologique. Un pic observé de $85 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a été sous estimé par le modèle, qui simule ce pic à $29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Cependant, plusieurs petites crues simulées n'ont pas été observées ou très surestimées, surtout en période sèche. Les figures 5.25 et 5.26 montrent les différentes composantes du débit à l'exutoire de Taffignon pour une période sèche et une période humide de cette année. Le débit de base est souvent sous estimé durant la période humide (figure 5.26). Ce même comportement a été observé lors des simulations sur la Chézine : le drainage profond doit être trop rapide, augmentant les pics et accélérant la décrue.

Les crues surestimés sont dues surtout à la surestimation du ruissellement urbain (figure 5.25. L'extension de la zone urbaine desservie par un réseau unitaire (figure 5.22)

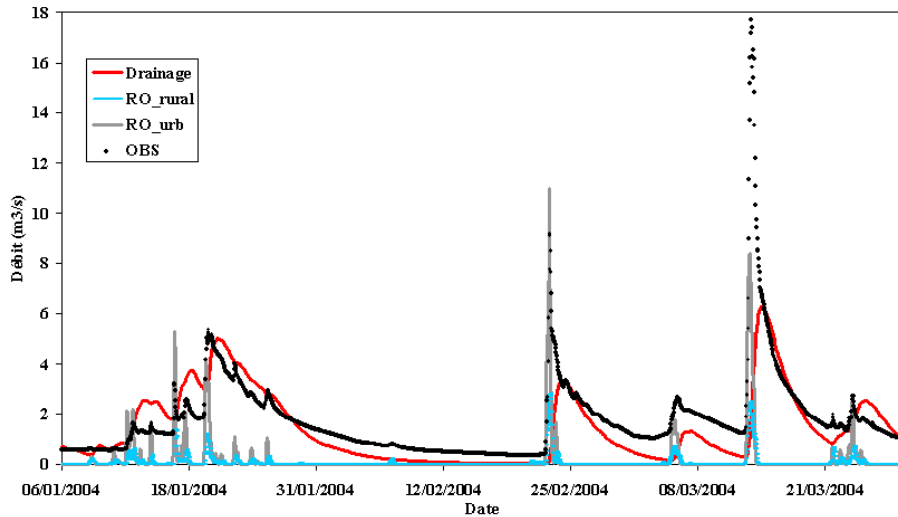


FIGURE 5.26 – Composantes du débit à l'exutoire de Taffignon comparés au débit observé (points noirs) de janvier à mars 2004.

est assez importante (environ 15 km^2). Or, le modèle ne prend pas en compte les réseaux unitaires, puisque'il traite les zones urbaines connectées à un réseau unitaire comme si elles étaient connectées à un réseau d'eau pluviale. Ainsi, le modèle surestime les pics de crue, en particulier les moins intenses, pour lesquels les déversoirs d'orage ne réagissent pas. La présence des bassins de rétention, qui ne sont pas bien répertoriés sur le bassin de Taffignon et ne sont pas représentés par le modèle, explique peut être aussi en partie la surestimation des pics de crue moyenne.

La distribution des débits maximaux hebdomadaires (figure 5.27) montre que la plupart des pics de débits sont surestimés, sauf pour les événements intenses, pour lesquels le modèle les sous-estime fortement.

L'amélioration des simulations peut être recherchée dans la représentation des zones urbaines. Il a été noté que Taffignon possède plus de déversoirs d'orage et un réseau unitaire plus important que la Chézine. Or, dans le modèle, nous avons négligé ces ouvrages au fonctionnement particulier.

Ainsi un nouveau jeu de valeurs pour les paramètres urbains est défini, afin de voir s'il est possible de mieux prendre en compte ces ouvrages, de manière simple, sans modifier le code. Dans le but de réduire les pics de crue simulés surestimés et augmenter le drainage profond qui est en moyenne sous-estimé par le modèle, K^{imper} est augmenté à 10^{-8} m.s^{-1} et S_{max}^{imper} est augmenté à 3,0 mm pour représenter une capacité de stockage plus importante des surfaces imperméabilisées. Le taux de raccordement est inchangé (85%).

Les critères pour toute la période avec le nouveau jeu de paramètres sont : NSE =

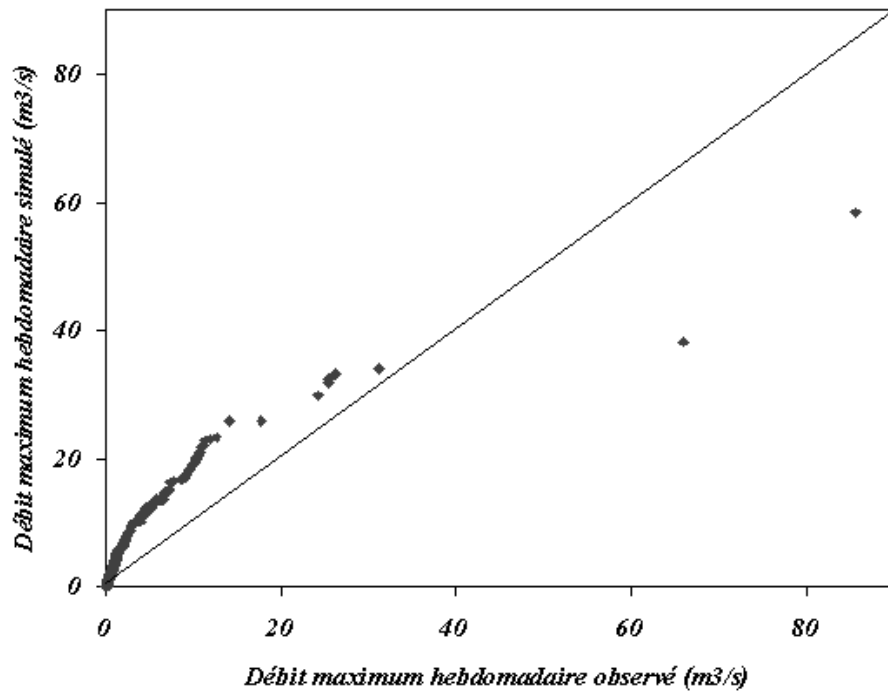


FIGURE 5.27 – Distribution des débits maximaux hebdomadaires simulés comparés à celle observée pour la période comprise entre août 2002 et août 2008.

TABLE 5.2 – Statistiques des simulations des débits de Taffignon des années 2002 à 2008 au pas de temps horaire.

Année	02-03	03-04	04-05	05-06	06-07	07-08	02-08
NSE	0,57	0,66	0,56	0,49	0,30	0,41	0,54
PBIAS (%)	-49,10	8,27	31,55	61,28	27,73	48,55	9,95

0,54 et PBIAS = 9,95. L'amélioration des critères vient, en partie, du fait que quelques pics de crue simulés disparaissent car une part de l'eau qui ruisselait pour $S_{max}^{imper} = 2,4$ mm est stockée lorsque $S_{max}^{imper} = 3$ mm (figure 5.28). La figure 5.29 montre la composante du drainage profond pour la simulation avec les mêmes valeurs des paramètres de la Chézine (courbe rouge) et le drainage profond pour la simulation avec le nouveau jeu de paramètres (courbe verte). Le drainage profond augmente lors des évènements pluvieux pour $K^{imper} = 10^{-8}$ m/s mais il reste toujours sous-estimé en période d'étiage (figure 5.29).

Ce défaut du modèle concernant la représentation des écoulements lents est retrouvé dans les simulations de la Chézine, notamment dans la figure 4.8, chapitre 4.

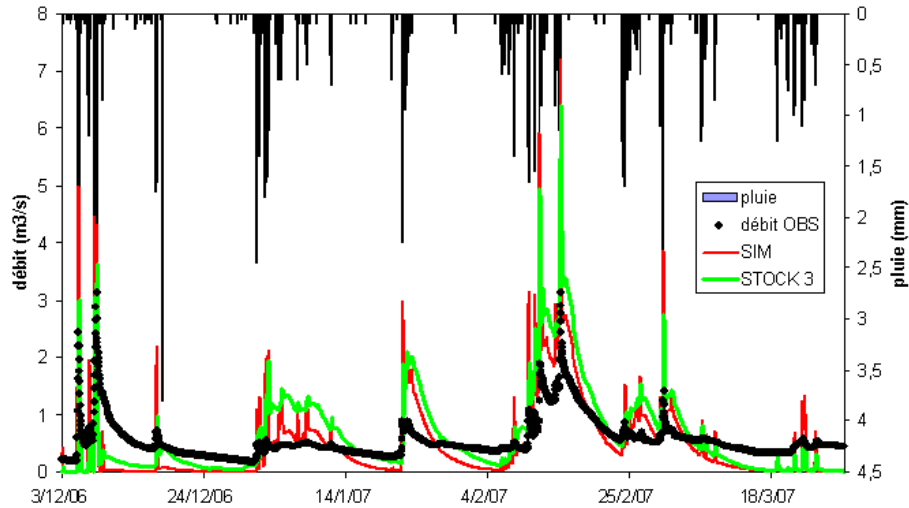


FIGURE 5.28 – Comparaison entre le débit simulé pour les mêmes paramètres urbains que sur la Chézine (SIM, trait rouge) et le débit simulé pour $S_{max}^{imper}=3\text{mm}$ et $K^{imper}=10^{-8}\text{ m/s}$ (STOCK 3, trait vert), pour la période comprise entre décembre 2006 et mars 2007.

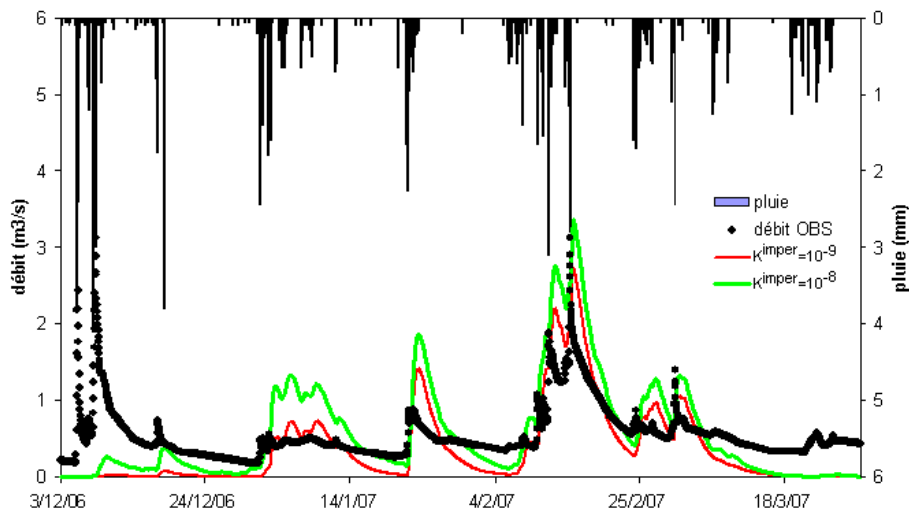


FIGURE 5.29 – Comparaison entre le drainage profond simulé pour les mêmes paramètres urbains que sur la Chézine (trait rouge) et le débit simulé pour $S_{max}^{imper}=3\text{mm}$ et $K^{imper}=10^{-8}\text{ m/s}$ (trait vert), pour la période comprise entre décembre 2006 et mars 2007.

CONCLUSION DU CHAPITRE

L'analyse des données observées à Sautron suggère que ce bassin versant a un rendement spécifique plus important que le bassin versant entier, en période humide.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce phénomène, mais la plupart sont difficiles à vérifier par manque de données. Malgré des débits simulés sur le bassin versant de Sautron peu comparables aux données observées, le modèle reproduit ce comportement : les coefficients d'écoulement événementiels et le débit de base spécifique simulés en

amont sont plus forts qu'en aval, en période humide.

Nous ne pouvons expliquer avec certitude les raisons de ce phénomène, à partir des simulations de la Chézine avec différents aménagements. En effet, nous ne pouvons pas vérifier l'adéquation des simulations à la réalité par manque de données observées. Cependant, nous avons pu voir que le modèle reproduit ce phénomène en diminuant le taux de saturation des surfaces perméables en aval des zones urbaines, reproduisant ainsi le phénomène de diminution de la recharge de la nappe observé par Rose et Peters (2001), Ku *et al.* (1992), White et Greer (2006), Jacobson (2011).

En revanche, la simulation réalisée avec les zones urbaines distribuées de manière homogène sur le bassin versant, déclenche les effets classiques attendus de l'urbanisation : l'augmentation des pics de débit et l'augmentation de la fréquence des crues (Booth et Jackson 1997).

Bien que les scénarios testés soient simplistes, ils permettent de tester le comportement du modèle et de vérifier si celui-ci est cohérent. L'intérêt de ce type d'étude est de voir la variation des débits et du bilan hydrologique selon le contexte d'aménagement et non pas de fournir une prévision quantitative des débits.

Les résultats de l'application du modèle sur un bassin versant très différent de la Chézine, le bassin versant de Taffignon, suggèrent que le modèle est assez facilement transposable, utilisant la même source de données de texture du sol, de couverture végétale et de forçage atmosphérique.

De plus, les valeurs de f et d_c calés par Quintana-Seguí *et al.* (2009) pour le bassin versant de la Saône permettent d'avoir des simulations correctes pour la période de 2002 à 2008 sur Taffignon, sans aucun calage supplémentaire. Le défaut retrouvé sur la simulation des écoulements lents (sous-estimation en période d'étiage) est également retrouvé dans les simulations de la Chézine, même suite au calage de ces deux paramètres. Pour améliorer la représentation des écoulements lents, une autre formulation serait peut être nécessaire car l'ajustement des paramètres ne semble pas pouvoir être suffisante.

Compte tenu de la taille et de la topographie du bassin versant de Taffignon, la variabilité spatiale de la pluie a probablement un fort impact sur sa réponse hydrologique. Le fait d'avoir utilisé seulement deux pluviomètres localisés au milieu du bassin versant peut constituer une source d'erreur importante pour certains événements. Comme le modèle peut prendre en compte la variabilité spatiale de la pluie, l'utilisation des données

d'autres pluviomètres ou des images radar pourrait peut être améliorer les résultats du modèle.

L'étude met en évidence les éléments urbains qui ont des impacts non négligeables sur certains bassins versants. Notamment, les réseaux unitaires, les déversoirs d'orage et les bassins de rétention. Il serait donc souhaitable de compléter la représentation des zones urbaines pour prendre en compte ces éléments afin d'appliquer le modèle sur différents bassins versants périurbains. Cependant, ces premiers résultats sont encourageants : les critères statistiques sur toute la période de simulation caractérisent des résultats satisfaisants sur le bassin versant de Taffignon.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les travaux de cette thèse s'articulent autour d'un projet qui vise à proposer des outils pour quantifier l'impact de l'artificialisation des bassins versants sur leur fonctionnement hydrologique et la modification des chemins de l'eau associée, le projet AVuPUR (Assessing the Vulnerability of Peri-Urban Rivers).

Ce projet s'est appuyé sur l'étude de deux bassins versants péri-urbains aux conditions climatiques et aux reliefs différents : le bassin versant de l'Yzeron, dans l'agglomération lyonnaise et le bassin versant de la Chézine, situé près de Nantes. Le travail de cette thèse s'est articulé autour de ce dernier bassin, la Chézine.

Ainsi, une analyse des données observées (pluie et hauteur d'eau en rivière) a permis de montrer d'une part que le bassin réagit différemment suivant l'état hydrique des sols avant l'évènement pluvieux. En conditions sèches, le bassin a tendance à réagir comme un bassin versant de type urbain : les surfaces participant au ruissellement sont essentiellement les surfaces imperméabilisées, réduisant le temps de réponse du bassin à environ une heure. En conditions humides, les surfaces naturelles participent à l'écoulement de manière significative, entraînant un allongement du temps de réponse du bassin. D'autre part, l'analyse a aussi permis de mettre en évidence l'impact de la localisation des surfaces imperméabilisées sur la réponse en débits. Cette analyse du fonctionnement du bassin de la Chézine a mis en évidence l'importance de bien représenter le sol et les écoulements associés ainsi que de localiser précisément les surfaces imperméabilisées, dans la modélisation hydrologique de ce type de rivière.

Les travaux développés au cours de cette thèse ont donc abouti au développement d'un modèle hydrologique adapté au milieu périurbain à partir d'un modèle (ISBA-TOPMODEL) conçu à l'origine pour les bassins versants majoritairement ruraux et soumis aux crues-éclair. La version dynamique de TOPMODEL, TOPODYN (Datin 1998, Pellarin *et al.* 2002), gère les transferts latéraux à partir d'une recharge en eau variable spatialement. Le schéma de surface ISBA (Noilhan et Planton 1989) a en charge la gestion

des bilans hydrique et énergétique et gère les transferts verticaux (surface-atmosphère et sol-surface/atmosphère). Le nouveau modèle représente les processus hydrologiques prépondérants en milieux urbain et rural et est capable de simuler la réponse de bassins versants péri-urbains sur des périodes de plusieurs années en mode continu. Les modifications apportées consistent à représenter les processus sur surface imperméabilisée (ruissellement, infiltration, évaporation et stockage), les processus liés aux réseaux d'assainissement (infiltrations parasites et fonction de transfert des écoulements dans les conduites).

La représentation des zones urbaines est basée sur une paramétrisation spatialisée des processus à l'échelle du MNT. Les surfaces imperméabilisées sont représentées par un réservoir d'interception qui se remplit par les précipitations et se vidange par l'évaporation et par l'infiltration. Le flux d'évaporation est supposé proportionnel à l'évaporation sur le sol nu et à la quantité d'eau stockée dans ce réservoir. Le flux d'infiltration est contrôlé par la quantité stockée dans le réservoir. Si le stock d'eau dans ce réservoir dépasse le stock maximum, l'excédent ruisselle en surface.

La représentation des infiltrations parasites est faite à l'échelle d'ISBA. Quand le contenu en eau de la couche profonde du sol dépasse un seuil (la capacité au champ), les mailles desservies par le réseau d'assainissement sont drainées par les infiltrations parasites. Ce processus est calculé sur les mailles d'ISBA, or l'influence du réseau est estimée à un rayon de quelques mètres (LeDelliou 2009). Même si la densité du réseau est évaluée à l'échelle du MNT, la prise en compte de ce processus par TOPMODEL serait plus cohérente en termes d'échelle spatiale horizontale. En revanche, les profondeurs des conduites sont plus importantes que la profondeur de la couche dans laquelle TOPMODEL réalise les transferts latéraux, et ceci impliquerait une inconsistance en termes de profondeur, qui est une propriété physique du modèle.

Les paramètres associés à ces processus urbains sont le taux d'imperméabilisation, le taux de raccordement des surfaces imperméabilisées, la capacité de stockage S_{max}^{imper} (mm) et la vitesse d'infiltration K^{imper} (m/s) sur les surfaces imperméables et la densité du réseau d'assainissement. La simplicité de certaines de ces données (taux d'imperméabilisation, densité du réseau) permet de les obtenir à partir de différentes sources :

- banque de données urbaines de surfaces de routes, de bâtiments, parcelles ;
- carte d'occupation du sol ;

- photos aériennes ou images satellites traitées ;

La fonction de transfert géomorphologique simple d'origine a été modifiée pour prendre en compte les effets de diffusion sur la propagation des débits et les différents milieux d'écoulement (conduites, surface, rivière...). La fonction de Hayami (Hayami 1951) a été utilisée en mode discrétisé pour calculer la distribution des temps de parcours de chaque pixel du MNT jusqu'à l'exutoire. Cette modification a permis une meilleure reproduction de la fonction de transfert "moyenne" identifiée à partir des données observées du bassin versant de la Chézine. L'analyse de sensibilité de ces paramètres a montré que la chronique de débits de la Chézine est plus sensible à la célérité qu'au paramètre de diffusivité.

Le modèle ainsi développé a été appliqué sur le bassin versant de la Chézine depuis août 2001 jusqu'à juillet 2010. La première année a servi à la mise en équilibre des différentes variables du modèle, afin de s'affranchir des données initiales. Les trois années suivantes ont été utilisées pour caler deux paramètres caractérisant la conductivité à saturation du sol. Les cinq dernières années ont permis l'évaluation du modèle. Le modèle montre ainsi une tendance à sur-estimer les années humides et à sous-estimer les années sèches. Cependant, la comparaison des débits simulés aux débits calculés à partir des hauteurs d'eau mesurées indique des résultats très encourageants sur la dynamique reproduite, malgré un biais parfois important.

L'ajustement des paramètres urbains pourrait améliorer davantage sa capacité à reproduire les données observées. Les résultats de sensibilité au taux de raccordement des surfaces imperméabilisées montrent que le débit simulé est sensible à la variation du taux de raccordement. Le fait d'avoir une diminution des pics de débit non négligeable lorsque le taux de raccordement, utilisé dans le modèle, baisse, semble confirmer l'intérêt des initiatives qui visent à limiter les raccordements des surfaces au réseau d'assainissement, pour potentiellement contribuer à la maîtrise du ruissellement urbain. Ce facteur gagnera en importance avec les règlements d'urbanisme, qui tendent à aller vers une intensification des techniques alternatives visant à récupérer les eaux de pluie et à privilégier l'infiltration à la source pour réduire les flux dans les réseaux d'assainissement.

L'application du modèle sur un sous-bassin versant de la Chézine, à l'occupation du sol majoritairement rurale montre des résultats plus médiocres, comparés aux débits me-

surés en amont. Ce résultat nous conduit à discuter de l'aspect distribué revendiqué de TOPMODEL. En effet, les surfaces saturées simulées à l'échelle du bassin versant entier sur le bassin amont ne correspondent pas à celles simulées à l'échelle du sous-bassin. Cette incohérence pouvant s'expliquer par le calcul de l'indice hydrotopographique seuil (à partir duquel il y a saturation) en fonction de l'état moyen du bassin. Mais cette application atteint les limites d'application initialement prévues pour le modèle.

Le modèle a aussi été appliqué sur le bassin versant de la Chézine avec un aménagement différent : sans les surfaces urbaines. Bien que ce scénario soit très simpliste et peu réaliste, cet étude nous a permis de vérifier le fonctionnement cohérent du modèle par une répartition des termes du bilan hydrique réaliste. Ainsi, nous avons pu mettre en évidence la capacité du modèle à diminuer la recharge en eau du sol sur les zones perméables en aval de zones imperméables. Cet impact de l'urbanisation a déjà été discuté dans la bibliographie (Rose et Peters 2001, Valeo et Moin 2000, Ku *et al.* 1992, White et Greer 2006, Jacobson 2011).

Enfin, la dernière étude consistant à appliquer le modèle sur le bassin de Taffignon, autre bassin étudié dans le cadre du projet AVuPUR, a permis d'évaluer la capacité du modèle à être appliqué sur un bassin versant au relief plus marqué et aux conditions climatiques autres. Les résultats suggèrent que la représentation des zones urbaines doit être améliorée pour mieux reproduire la réponse hydrologique des bassins versants où la connexion de ces zones à un réseau unitaire et la présence des déversoirs d'orage sont importantes.

PERSPECTIVES

L'élément unitaire de discrétisation spatiale du modèle TOPMODEL est la maille du modèle numérique de terrain (MNT), avec une résolution de quelques dizaines de mètres pour un pas de temps de 30 minutes à 1 heure selon la taille du bassin étudié. Les processus verticaux sont calculés sur la grille ISBA à la résolution de quelques centaines à quelques milliers de mètres avec un pas de temps de cinq minutes. La résolution d'ISBA n'est pas adaptée aux moyens actuels disponibles pour décrire l'occupation du sol en milieu urbain (base de données, images de télédétection), ou les chemins de l'eau. Il faut donc aller vers une description des échanges sol-atmosphère et des flux verticaux avec une meilleure résolution. Ainsi, il serait intéressant de tester différentes échelles spatiales

pour chaque modèle, ISBA et TOPMODEL.

Une analyse de sensibilité aux différentes résolutions de données cartographiques, telles que la texture du sol et la couverture végétale, serait également une grande plus-value. Notamment l'utilisation d'une base de données de couverture végétale plus fine que celle utilisée (ECOCLIMAP, 8 km) permettrait de mieux décrire la variabilité spatiale de l'épaisseur de la couche racinaire et donc de l'évapotranspiration. De même la texture du sol a été définie à partir de la base de données de la FAO qui conduit à une texture homogène sur le bassin de la Chézine. Or, Giangola-Murzyn (2010) a montré une sensibilité importante du modèle à cette caractéristique sur le bassin versant de la Chézine. La variation de la texture du sol sur ce bassin, mise en évidence par des mesures sur le terrain, pourrait être prise en compte en complétant les données mesurées sur le terrain. Ceci pourrait peut être améliorer la représentation des écoulements lents du sol, car les paramètres de force-restore dépendent des données de taux de sable et taux d'argile.

Le modèle peut être alimenté par une pluie spatialement variable. En effet, le modèle prend en compte la variation spatiale à l'échelle d'ISBA pour le calcul des bilans mais aussi à l'échelle du MNT pour réaliser la redistribution latérale des contenus en eau, grâce à la version dynamique de TOPMODEL. Cependant, en raison de l'absence de mesures pluviométriques spatialement distribuées sur la Chézine, les simulations ont été réalisées avec une pluie homogène sur l'ensemble du bassin versant. Cette simplification n'a pas empêché de bien représenter le régime hydrologique de notre bassin versant expérimental, de 30km^2 . En revanche, l'impact de cette variation pourrait être significatif lors de certains événements convectifs, notamment sur les bassins versants en région de montagne ou sur des bassins versants de grande taille, tels que Taffignon.

Les paramètres associés aux processus pour prendre en compte les zones urbaines peuvent être plus ou moins détaillés en fonction de l'échelle de modélisation et des informations disponibles. Dans cette étude, les valeurs des paramètres, à savoir le taux d'imperméabilisation, le taux de raccordement, les capacités de stockage et d'infiltration, sont homogènes sur l'ensemble de la zone urbaine. Il serait pourtant possible d'attribuer les taux d'imperméabilisation variables spatialement, et différentes selon le type de surface : bâtiment, route, chaussée drainante, etc. L'intérêt de pouvoir décrire les paramètres

à ce niveau de détail apparaît par exemple dans le cadre d'une étude d'impact de la mise-en-place de récupération d'eau de pluie dans certains quartiers, ou de substituer les chaussées traditionnelles par des chaussées drainantes dans une ville. La sensibilité du modèle à cette variation reste à vérifier.

Du fait que les réseaux d'assainissement de la Chézine ne sont pas instrumentés, la prise en compte des infiltrations parasites n'a pas pu être développée davantage, or ce processus est significatif pour représenter le bilan hydrologique annuel des zones urbaines, comme cela a pu être mis en évidence sur le site instrumenté de l'IRSTV (l'ONEVU). L'application du modèle sur un bassin versant ayant son réseau d'assainissement instrumenté est donc souhaitable pour améliorer la représentation des infiltrations parasites dans le modèle. Il serait souhaitable de prendre en compte ce processus par TOPMODEL, à l'échelle du MNT, compte tenu du rayon d'influence du réseau d'assainissement sur la nappe (LeDelliou 2009).

L'étude préliminaire sur l'influence du bassin de stockage localisé juste en amont de l'exutoire dans le parc de Procé a indiqué que cet élément impacte le débit observé, atténuant ses pics quand une part de l'eau est retenue pendant son remplissage (Leroux 2008). Cependant, une loi de stockage/vidange du bassin généralisée n'a pu être mise en évidence, car dépendante de l'entretien du bassin. Seule une loi en fonction de la hauteur d'eau mesurée dans le bassin a pu être calculée. La prise en compte de ce type d'ouvrage sur la Chézine pour corriger les débits ou pour les représenter dans la simulation est donc difficile. Ce type d'ouvrage ou d'autres éléments urbains tels que les déversoirs d'orage et les bassins d'infiltration peuvent également avoir un impact non-négligeable sur le comportement hydrologique d'autres bassins versants périurbains. Il serait intéressant de les intégrer au modèle, en appliquant le modèle sur des bassins versants où ces ouvrages sont présents et instrumentés.

Concernant le transfert des eaux en surface, nous avons affecté différentes valeurs de vitesse d'écoulement suivant le type de surface (rural, urbain, rivière). Ce paramètre pourrait encore varier en fonction du débit simulé, en se basant par exemple sur la loi de Manning Strickler . De nombreux travaux sont consacrés à la variation de la vitesse le long de la rivière. D'un point de vue expérimental, des jaugeages pourraient être effectués

pour pouvoir en déduire la variation réelle de la vitesse d'écoulement.

Dans la continuité directe de cette thèse, la prise en compte des zones urbaines peut être améliorée en intégrant le bilan énergétique de TEB (Town Energy Budget, Masson *et al.* (2003)), le schéma des surfaces urbaines qui fait partie de SURFEX, plateforme à laquelle ISBA-TOPMODEL appartient. TEB représente la ville de manière théorique, avec une représentation d'un canyon urbain dans lequel est modélisé l'évolution temporelle de la température de la rue, des murs et des toits. Notamment, dans la nouvelle version développée dans cette étude, l'évaporation sur les surfaces imperméabilisées est calculée par ISBA de la même manière que celle du sol nu, sans végétation. Ce calcul peut être sérieusement amélioré en utilisant la formulation de TEB, qui prend en compte tous les échanges de chaleur entre les différents éléments urbains ainsi que la variété des matériaux de surface présents en milieu urbain.

Enfin, le modèle pourrait être testé sur des scénarios d'aménagement réalistes à construire en collaboration avec une communauté de communes en charge du bassin étudié. Dans le cas de la Chézine, cette perspective est envisagée dans le cadre d'un partenariat avec Nantes Métropole. Cependant le modèle doit tout d'abord être validé sur des scénarios d'évolution d'occupation du sol historiques afin de comparer les résultats simulés à des débits observés. Le bassin versant de l'Yzeron dans le cadre du projet AVu-PUR dispose désormais de données passées (1990-2008) sur l'occupation du sol. Il serait intéressant d'appliquer le modèle sur Taffignon durant cette période. Cette étude souligne l'importance d'instrumenter un site périurbain avant et après aménagement pour valider le modèle, d'où l'intérêt d'instrumenter sur de longues périodes (ONEVU).

BIBLIOGRAPHIE

- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, et B. Choudhury (1988). Improved ground hydrology calculations for global climate models (gcms) : Soil water movement and evapotranspiration. *Journal of Climate* 1(9), 921–941. (Cité page 28.)
- Anctil, F., J. Roussel, et N. Lauzon (2005). *Hydrologie : Cheminement de l'eau*. Presses internationales Polytechnique. (Cité pages x et 14.)
- Andrieu, H. (2001). Intérêt de l'hydrométéorologie en milieu urbain. Dans *Atelier de Modélisation de l'Atmosphère*. (Cité pages 42 et 93.)
- Andrieu, H. et B. Chocat (2004). Introduction to the special issue on urban hydrology. *Journal of Hydrology* 299, 163–165. (Cité page 45.)
- Aronica, G. et M. Cannarozzo (2000). Studying the hydrological response of urban catchments using a semi-distributed linear non-linear model. *Journal of Hydrology* 238(1-2), 35 – 43. (Cité page 42.)
- ASCE (1993, May). Criteria for evaluation of watershed models. *Task Committee on Definition of Criteria for Evaluation of Watershed Models of the Watershed Management Committee and Irrigation Drainage Division. Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 119(3), 429–442. (Cité pages 45 et 47.)
- Bachmair, S. et M. Weiler (2011). New dimensions of hillslope hydrology. Dans D. T. T. Levia, Delphis F.; Carlyle-Moses (Ed.), *Forest Hydrology and Biogeochemistry : Synthesis of research and future directions* (1 ed.), Volume 216 de *Ecological Studies*. Springer. (Cité pages x et 15.)
- Berthier, E. (1999). *Contribution à une modélisation hydrologique à base physique en milieu urbain. Elaboration du modèle et première évaluation*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble. (Cité pages 44, 45, 69 et 129.)
- Berthier, E., H. Andrieu, et F. Rodriguez (1999). The rezé urban catchments database. *Water Resources Research* 35(6), PP. 1915–1919. (Cité pages 74, 75, 109 et 118.)

- Bertrand-Krajewski, J. L. (2006). Pertes avant ruissellement. (Cité page 118.)
- Beven, K. (2001). *Rainfall-runoff modelling : the primer*. John Wiley and Sons. (Cité pages x, 16, 19, 23, 91 et 92.)
- Beven, K. et J. Freer (2001). A dynamic topmodel. *Hydrological Processes* 15(10), 1993–2011. (Cité page 24.)
- Beven, K. et J. Kirkby (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24(1), 43–69. (Cité pages 21, 23, 41 et 77.)
- Bloschl, G. et M. Sivapalan (1995). Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrological Processes* 9(3-4), 251–290. (Cité pages 33 et 91.)
- Boone, A. (2000). *Modélisation des processus hydrologiques dans les schémas de surface ISBA : Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige*. Ph. D. thesis, Université de Toulouse III (Paul Sabatier). (Cité page 98.)
- Boone, A., J.-C. Calvet, et J. Noilhan (1999). Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force restore method. *Journal of Applied Meteorology* 38(11), 1611–1630. (Cité pages xiii, 30, 93, 97 et 203.)
- Booth, D. et C. Jackson (1997). Urbanisation of aquatic systems : degradation thresholds, stormwater detection and the limits of mitigation. *Journal of the American Water Resources Association* 33(5), 1077–1090. (Cité pages 38, 39 et 177.)
- Bouilloud, L., K. Chancibault, B. Vincendon, V. Ducrocq, F. Habets, G. Saulnier, S. Anquetin, E. Martin, et J. Noilhan (2010). Coupling the isba land surface model and the topmodel hydrological model for mediterranean flash-flood forecasting : Description, calibration, and validation. *Journal of Hydrometeorology* 11(2), 315–333. (Cité pages xiii, 30, 93, 94, 95, 96 et 121.)
- Braud, I. (2011). Impacts de l'urbanisation sur les rivières périurbaines. (Cité page 167.)
- Braud, I., K. Chancibault, S. Debionne, G. Lipeme Kouyi, B. Sarrazin, C. Jacqueminet, H. Andrieu, D. Béal, E. Bocher, H. Boutaghane, F. Branger, P. Breil, B. Chocat, J. Comby, J. Dehotin, G. Dramais, C. Furusho, E. Gonzalez-Sosa, L. Grospretre, A. Honegger, T. Joliveau, M. Kermadi, S. and Lagouy, E. Leblois, T. Leduc, P. Mazagol, K. Michell, N. Mollines, C. Puech, F. Renard, F. Rodriguez, L. Schmitt, F. Thollet, et P. Viallet (2009). he

- avupur project (assessing the vulnerability of peri-urban rivers). Dans *Geophysical Research Abstracts*, Volume 11, Vienna, Austria, pp. EGU2009-3353-1. (Cité pages 44, 93 et 169.)
- Brooks, R. et A. Corey (1966). Properties of porous media affecting fluid. *Flow, Proc. Amer. Soc. Civil Eng., No. Ir2 (92)*, 61-87. (Cité page 98.)
- Burns, D., T. Vitvar, J. McDonnell, J. Hassett, J. Duncan, et C. Kendall (2005). Effects of suburban development on runoff generation in the croton river basin, new york, USA. *Journal of Hydrology* 311(1-4), 266-281. (Cité page 39.)
- Cappus, P. (1960). Bassin versant expérimental d'alrance : étude des lois de l'écoulement. application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche A*, 493-520. (Cité pages x et 16.)
- Carlier, M. (1998). *Hydraulique générale appliquée*. Collection Direction des études et recherches d'électricité de France (EDF). (Cité page 61.)
- Champeaux, J. L., V. Masson, et F. Chauvin (2005). Ecoclimap : A global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorological Applications* 12(01), 29-32. (Cité page 115.)
- Chancibault, K., F. Habets, V. Ducrocq, B. Vincendon, P. Lemoigne, G.-M. Saulnier, et S. Anquetin (2006). A hydrometeorological high-resolution coupled system for flash-flood forecasting. Dans *2nd International Symposium on QPF and Hydrology, Boulder*. (Cité page 93.)
- Chocat, B. (1997). Le rôle possible de l'urbanisation dans l'aggravation du risque d'inondation : l'exemple de l'Yseron à lyon / ~~The potential role of urbanization in increasing the risk of flooding : the example of the yzeron in lyon~~. *Revue de géographie de Lyon* 72(4), 273-280. (Cité pages 168 et 169.)
- Chocat, B., G. Lipeme, et H. Boutaghane (2009). Influence du fonctionnement hydraulique du système de drainage dans la réponse hydrologique des bassins versants urbains. Dans *Colloque 2009 du Comité National Français des Sciences Hydrologiques - CNFSH, Inondations urbaines : quelles synergies pour les recherches hydrologiques ?* (Cité pages xi et 44.)
- Clapp, R. et G. Hornberger (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research* 14(4), PP. 601-604. (Cité pages 30, 98 et 101.)

- Clark, M. P., D. E. Rupp, R. A. Woods, H. J. Tromp-van Meerveld, N. E. Peters, et J. E. Freer (2009). Consistency between hydrological models and field observations : linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale. *Hydrological Processes* 23(2), 311–319. (Cité pages 16 et 17.)
- Cudennec, C. (2000). *Description mathématique de l'organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique*. Ph. D. thesis, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes. (Cité page 32.)
- Datin, R. (1998). *Outils opérationnels pour la prévision de crues rapides : traitement d'incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble. (Cité pages 24, 92, 93, 101 et 179.)
- Deardorff, J. W. (1977). A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology* 16(11), 1182–1185. (Cité pages 28 et 98.)
- Decharme, B. et H. Douville (2005). Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Climate Dynamics* 26(1), 65–78. (Cité pages 29 et 30.)
- Decharme, B., H. Douville, A. Boone, F. Habets, et J. Noilhan (2006). Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the isba lsm : Simulations over the rhône basin. *Journal of Hydrometeorology* 7(1), 61–80. (Cité pages 30, 98, 101, 133 et 149.)
- DHI. *MOUSE Rainfall dependent infiltration module (RDII) user guide*. Agern Allé 11. DK-2970 Horsholm, Denmark : Water & Environment. (Cité pages xi, 42 et 43.)
- Dooge, J. (1986). Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research* 22(9S), 46S–58S. (Cité page 17.)
- Dow, C. et D. DeWalle (2000). Trends in evaporation and bowen ratio on urbanizing watersheds in eastern united states. *Water Resources Research* 36(7), PP. 1835–1843. (Cité page 38.)
- Duband, D., C. Obled, et J. Rodriguez (1993). Unit hydrograph revisited : an alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology* 150(1), 115–149. (Cité pages 31 et 81.)

- Dupasquier, B. (1999). *Modélisation hydrologique et hydraulique des infiltrations d'eaux parasites dans les réseaux séparatifs d'eaux usées*. Ph. D. thesis, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts. Centre de Paris. (Cité pages 105 et 106.)
- Dupont, S. (2001). *Modélisation dynamique et thermodynamique de la canopée urbaine : réalisation du modèle de sols urbains pour SUBMESO*. Ph. D. thesis, Université de Nantes, FRANCE. (Cité pages 103 et 105.)
- Dupont, S., P. Mestayer, E. Guilloteau, E. Berthier, et H. Andrieu (2006). Parameterization of the urban water budget with the submesoscale soil model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 45(4), 624–648. (Cité page 118.)
- Duy, B., P. Archambeau, S. Erpicum, B. Dewals, M. Pirotton, et K. Duy (2009). Modélisation hydrologique à grande échelle des zones imperméables drainées. large scale hydrological modelling of drained impervious areas :. *La Houille Blanche* (5), 7. (Cité page 40.)
- Edijatno et Nascimento, N. O.; Yang, X. . M. Z. M. C. (1999). Gr3j : a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences* 44 (2), 263–277. (Cité page 21.)
- Famiglietti, J., E. Wood, M. Sivapalan, et D. Thongs (1992). A catchment scale water balance model for five. *Journal of Geophysical Research* 97(D17), PP. 18,997–19,007. (Cité page 121.)
- Famiglietti, J. S. et E. F. Wood (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research* 30 (11), 3061–3078. (Cité page 27.)
- Furusho, C., K. Chancibault, et H. Andrieu (2011). Analysis of the hydrological functioning of an urbanizing river basin. *Hydrological Processes*. (Cité page 73.)
- Giangola-Murzyn, A. (2010). Etude de sensibilité du couplage isba-topmodel. Master's thesis, Université de Nantes, Master Geo-Environnement. (Cité page 183.)
- Gironas, J. (2009). *Morphologic characterization of urban watersheds and its use in quantifying hydrologic response*. Ph. D. thesis, Colorado State University. (Cité pages 41, 104 et 109.)
- Gironas, J., J. Niemann, L. Roesner, F. Rodriguez, et H. Andrieu (2009). A morpho-climatic instantaneous unit hydrograph model for urban catchments based on the kinematic wave approximation. *Journal of Hydrology* 377(3-4), 317–334. (Cité page 32.)

- Gironas, J., L. Roesner, et H. Andrieu (2007). Morphologic approach in studying urbanized and suburbanizing watersheds. Dans K. C. Kabbes (Ed.), *ASCE Conf. Proc.*, Volume 243, Tampa, Florida, USA, pp. 31. ASCE. (Cité pages 41 et 83.)
- Gnouma, R. (2006). *Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron*. Ph. D. thesis, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon. (Cité page 169.)
- Graeff, T., E. Zehe, D. Reusser, E. Lick, B. Schrider, G. Wenk, H. John, et A. Bronstert (2009). Process identification through rejection of model structures in a mid-mountainous rural catchment : observations of rainfall-runoff response, geophysical conditions and model inter-comparison. *Hydrological Processes* 23(5), 702–718. bimodal response. (Cité page 72.)
- Graham, C., R. Woods, et J. McDonnell (2010). Hillslope threshold response to rainfall : (1) a field based forensic approach. *Journal of Hydrology* 393(1-2), 65 – 76. Soil Architecture and Preferential Flow across Scales. (Cité page 149.)
- Guillot, P. et D. Duband (1980). Fonction de transfert pluie-débit sur les bassins versants de l'ordre de 1000 km². *La Houille Blanche* 4/5, 279–290. (Cité page 33.)
- Gupta, H., S. Sorooshian, et P. Yapo (1999). Status of automatic calibration for hydrologic models : Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering* 4(2), 135–143. (Cité pages 47 et 48.)
- Gupta, V., E. Waymire, et C. Wang (1980). A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research* 16(5), PP. 855–862. (Cité page 34.)
- Habets, F., A. Boone, J. L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchistéguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. Le Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Quintana-Seguí, F. Rousset-Regimbeau, et P. Viennot (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research* 113, 18 PP. (Cité page 116.)
- Habets, F. et G. M. Saulnier (2001). Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26(5-6), 455 – 459. (Cité pages 27 et 30.)

- Hayami, S. (1951). On the propagation of flood waves. *Disaster Prevision Research Institute Bulletin 1*, 1–16. (Cité pages 36 et 181.)
- Hingray, B., C. Picouet, et A. Musy (2009). *Hydrologie : Tome 2, Une science pour l'ingénieur*. Presses Polytechniques. (Cité page 13.)
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *American Geophysical Union 14*, 446–460. (Cité pages x et 16.)
- INSAVALOR-SOGREAH (1997). *CANOE- Logiciel d'hydrologie urbaine. Conception et évaluation de réseaux d'assainissement. Simulation des pluies, des écoulements et de la qualité des eaux*. (Cité page 43.)
- Jacobson, C. (2011). Identification and quantification of the hydrological impacts of imperviousness in urban catchments : A review. *Journal of Environmental Management 92*(6), 1438 – 1448. (Cité pages 159, 177 et 182.)
- Jacquemin, B. et J. Noilhan (1990). Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the hapex-mobilhy data set. *Boundary-Layer Meteorology 52*(1), 93–134. (Cité page 100.)
- Jankowfsky, S., F. Branger, I. Braud, J. Gironas, et F. Rodriguez (2011). Integration of sewer system maps and field observations in topographically based sub-basin delineation in suburban areas. *Hydrological Processes (submitted)*. (Cité page 169.)
- Jeng, R. et G. Coon (2003). True form of instantaneous unit hydrograph of linear reservoirs. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering 129*(1), 11–17. (Cité page 32.)
- Jia, Y., G. Ni, Y. Kawahara, et T. Suetsugi (2001). Development of WEP model and its application to an urban watershed. *Hydrological Processes 15*(11), 2175–2194. (Cité page 40.)
- Joannis, C. (1993). *Les études diagnostic de réseaux d'assainissement. Analyse rétrospective et propositions*. série environnement et génie urbain. Études et recherche des LPC. (Cité page 40.)
- Joannis, C., N. Belhadj, et G. Raimbault (1993). Rainfall induced nfitration ratio into sewer systems. Dans *6th International Conference on urban Storm Drainage*. (Cité page 42.)
- Kirkby, J. (1976). Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes 1*(3), 197–212. (Cité page 34.)

- Ku, H., N. Hagelin, et H. Buxton (1992). Effects of urban storm-runoff control on groundwater recharge in Nassau County, New York. *Ground Water* 30(4), 507–514. (Cité pages 177 et 182.)
- Laenen, A. (1983). Storm runoff as related to urbanization based on data collected in Salem and Portland and generalized for the Willamette Valley, Oregon. Technical report, U.S.G.S. (United States Geological Survey) Water Resources Investigations. (Cité page 38.)
- Lassabatere, L., C. Garcia, L. Letellier, et K. Chancibault (2011). Caractérisation hydrodynamique du bassin versant péri-urbain de la Chézine. rapport avupur. Technical report, Institut français des sciences et technologies des transports, de l'aménagement et des réseaux. (Cité pages xiv, 114, 115, 132 et 203.)
- Le Lay, M. et G. Saulnier (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, 5 PP. (Cité page 93.)
- LeDelliou, A. (2009). *Rôle des interactions entre les réseaux d'assainissement et les eaux souterraines dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant en milieu urbanisé. Approche expérimental et modélisations*. Ph. D. thesis, Ecole Centrale de Nantes. (Cité pages 45, 144, 180 et 184.)
- Ledoux, E. et J. P. Girard, G. and Villeneuve (1984). Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche* 39, 101–110. (Cité page 116.)
- Lee, J. et J. Heaney (2003). Estimation of urban imperviousness and its impacts on storm water systems. *Journal of Water Resources Planning and Management* 129(5), 419–426. (Cité page 40.)
- Legates, D. et G. McCabe (1999). Evaluating the use of goodness-of-fit measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35(1), PP. 233–241. (Cité pages 45, 47 et 48.)
- Lemonsu, A., V. Masson, et E. Berthier (2007). Improvement of the hydrological component of an urban soil vegetation atmosphere transfer model. *Hydrological Processes* 21(16), 2100–2111. (Cité page 103.)

- Leroux, C. (2008). Étude d'un bassin de stockage sur la chézine. Technical report, Laboratoire Central de Ponts et Chaussées. (Cité pages xi, xii, 61, 62, 66 et 184.)
- Lhomme, J., C. Bouvier, et J. Perrin (2004). Applying a gis-based geomorphological routing model in urban catchments. *Journal of Hydrology* 299(3-4), 203 – 216. Urban Hydrology. (Cité page 42.)
- Mahfouf, J.-F. et J. Noilhan (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology* 35(6), 987–992. (Cité page 28.)
- Marani, A., R. Rigon, et A. Rinaldo (1991). A note on fractal channel networks. *Water Resources Research* 27(12), PP. 3041–3049. (Cité page 34.)
- Marechaln, D. (2011). *Du drain potentiel au drain réel. Utilisation de l'imagerie satellite à Très Haute Résolution (THR) et de l'observation hydrologique pour la détermination et la caractérisation des chemins de l'eau à différentes échelles sur les bassins versants soumis aux crues éclair*. Ph. D. thesis, Ecole de Mines de Saint Etienne. (Cité page 33.)
- Marsik, M. et P. Waylen (2006). An application of the distributed hydrologic model casc2d to a tropical montane watershed. *Journal of Hydrology* 330(3-4), 481–495. (Cité page 42.)
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, et R. Lacaze (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate* 16(9), 1261–1282. (Cité pages 105, 115 et 185.)
- Mcdonnell, J. J., M. Sivapalan, K. Vaché, S. Dunn, G. Grant, R. Haggerty, C. Hinz, R. Hooper, J. Kirchner, M. L. Roderick, J. Selker, et M. Weiler (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity : A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research* 43, 07301. (Cité page 17.)
- Mejia, A. et G. Moglen (2010). Spatial distribution of imperviousness and the space-time variability of rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research* 46, 14 PP. (Cité page 40.)
- Mejia, A. et G. Moglen (2010b). Impact of the spatial distribution of imperviousness on the hydrologic response of an urbanizing basin. *Hydrological Processes* 24(23), 3359–3373. (Cité pages 34, 40 et 82.)

- Morena, F. (2004). *Modélisation Hydrologique distribuée en milieu urbanisé. Représentation des processus de production et développement du modèle URBS*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble. (Cité page 44.)
- Moriasi, D. N., J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, et T. L. Veith (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 50(3), 885–900. (Cité pages 46, 47, 48, 123 et 172.)
- Mosini, M., L. Letellier, C. Leroux, C. Furusho, et K. Chancibault (2011). *Projet avupur : Validation et analyse des données pluie-débit de la chézine*. Technical report, Institut français des sciences et technologies des transports, de l'aménagement et des réseaux. (Cité pages xi, xii, xvi, 63, 66, 67 et 158.)
- Moussa, R. (1996). Analytical hayami solution for the diffusive wave flood routing problem with lateral inflow. *Hydrological Processes* 10(9), 1209–1227. (Cité page 36.)
- Musy, A. (2005). *Hydrologie générale*. (Cité pages x et 18.)
- Nachtergaele, F., H. van Velthuizen, et L. Verelst (2008). *Harmonized World Soil Database (version 1.0)*. Food and Agriculture Organization. (Cité page 113.)
- Nalbantis, I. (1987). *Identification de modèles pluie-débit du type hydrogramme Unitaire : Développement de la méthode DPFT et validation sur données simulées avec et sans erreur*. Ph. D. thesis, Institut National Polutechnique de Grenoble. (Cité pages 32 et 33.)
- Noilhan, J. et J. Mahfouf (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* 13(1-4), 145–159. (Cité pages 28 et 98.)
- Noilhan, J. et S. Planton (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* 117(3), 536–549. (Cité pages 25, 92, 98 et 179.)
- Obled, C. et I. Zin (2004). *Topmodel : principes de fonctionnement et application*. *La Houille Blanche* (1), 65–77. (Cité pages x, 21 et 22.)
- O'Callaghan, J. et D. Mark (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 28(3), 323–344. (Cité page 82.)

- Olivera, F. et D. Maidment (1999). Geographic information systems gis-based spatially distributed model for runoff routing. *Water Resources Research* 35(4), PP. 1155–1164. (Cité pages 34 et 82.)
- Palaccio, M. (2008). Modélisation hydrologique distribuée des espaces périurbains basée sur l'analyse des données géographiques vectorielles. application au bassin versant de la chézine. Master's thesis, Ecole Centrale de Nantes. (Cité page 154.)
- Pellarin, T., G. Delrieu, G.-M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal, et J.-D. Creutin (2002). Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions : Case study for the ardèche catchment (france). *Journal of Hydrometeorology* 3(5), 539–555. (Cité pages 24, 30, 108 et 179.)
- Pellenq, J. (2002). *Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère Application à la spatialisation et l'assimilation des données du satellite SMOS*. Ph. D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse III. (Cité pages x, 15, 26, 27, 28, 29, 30 et 94.)
- Pellenq, J., J. Kalma, G. Boulet, G. Saulnier, S. Wooldridge, Y. Kerr, et A. Chehbouni (2003). A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *Journal of Hydrology* 276(1-4), 112–127. (Cité page 29.)
- Quintana-Seguí, P., E. Martin, F. Habets, et J. Noilhan (2009). Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over france. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13(2), 163–181. (Cité pages 30, 121, 122, 137, 171 et 177.)
- Roche, M. (1971). Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche* (2), 20. (Cité pages 20 et 21.)
- Rodriguez, F. (1999). *Intérêt des banques de données urbaines pour l'analyse hydrologique. Détermination des fonctions de transfert de bassins versants urbains*. Ph. D. thesis, INPG, Grenoble. 200p. (Cité pages 31, 44, 75 et 76.)
- Rodriguez, F., H. Andrieu, et F. Morena (2008). A distributed hydrological model for urbanized areas - model development and application to case studies. *Journal of Hydrology* 351(3-4), 268–287. (Cité pages 103, 105, 106, 118 et 144.)
- Rodriguez, J. Y., D. Sempere, et C. Obled (1989). Nouvelles perspectives de développement dans la modélisation des pluies efficaces par application de la méthode dpft. Dans

- New Directions for Surface Water Modeling. Proceedings of the Baltimore Symposium . IAHS Publ.no. 181.* (Cité page 33.)
- Rodriguez-Iturbe, I., G. Devoto, et J. Valdes (1979). Discharge response analysis and hydrologic similarity : The interrelation between the geomorphologic IUH and the storm characteristics. *Water Resources Research* 15(6), 1435–1444. (Cité page 34.)
- Rodriguez-Iturbe, I. et A. Rinaldo (1997). *Fractal River Basins. Chance and Self-organisation.* University Press. (Cité pages 32 et 34.)
- Rose, S. et N. Peters (2001). Effects of urbanization on streamflow in the atlanta area (georgia, usa) : a comparative hydrological approach. *Hydrological Processes* 15(8), 1441–1457. (Cité pages 39, 159, 177 et 182.)
- Rossman, L. (2009). *Storm Water Management Model. Version 5.0.* Cincinnati, OH 45268 : Water supply and water resources division. National risk management research laboratory. U.S. Environmental Protection Agency. (Cité page 42.)
- Rowney, A. et C. MacRae (1991). *QUALHYMO User's Manual Version 2.1 :A Language for Continuous Hydrologic Simulation.* Dpt. of Civil Eng., Royal Military College of Canada. (Cité page 42.)
- Sarrazin, B., I. Braud, et C. Puech (2011). A functional typology of headwater channels extracted from high resolution lidar dem. *Hydrological Processes (submitted)*. (Cité page 169.)
- Saulnier, G.-M. (1996). *Information pedologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble. (Cité pages 21, 22 et 23.)
- Servat, E. ; Dezetter, A. (1991). Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological sciences journal* 36(4), 307–330. (Cité page 47.)
- Sheeder, S., J. Ross, et T. Carlson (2002). Dual urban and rural hydrograph signals in three small watersheds. *Journal of the American Water Resources Association* 38(4), 1027–1040. (Cité page 40.)

- Singh, J., H. Knapp, J. Arnold, et M. Demissie (2005). Hydrological modeling of the iroquois river watershed using hspf and swat¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 41(2), 343–360. (Cité pages 45 et 48.)
- Singh, V. (1995). Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximations for space-independent flows on infiltrating surfaces with lateral inflow neglected in the momentum equation. *Hydrological Processes* 9(7), 783–796. (Cité page 36.)
- Sivakumar, B. (2004). Dominant processes concept in hydrology. moving forward. *Hydrological Processes* 18(12), 2349–2353. (Cité pages 17 et 111.)
- Sutherland, R. (1995). Methods for estimating the effective impervious area of urban watersheds. *Watershed Protection Techniques* 2 (1), 282–284. (Cité pages 38 et 117.)
- Troutman, B. et M. Karlinger (1988). Asymptotic rayleigh instantaneous unit hydrograph. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 2(1), 73–78. (Cité page 34.)
- Valeo, C. et S. Moin (2000). Variable source area modelling in urbanizing watersheds. *Journal of Hydrology* 228(1-2), 68–81. (Cité pages 41, 107 et 182.)
- Van Liew, M. W., V. T. L. B. D. D. et J. Arnold (2007). Suitability of swat for the conservation effects assessment project. a comparison on usda-ars experimental watersheds. *Journal of Hydrologic Engineering* 12(2), 173–189. (Cité page 45.)
- Vazquez-Amabile, G. et B. Engel (2005). Use of swat to compute groundwater table depth and streamflow in the muscatatuck river watershed. *Transactions of the ASAE* 48(3), 991–1003. (Cité page 48.)
- Versiani, B. (1983). *Modélisation de la relation pluie-débit pour la prévision de crues*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble. (Cité pages 32 et 33.)
- Vincendon, B. (2010). *Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes : vers une prévision d'ensemble des débits en région Cévennes-Vivarais*. Ph. D. thesis, UNIVERSITÉ DE TOULOUSE. (Cité pages 30 et 102.)
- Vincendon, B., V. Ducrocq, G. Saulnier, L. Bouilloud, K. Chancibault, F. Habets, et J. Noilhan (2010). Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrology In Press, Corrected Proof*. (Cité page 31.)

- Watt, W. et C. Kidd (1975). Quurm - a realistic urban runoff model. *Journal of Hydrology* 27(3-4), 225-235. (Cité page 40.)
- Weng, Q. (2001). Modeling urban growth effects on surface runoff with the integration of remote sensing and GIS. *Environmental Management* 28(6), 737-748. (Cité page 41.)
- Wetzel, P. J. et J. Chang (1987). Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 26(1), 18-27. (Cité page 100.)
- White, M. D. et K. Greer (2006). The effects of watershed urbanization on the stream hydrology and riparian vegetation of los peñasquitos creek, california. *Landscape and Urban Planning* 74(2), 125 - 138. (Cité pages 159, 177 et 182.)
- Wood, E., D. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. hang, F. Chen, Y. Dai, R. Dickinson, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, K. Mitchel, O. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, A. Shao, Y.; Shmakin, D. Verseghy, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z. Yang, et Q. Zeng. (1998). The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (pilps) phase-2(c) red-arkansas river experiment : 1. experiment description and summary intercomparisons. *Journal of Global and Planetary Change* 19, 115-135. (Cité page 26.)
- Woods, R. et M. Sivapalan (1999). A synthesis of space-time variability in storm response : Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research* 35(8), PP. 2469-2485. (Cité page 40.)

ANNEXES

DONNÉES PHYSIOGRAPHIQUES EN ENTRÉE DU MODÈLE POUR LA CHÉZINE

Le modèle ISBA utilisé dans le modèle est celui à trois couches de Boone *et al.* (1999) cf. chapitre 3. La couche superficielle de la Chézine est estimée à $d_1 = 0,01m$. La couche racinaire présente une profondeur d_2 qui varie entre 0,5 et 2m et la couche profonde se situe entre 1 et 3m. La distribution spatiale des profondeurs de la deuxième et troisième couches sont représentées dans les figures qui suivent.

Les valeurs des paramètres seuil de ISBA sont homogènes sur le bassin versant de la Chézine, latéralement mais aussi verticalement, pour toutes les trois couches du sol. La capacité au champs est estimé à $w_{fc} = 0,24 m^3.m^{-3}$, le point de flétrissement $w_{wilt} = 0,15 m^3.m^{-3}$ et le contenu en eau à saturation est $w_{sat} = 0,44 m^3.m^{-3}$.

La conductivité hydraulique à saturation estimée par le modèle dans la couche superficielle ($k_{sat}(1)$) varie entre 1.10^{-4} et $2.10^{-4}m/s$. Dans la couche racinaire $1.10^{-5} < k_{sat}(2) < 1.10^{-4}$, ce qui est cohérent avec les valeurs mesurées lors des campagnes infiltrométriques réalisées sur le bassin de la Chézine (Lassabatere *et al.* 2011). La conductivité de la couche profonde est estimée à $k_{sat}(3) = 4,2.10^{-5}$.

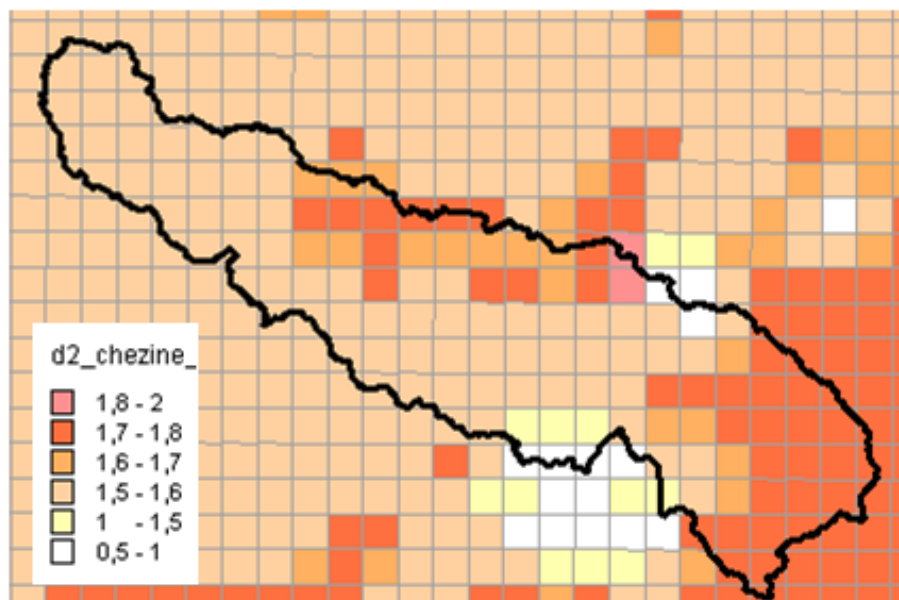


FIGURE 30 – Distribution spatiale des épaisseurs de la couche racinaire (d_2) de la Chézine.

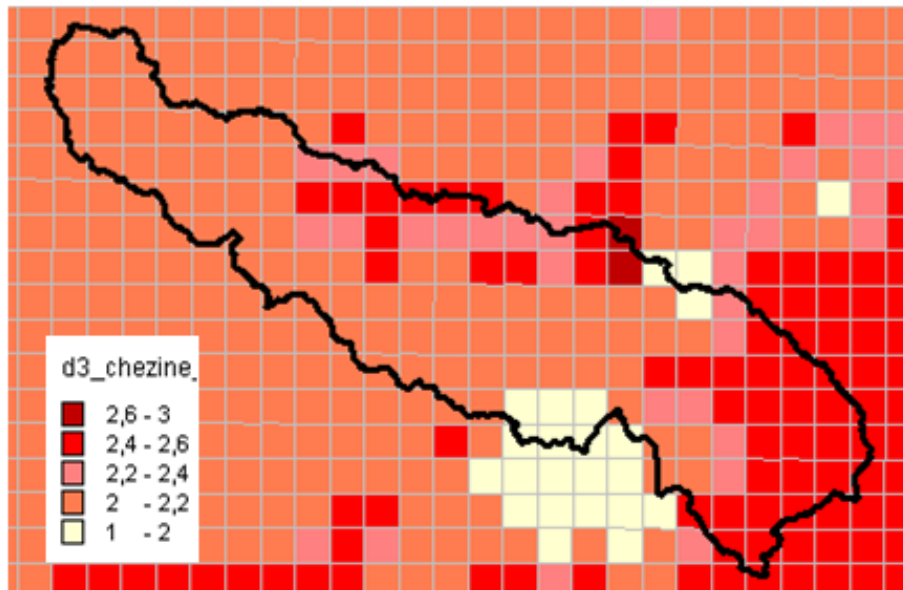


FIGURE 31 – Distribution spatiale des épaisseurs de la couche profonde (d_3) de la Chézine.

HYDROGRAMMES DES ANNÉES DE CALAGE DE LA CHÉZINE

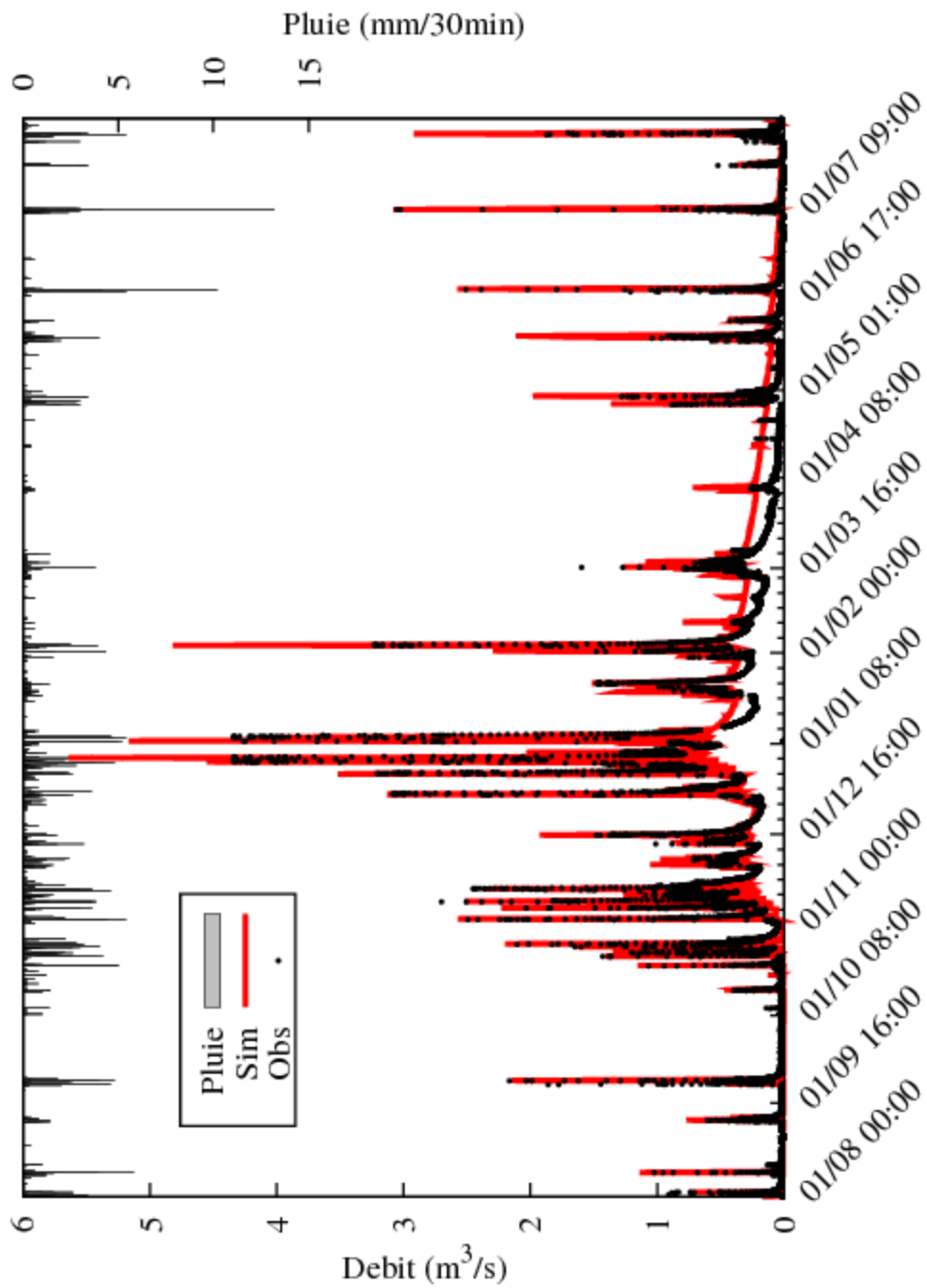


FIGURE 32 – Débits de la Chézine simulé (trait rouge) et observé (points noirs) de l'année 2002 - 2003.

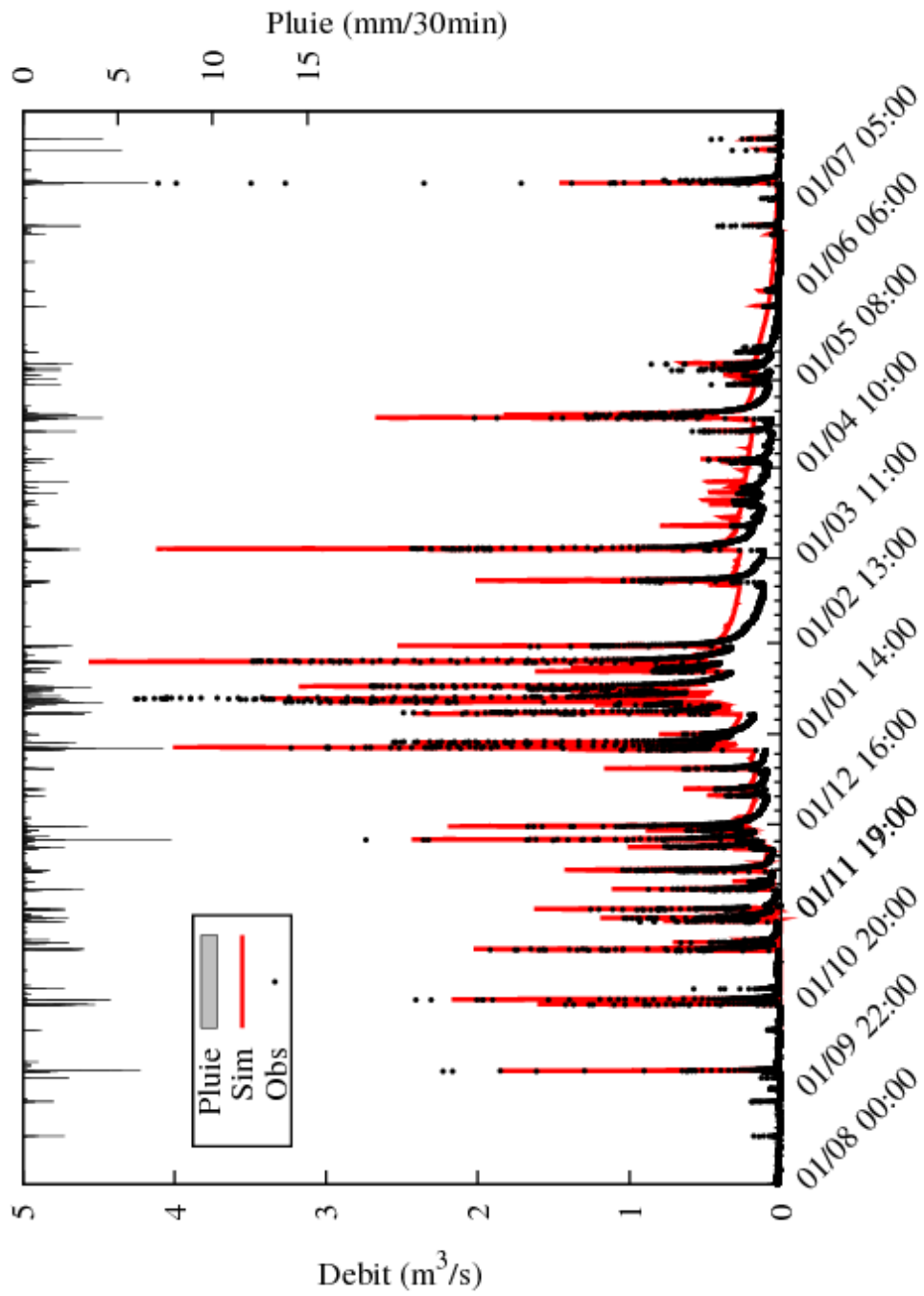


FIGURE 33 – Débits de la Chézine simulé et observé de l'année 2003 - 2004.

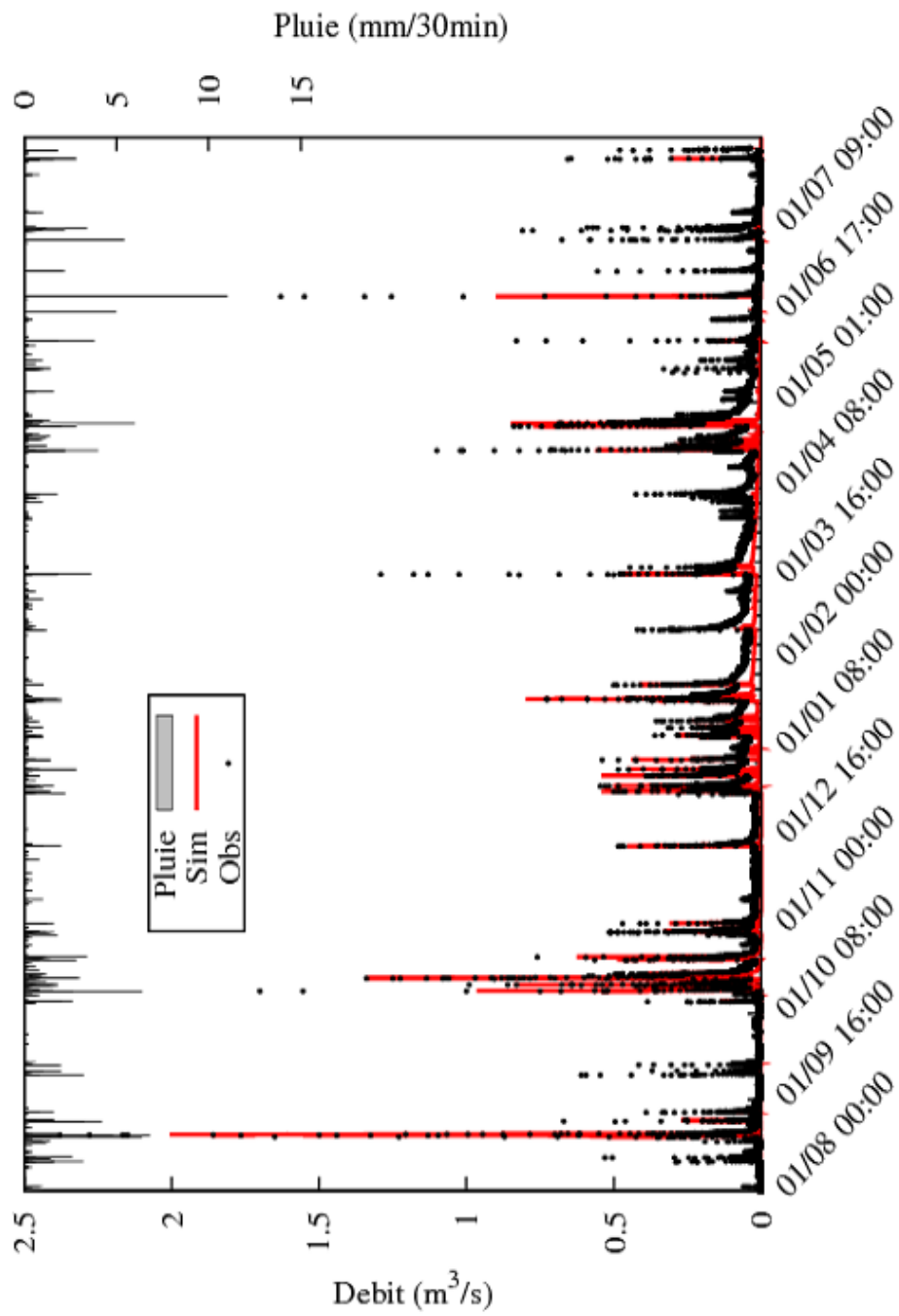


FIGURE 34 – Débits de la Chézine simulé et observé de l'année 2004 - 2005.

HYDROGRAMMES DE TAFFIGNON

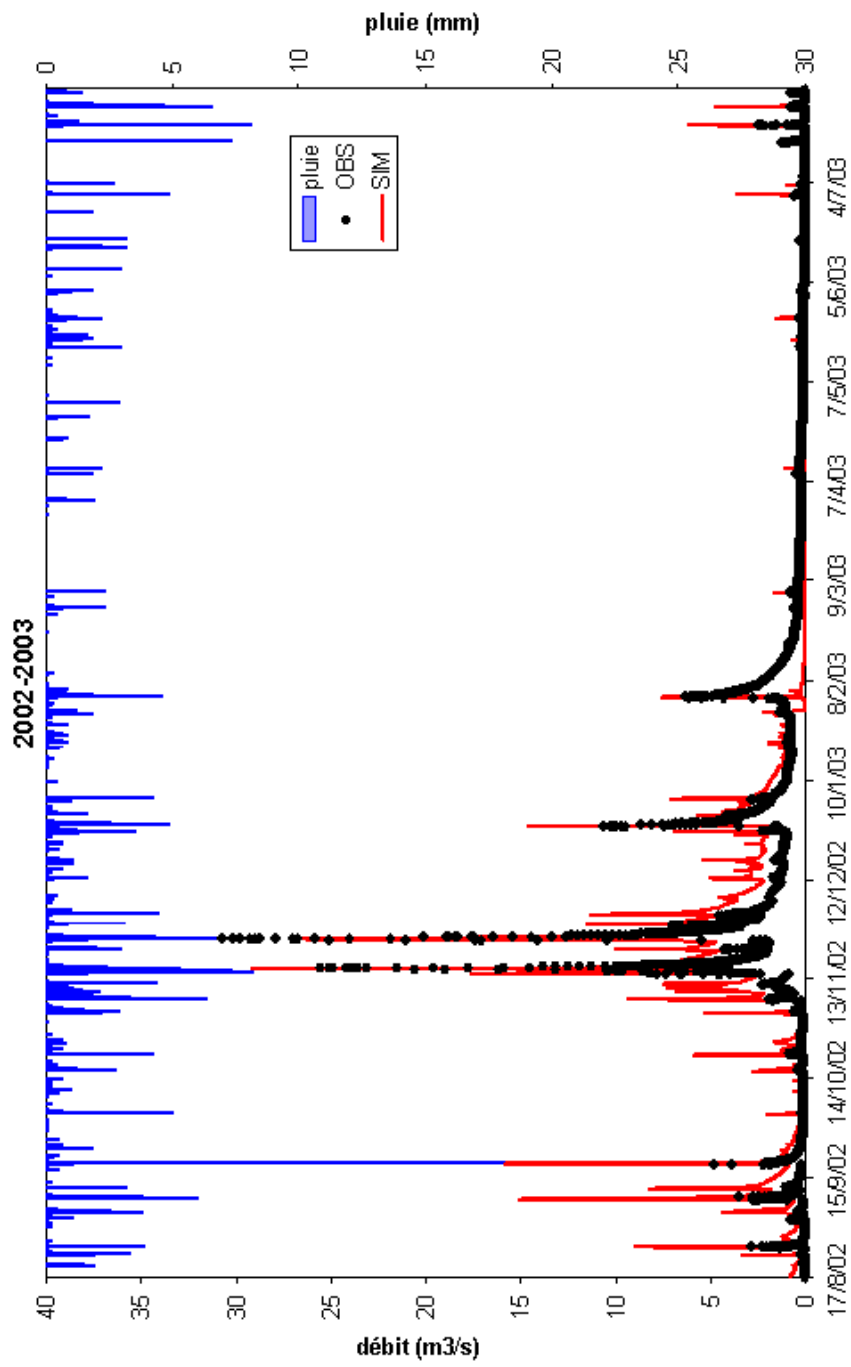


FIGURE 35 – Débits de Taffignon simulé (trait rouge) et observé (points noirs) de l'année 2002 - 2003.

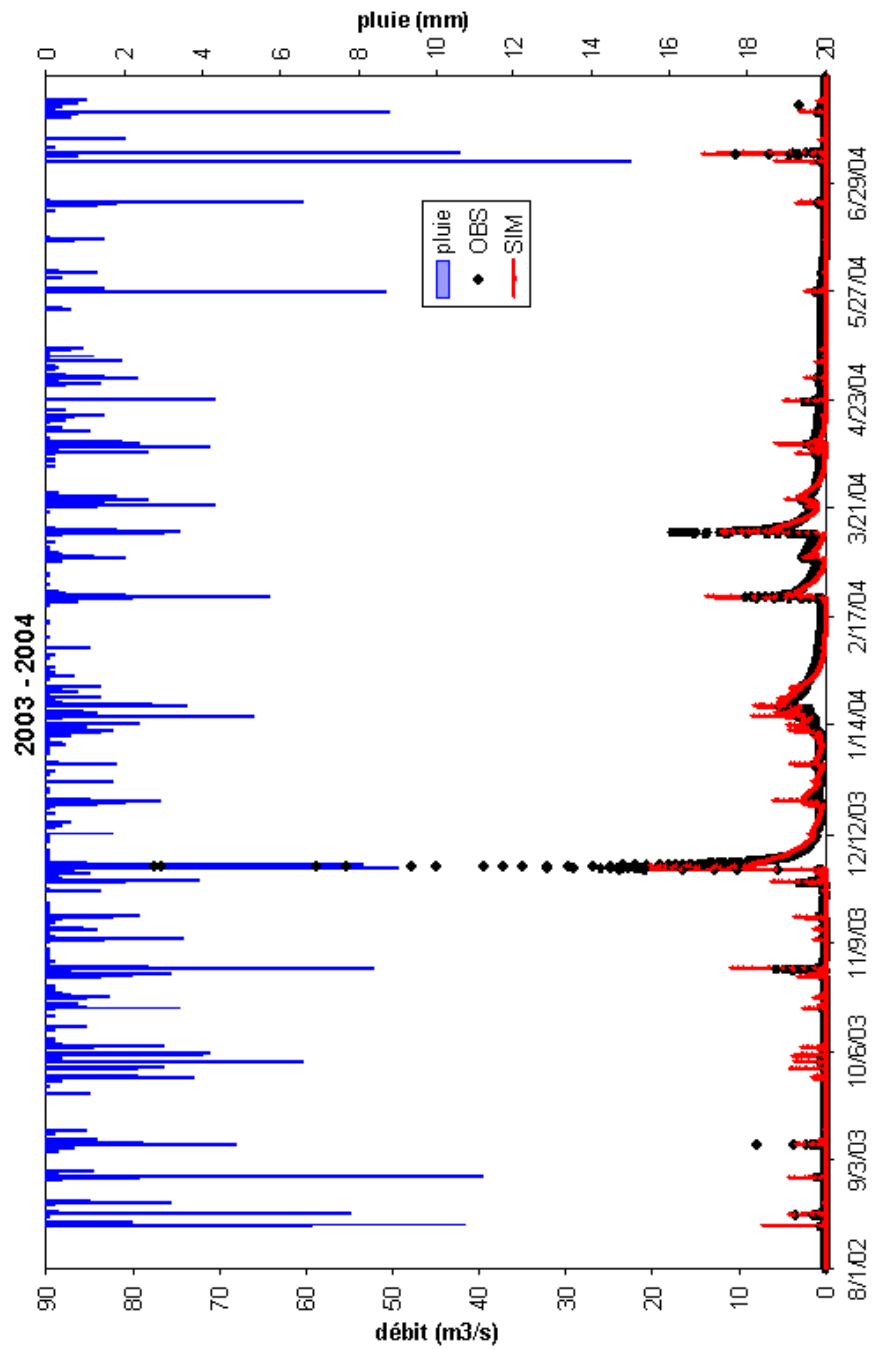


FIGURE 36 – Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2003 - 2004.

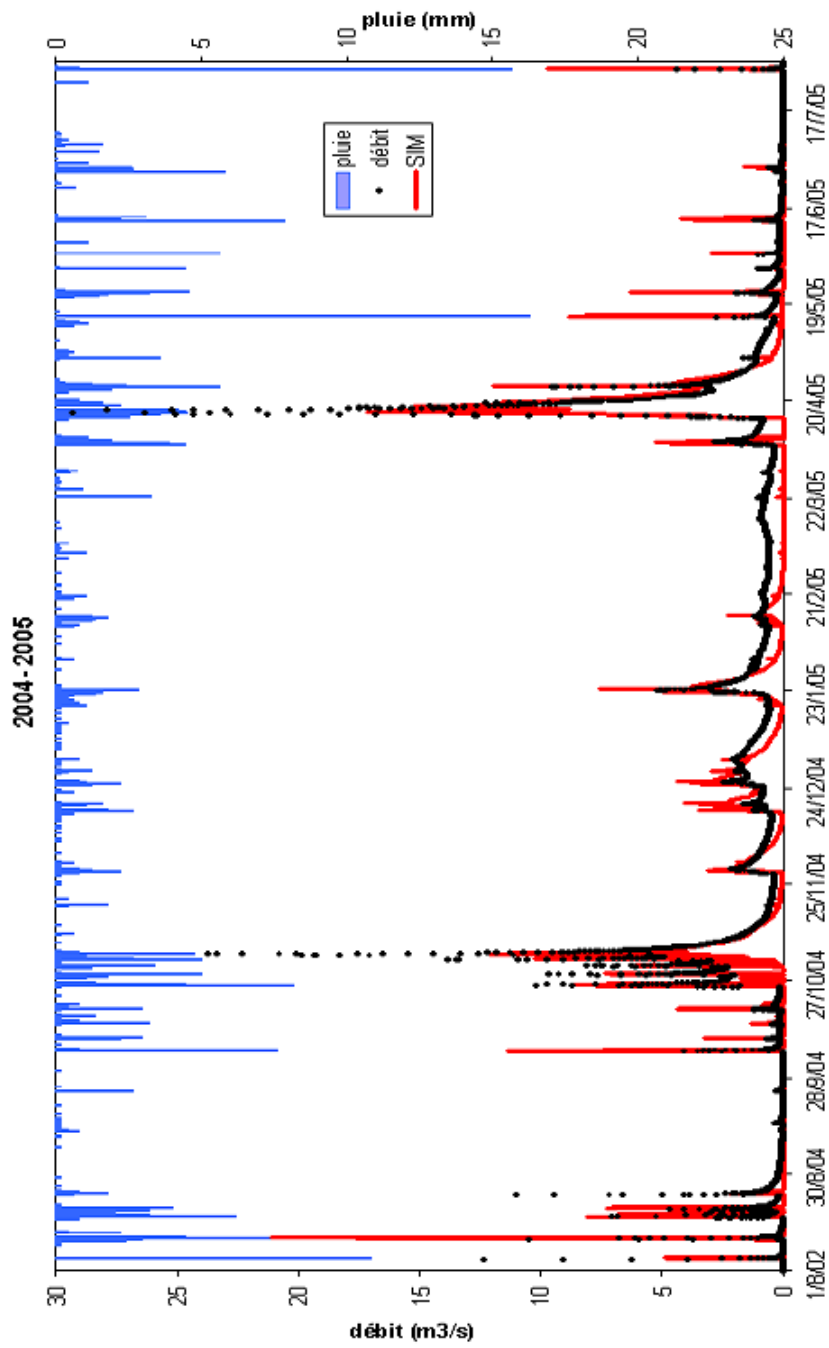


FIGURE 37 – Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2004 - 2005.

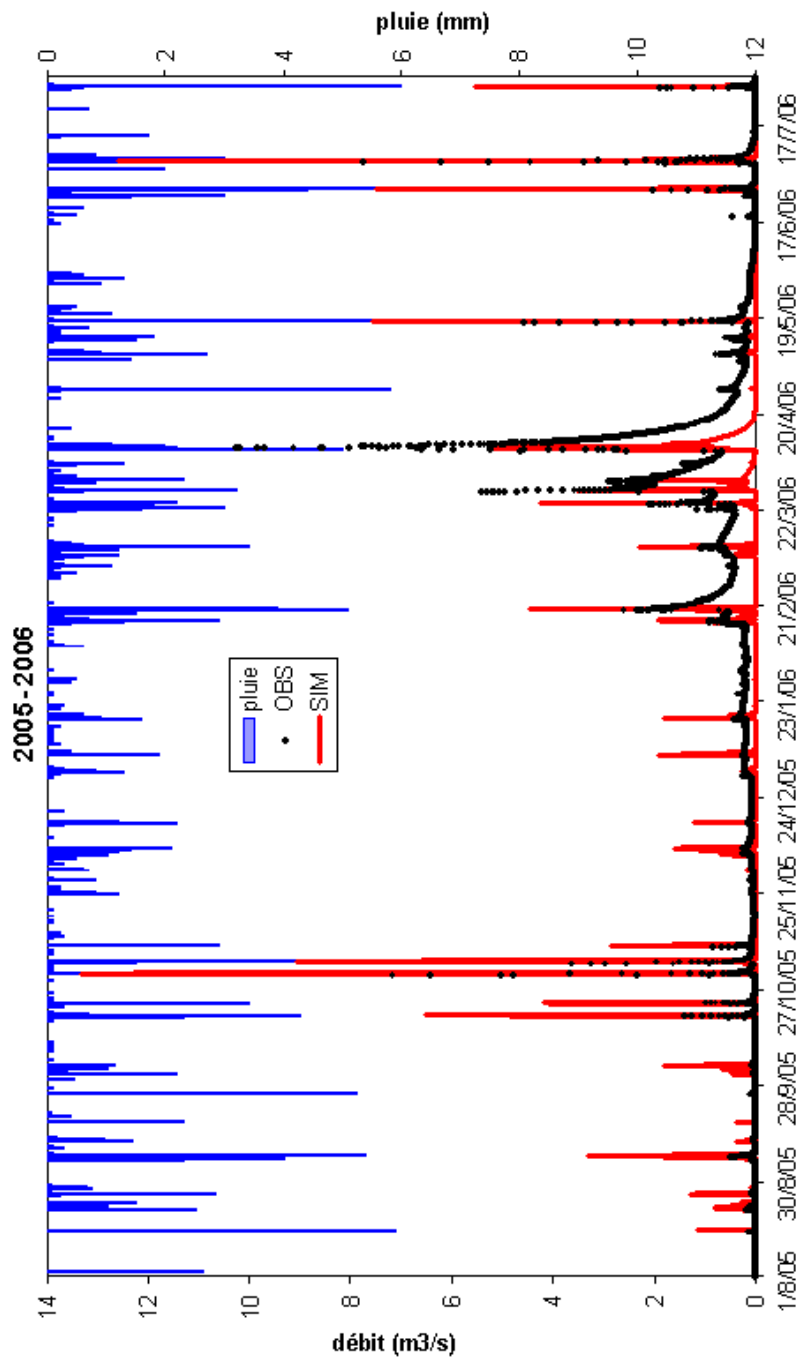


FIGURE 38 – Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2005 - 2006.

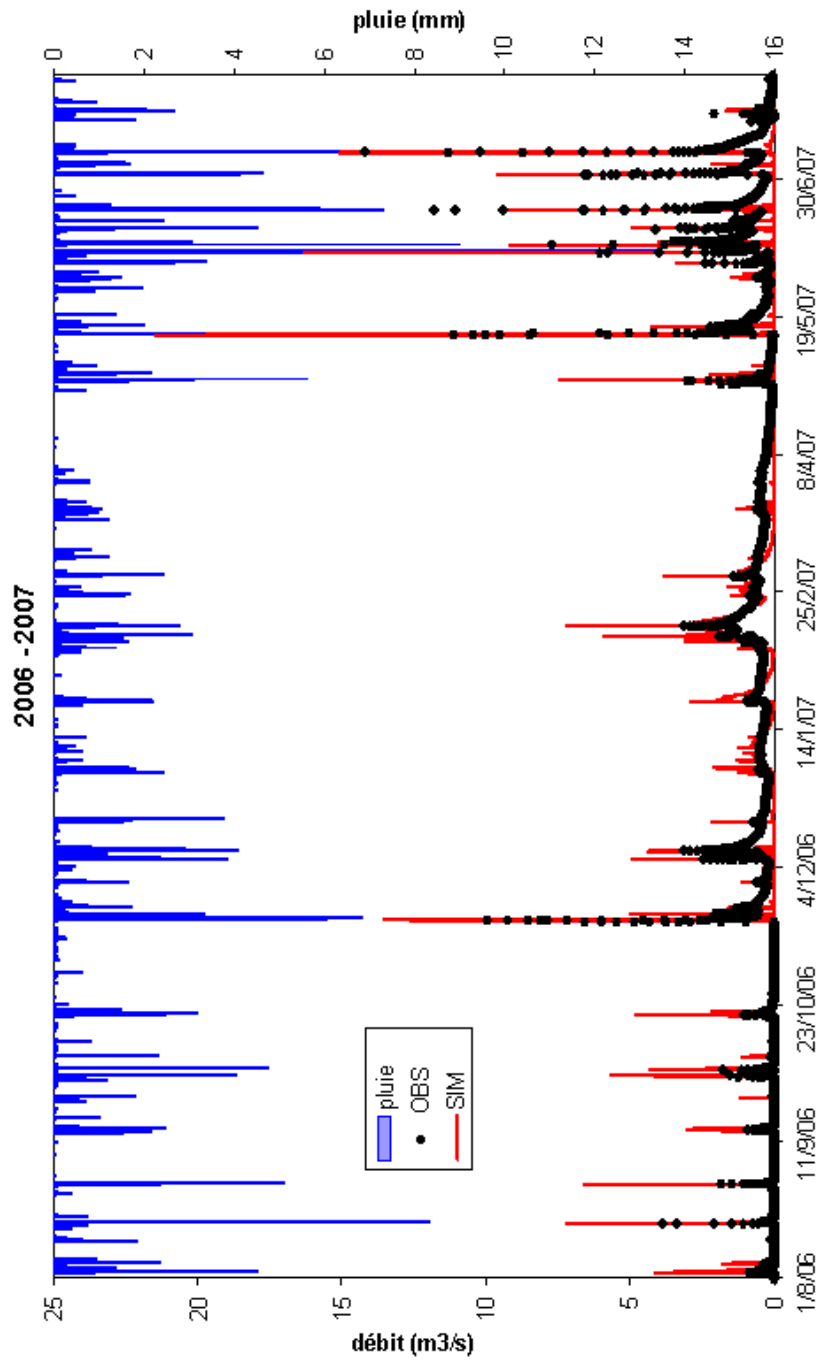


FIGURE 39 – Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2006 - 2007.

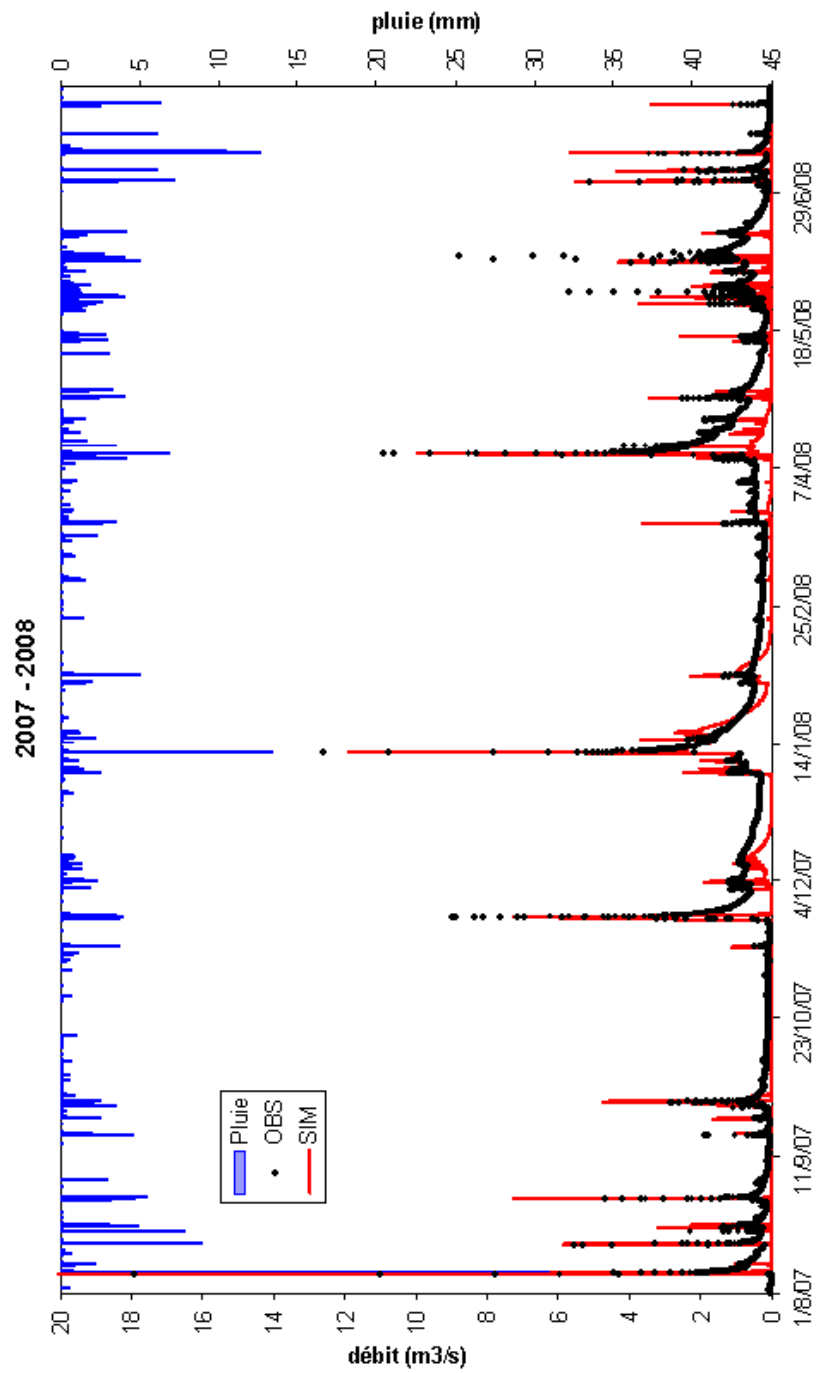


FIGURE 40 – Débits de Taffignon simulé et observé de l'année 2007 - 2008.