HAL
open science

Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron

R. Gnouma

To cite this version:

R. Gnouma. Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron. Sciences de l'environnement. Thèse de doctorat, INSA Lyon, 2006. Français. NNT : . tel-02588466

HAL Id: tel-02588466

https://hal.inrae.fr/tel-02588466v1

Submitted on 15 May 2020

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

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

N° d'ordre 2006-ISAL-0084 Année 2006

Thèse

Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron

Présentée devant
L'institut national des sciences appliquées de Lyon

Pour obtenir
Le grade de docteur

Formation doctorale
Génie Civil

École doctorale
Mécanique, Energétique, Génie Civil, Acoustique de Lyon

Par
Raouf GNOUMA
(Titulaire du D.E.A Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie des eaux de l'ENGREF Paris)

Soutenue le 14 novembre 2006 devant la Commission d'examen

Jury MM.

C. Puech	DR (UMR TETIS, Cemagref de Montpellier)	Rapporteur
C. Bouvier	DR (IRD, UMR HydroSciences Montpellier)	Rapporteur
J-M. Grésillon	DR (Cemagref de Lyon)	Examinateur
T. Bariac	DR (CNRS - BIOEMCO Paris-Grignon)	Examinateur
B. Chocat	Professeur (INSA de Lyon)	Directeur de thèse
P. Breil	Chargé de recherche (Cemagref de Lyon)	Co-directeur de thèse
V. Pasquier	Technicien environnement au SAGYRC	Invité

Cemagref

Thèse préparée au sein de l'Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique du Cemagref de Lyon

ECOLES DOCTORALES

SIGLE	ECOLE DOCTORALE	NOM ET COORDONNEES DU RESPONSABLE
	CHIMIE DE LYON Responsable : M. Denis SINOU Insa : R. GOURDON	Denis SINOU Université Claude Bernard Lyon 1 Lab Synthèse Asymétrique UMR UCB/CNRS 5622 Bât 308 2ème étage 43 bd du 11 novembre 1918 69622 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.44.81.83 Fax : 04 78 89 89 14 sinou@univ-lyon1.fr
E.E.A.	**ELECTRONIQUE, ELECTROTECHNIQUE, AUTOMATIQUE** M. Daniel BARBIER	M. Daniel BARBIER INSA DE LYON Laboratoire Physique de la Matière Bâtiment Blaise Pascal 69621 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.43.64.43 Fax 04 72 43 60 82 Daniel.Barbier@insa-lyon.fr
E2M2	**EVOLUTION, ECOSYSTEME, MICROBIOLOGIE, MODELISATION** **http://biomserv.univ-lyon1.fr/E2M2** M. Jean-Pierre FLANDROIS Insa : S. GRENIER	M. Jean-Pierre FLANDROIS UMR 5558 Biométrie et Biologie Evolutive Equipe Dynamique des Populations Bactériennes Faculté de Médecine Lyon-Sud Laboratoire de Bactériologie BP 1269600 OULLINS Tél : 04.78.86.31.50 Fax 04 72 43 13 88 E2m2∂biomserv.univ-lyon1.fr
EDIIS	**INFORMATIQUE ET INFORMATION POUR LA SOCIETE** http://www.insa-lyon.fr/ediis M. Lionel BRUNIE	M. Lionel BRUNIE INSA DE LYON EDIIS Bâtiment Blaise Pascal 69621 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.43.60.55 Fax 04 72 43 60 71 ediis@insa-lyon.fr
EDISS	**INTERDISCIPLINAIRE SCIENCES-SANTE** **http://www.ibcp.fr/ediss** M. Alain Jean COZZONE Insa : M. LAGARDE	M. Alain Jean COZZONE IBCP (UCBL1) 7 passage du Vercors 69367 LYON Cedex 07 Tél : 04.72.72.26.75 Fax : 04 72 72 26 01 cozzone@ibcp.fr
	MATERIAUX DE LYON http://www.ec-lyon.fr/sites/edml M. Jacques JOSEPH Insa : J. M. PELLETIER	M. Jacques JOSEPH Ecole Centrale de Lyon Bât F7 Lab. Sciences et Techniques des Matériaux et des Surfaces 36 Avenue Guy de Collongue BP 163 69131 ECULLY Cedex Tél : 04.72.18.62.51 Fax 04 72 18 60 90 Jacques.Joseph@ec-lyon.fr
Math IF	**MATHEMATIQUES ET INFORMATIQUE FONDAMENTALE** http://www.ens-lyon.fr/MathIS M. Franck WAGNER Insa : G. BAYADA	M. Franck WAGNER Université Claude Bernard Lyon1 Institut Girard Desargues UMR 5028 MATHEMATIQUES Bâtiment Doyen Jean Braconnier Bureau 101 Bis, 1er étage 69622 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.43.27.86 Fax : 04 72 43 16 87 Franck.wagner@univ-lyon1.fr
MEGA	**MECANIQUE, ENERGETIQUE, GENIE CIVIL, ACOUSTIQUE** http://www.lmfa.ec-lyon.fr/autres/MEGA/index.html M. François SIDOROFF Insa : G. DALMAZ	M. François SIDOROFF Ecole Centrale de Lyon Lab. Tribologie et Dynamique des Systêmes Bât G8 36 avenue Guy de Collongue BP 163 69131 ECULLY Cedex Tél :04.72.18.62.14 Fax : 04 72 18 65 37 Francois.Sidoroff@ec-lyon.fr
SSED	**SCIENCES DES SOCIETES, DE L'ENVIRONNEMENT ET DU DROIT** Mme Claude-Isabelle BRELOT Insa : J.Y. TOUSSAINT	Mme Claude-Isabelle BRELOT Université Lyon 2 86 rue Pasteur 69365 LYON Cedex 07 Tél : 04.78.69.72.76 Fax : 04.37.28.04.48 Claude-isabelle.brelot@univ-lyon2.fr

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier tout le personnel du Cemagref Lyon, de m'avoir accueilli dans leurs locaux et en particulier : Jacques de Larambergue, Directeur régional du Cemagref Lyon, Jean-Michel Grésillon, Chef de l'Unité de recherche en Hydrologie-Hydraulique, Hélène Faurant-Philippe et Anne Eicholz (Gestion de recherche). Merci aussi à toute l'équipe de l'Unité de Recherche Génie Civil - Hydrologie Urbaine de l'INSA Lyon et surtout à Valérie Orhon pour sa disponibilité.

Je souhaite remercier les personnes qui ont encadré ce travail. Je remercie chaleureusement mon directeur de thèse, Bernard Chocat de l'INSA Lyon, d'avoir accepté de diriger ce travail. Je remercie également Pascal Breil, mon co-directeur de thèse au sein du Cemagref Lyon, pour l'attention qu'il a porté à mon travail et la confiance qu'il m'a accordée. Je remercie Jean-Michel Grésillon pour ces remarques très constrictives. Je remercie enfin les membres du comité de pilotage, Isabelle Braud et Thierry Bariac, pour leurs avis éclairés.

Je voudrais remercier les membres du jury pour la lecture attentive qu'ils ont faite de mon mémoire et leurs remarques. Je remercie particulièrement Christophe Bouvier et Christian Puech d'avoir accepté de rapporter mon travail. J'adresse mes remerciements à Vincent Pasquier, Technicien environnement au SAGYRC, pour avoir accepter de participer au jury de thèse.

Merci à Stéphane Guérin et à Raphaël Roy du SAGYRC (Syndicat d'Aménagement et de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières) pour leur disponibilité et pour l'ensemble des données qu'ils m'ont fournies sur le bassin de l'Yzeron.

Ensuite je souhaite remercier ceux sans qui le dispositif expérimental sur le terrain n'aurait sans doute pas existé ou probablement pas fonctionné. Mes remerciements vont à Michèle Gailleton, propriétaire du versant instrumenté du Mercier, et à De Lagonde Michel, propriétaire du terrain de Saint-Pierre-La-Palud. Je les remercie de nous avoir prêté leurs terrains. Je remercie tous ceux qui m'ont assisté sur le plan technique : Fabien Thollet, Mickaël Lagouy, Thierry Fournier et Guillaume Dramais, techniciens de l'unité de recherche en hydrologie-hydraulique du Cemagref Lyon, qui m'ont aidé à installer le dispositif et qui ont assuré la relève des données par la suite. Je remercie vivement Fabien Thollet et Mickaël Lagouy pour leur participation aux différentes campagnes d'échantillonnages et d'avoir supporté la dépendance désespérante de l'hydrologie de terrain aux conditions météorologiques. Je remercie aussi Patricia Richard (technicienne au laboratoire de l'UMR BioEMCO "Biogéochimie et écologie des milieux continentaux", site du Centre INAPG de Grignon, Yvelines) pour l'analyse minutieuse des nombreux échantillons d'eau.

Je tiens à remercier aussi Baptiste Frère pour sa contribution en réalisant son stage de Master 2 recherche sur le fonctionnement hydrologique du bassin de l'Yzeron. Je présente dans mon mémoire qu'une partie du travail réalisé.

Je voudrais remercier toutes les personnes de l'Unité de recherche en Hydrologie-Hydraulique pour leurs encouragements et leurs conseils. Remerciements aussi à tous les stagiaires et tous les thésards avec qui j'ai pu travailler ou que j'ai pu côtoyer durant ces trois années pour leur bonne humeur et leur sympathie.

J'adresse également ma reconnaissance à Wiesław Gadek, Hanna Witkowska et Beata Baziak de l'Université Polytechnique de Cracovie pour leur collaboration.

Merci à Michel Lafont pour ces encouragements et à Georges-Marie Saulnier, Marc Vincent et Alexandre Cras pour leur collaboration.

Je n'oublie pas non plus tous mes amis qui m'ont encouragé. Je pense à Adeline (continue à faire des gâteaux), Loïc, Bernard, Jean-Pierre, Anne, Aline, Anne-Laure, Arnaud, Olivier, Elodie, Kamal, Otmane, Judicaël, Julien, Pauline, Frédéric.

Le dernier mot est bien entendu pour mon entourage familiale, même s'ils étaient loin physiquement ces dernières années. Bien sûr sans oublier ma deuxième famille en France, dont la présence, l'attention et le soutien ont été incontestables.

Enfin merci à Delphine, qui a supporté mes mauvais humeurs pendant les moments difficiles et de ses maintes relectures du mémoire. Je lui dois beaucoup.

Et pardon à tous ceux que j'aurais oublié …

RESUME

Ce travail de thèse s'inscrit dans le contexte des recherches actuelles en hydrologie consacrées à l'amélioration des performances des modèles hydrologiques à l'aide des connaissances acquises par l'approche expérimentale.

Le bassin versant de l'Yzeron (A = 147,3 km²), situé à l'Ouest de l'agglomération Lyonnaise, constitue le terrain d'étude.

Après un état de l'art concernant les processus hydrologiques de genèse des écoulements et la modélisation hydrologique distribuée, le modèle WISTOO a été implémenté sur le bassin de l'Yzeron. Ce premier travail de modélisation a soulevé les différents problèmes, déjà évoqués dans la littérature, d'une modélisation hydrologique distribuée. Il a montré qu'une connaissance sur le comportement hydrologique de la région d'étude est nécessaire.

Dans la deuxième partie de ce travail et à l'aide d'une analyse spatiale, utilisant les différentes couches thématiques disponibles, trois sous-bassins versants supposés représentatifs de caractéristiques dominantes liées aux écoulements ont été sélectionnés. Ensuite, une approche expérimentale a été menée, sur ces entités spatiales, à deux échelles : celle du sous-bassin versant (analyse pluie-débit et traçage géochimique) et celle du versant (suivi du niveau piézométrique). L'application du traçage géochimique a permis d'émettre des hypothèses sur le comportement hydrologique de ces entités. Pour une approche à plus petite échelle, une série de piézomètres a été installée sur deux versants ce qui a permis un suivi temporel du niveau piézométrique lors de quelques événements averse-crue.

L'association des deux techniques (traçage géochimique et suivi à l'échelle du versant) ainsi que les analyses pluie-débit globales nous ont permis d'apporter quelques éléments de compréhension sur les processus hydrologiques dominants associés aux bassins représentatifs du bassin de l'Yzeron.

Une première tentative d'intégration de cette connaissance dans le calage du modèle distribué constitue le dernier chapitre de la thèse.

Mots-Clés : Processus hydrologiques, modélisation hydrologique distribuée, traçage géochimique, bassin de l'Yzeron, modèle WISTOO.

ABSTRACT

The present work is a contribution to the recent research topics in hydrology devoted to the amelioration of hydrological modelling performance on the base of field knowledge.

The study catchment is the Yzeron basin (A = 147,3 km²) located at the west of Lyon.

Following a state of the art review concerning hydrological processes for runoff generation and distributed hydrological modelling, the WISTOO model was implemented in the Yzeron basin. This first work of modelling raised the different problems of the distributed hydrological modelling, already evoked in the literature, and stresses the importance of knowledge about the hydrological behaviour of the study catchment is necessary.

In the second part of this work, a spatial analysis was carried out, using the different available thematic layers, leading to the selection of three representative sub-catchments. A field experimental approach has been conducted at two scales : catchment (runoff-rainfall analysis and geochemical tracing) and hillslope scale (piezometric level measurements). The geochemical tracing application has made it possible to propose some hypotheses on the hydrological behaviour of these entities. For a smaller scale approach, a set of piezometers have been installed on two hillslopes, which allowed monitoring of the piezometric level during some rainfall-runoff events.

Association of two techniques (geochemical tracing and experimental investigation at the hillslope scale) and global rainfall-runoff analysis have finally permitted to improve our understanding of dominant hydrological processes associated to the representatives sub-catchments of Yzeron basin.

A first tentative of integration of this knowledge in to the calibration process of WISTOO model constitutes the last chapter of this work.

Keywords : Hydrological processes, distributed hydrological modelling, geochemical tracing, Yzeron basin, WISTOO model.

TABLE DES MATIERES

ECOLES DOCTORALES ---------- I

REMERCIEMENTS ---------- III

RESUME ---------- V

ABSTRACT ---------- VII

TABLE DES MATIERES ---------- IX

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS ---------- XV

LISTE DES SYMBOLES ---------- XVII

LISTE DES FIGURES ---------- XXIII

LISTE DES TABLEAUX ---------- XXXI

CADRE DE LA THESE ---------- 1

INTRODUCTION ---------- 3

Problématique générale ---------- 3

Objectifs et méthodes ---------- 4

Démarche ---------- 6

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART : PROCESSUS HYDROLOGIQUES, FACTEURS DE CONTROLE ET OUTILS D'INVESTIGATION ---------- 11

1.1 Processus hydrologiques de genèse des écoulements ---------- 11

1.2 Facteurs de contrôle des processus de genèse des écoulements ---------- 14

1.3 Outils d'investigation des processus de genèse des écoulements ---------- 17

1.3.1 Cas d'un modèle à deux composantes ---------- 20

1.3.2 Cas d'un modèle à trois composantes ---------- 21

1.4 Conclusion ---------- 25

CHAPITRE 2 : ETAT DE L'ART : MODELISATION HYDROLOGIQUE, TYPOLOGIE DES MODELES HYDROLOGIQUES, CALAGE ET INCERTITUDES ---------- 29

2.1 Modélisation hydrologique ---------- 29

2.2 Typologie des modèles hydrologiques ---------- 29

2.2.1 Classification selon la représentation de l'espace ---------- 30
2.2.2 Classification selon la discrétisation temporelle ---------- 32
2.2.3 Classification selon la description des processus ---------- 32

2.3 Problèmes d'échelle dans la modélisation distribuée ---------- 33
2.3.1 Echelle spatiale et échelle temporelle ---------- 33
2.3.2 Echelle du processus et échelle de l'observation ---------- 34
2.3.3 Problème d'échantillonnage ---------- 35
2.3.4 Paramétrisation à l'intérieur de l'unité spatiale ---------- 36
2.3.5 Paramétrisation d'une unité spatiale à une autre ---------- 36

2.4 Calage, validation et incertitude d'un modèle distribué ---------- 36
2.4.1 Choix du modèle ---------- 36
2.4.2 Calage ---------- 37
2.4.3 Validation ---------- 38
2.4.4 Incertitudes ---------- 38

2.5 Conclusion ---------- 39

CHAPITRE 3 : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE L'YZERON ET DES DONNEES DISPONIBLES ---------- 43

3.1 Introduction ---------- 43

3.2 Caractéristiques physiques ---------- 45
3.2.1 Hydrologie ---------- 45
3.2.2 Géologie et hydrogéologie ---------- 47
a. Géologie ---------- 47
b. Hydrogéologie ---------- 48
3.2.3 Topographie et morphologie ---------- 48
a. Topographie ---------- 48
b. Morphologie ---------- 49
3.2.4 Données d'occupation du sol ---------- 52
Evolution de l'occupation du sol ---------- 53
3.2.5 Données de texture du sol ---------- 55
3.2.6 Climatologie ---------- 58
3.2.7 Données pluviométriques ---------- 59
3.2.8 Données de débits ---------- 59
Codification des stations utilisée au Cemagref de Lyon ---------- 60

3.3 Présentation des sous bassins gérés par le Cemagref et de l'instrumentation déjà en place ---------- 60
3.3.1 Historique de l'étude couplée des bassins versants du Mercier et de la Chaudanne ---------- 60
3.3.2 Caractéristiques des stations de mesure ---------- 61

3.4 Conclusion ---------- 63

CHAPITRE 4 : PRESENTATION DU MODELE HYDROLOGIQUE DISTRIBUE WISTOO ---------- 67

4.1 Introduction ---------- 67

4.2. Description du modèle hydrologique distribué WISTOO ---------- 68

4.2.1 Structure du modèle ---------- 69
4.2.2 Spatialisation des données météorologiques dans WISTOO ---------- 69
Prise en compte du relief dans la spatialisation des précipitations ---------- 70
4.2.3 Description des processus modélisés par WISTOO ---------- 71
a. Bilan vertical ---------- 71
b. Interception ---------- 72
c. Evaporation ---------- 73
d. Evapotranspiration ---------- 73
e. Infiltration ---------- 74
f. Conditions de genèse des écoulements dans le modèle WISTOO ---------- 77
g. Ecoulements de surface et de subsurface ---------- 78
h. Ecoulement en zone saturée ---------- 80
i. Ecoulement dans le réseau de drainage ---------- 81

4.3 Conclusion ---------- 82

CHAPITRE 5 : IMPLEMENTATION DE WISTOO SUR LE BASSIN DE L'YZERON -- 85

5.1 Mise en œuvre du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron ---------- 85
5.1.1 Préparation des données ---------- 85
5.1.2 Détermination des caractéristiques hydrauliques des sols ---------- 86
5.1.3 Préparation des données hydro-météorologiques ---------- 87
5.1.4 Détermination des conditions initiales ---------- 88

5.2 Stratégie de calage du modèle WISTOO ---------- 90

5.3 Choix des critères d'optimisation ---------- 91
5.3.1 Coefficient de Nash-Sutcliffe, (1970) ---------- 91
5.3.2 Critère de bilan ---------- 92
5.3.3 Ecart de volume ---------- 92

5.4 Choix des périodes de simulation pour le calage et la validation ---------- 92

5.5 Résultats des simulations ---------- 94

5.6 Conclusion ---------- 98

CHAPITRE 6 : ANALYSE SPATIALE DU BASSIN VERSANT DE L'YZERON ET CHOIX DES SITES A INSTRUMENTER ---------- 101

6.1 Introduction ---------- 101

6.2 Analyse spatiale du bassin de l'Yzeron et choix des sites à instrumenter ---------- 102
Pentes ---------- 103
Profondeur du sol ---------- 103

6.3 Dynamiques plausibles des écoulements au niveau du bassin de l'Yzeron ---------- 106
6.3.1 Objectifs ---------- 106
6.3.2 Hypothèses et méthode de travail ---------- 106
6.3.3 Résultats du croisement des couches ---------- 106

6.4 Caractérisation hydrologique du bassin de l'Yzeron au moyen de la topographie ---- 108
6.4.1 Introduction ---------- 108

6.4.2 Détermination de l'indice topographique du bassin de l'Yzeron ---------- 108
a. Evolution de la distribution de l'indice topographique avec la taille de la maille du MNT ---------- 109
b. Evolution de la distribution de l'indice topographique avec la méthode de calcul ------ 109
6.4.3 Distribution spatiale de l'indice topographique au niveau du bassin de l'Yzeron ------ 111

CHAPITRE 7 : ANALYSE DES DONNEES HYDRO-PLUVIOMETRIQUES ---------- 115

7.1 Objectifs de l'analyse ---------- 115

7.2 Analyse des données hydro-pluviométriques ---------- 116
7.2.1 Variabilité temporelle des pluies, des lames d'eau écoulées et de l'évapotranspiration 116
7.2.2 Analyse des données de débit et de pluie ---------- 116
7.2.3 Relations pluies-débits et débits-débits ---------- 122
7.2.4 Réactivité et restitution des bassins à l'échelle mensuelle ---------- 123
7.2.5 Calcul du bilan hydrologique mensuel du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à Craponne ---------- 127
Entrées ---------- 127
Sorties ---------- 128
7.2.6 Conclusion ---------- 129

7.3 Analyse comparative des crues ---------- 129
7.3.1 Objectif et méthode ---------- 129
a. Choix des variables ---------- 130
b. Séparation des écoulements ---------- 131
c. Déroulement de l'analyse comparative ---------- 132
7.3.2 Echantillonnage sur la période 1997-2004 ---------- 133
Choix des averses et précisions sur les données analysées ---------- 133
7.3.3 Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes de crue ---------- 133
a. Principes de l'analyse ---------- 133
b. Cas de la Chaudanne amont et aval DO : étude de l'effet urbain ---------- 134
Analyse de l'échantillon A des averses supérieures à 10 mm ---------- 134
Analyse de l'échantillon B des averses faibles (< 10 mm) ---------- 136
c. Cas du Mercier et de la Chaudanne amont DO ---------- 137
Analyse de l'échantillon A des averses supérieures à 10 mm ---------- 139
Analyse de l'échantillon B des averses faibles (< 10 mm) ---------- 139
d. Interprétation ---------- 140
7.3.4 Analyse des facteurs ---------- 141
a. Analyse des régressions simples ---------- 142
Facteurs explicatifs des crues lors de fortes averses (échantillon A) ---------- 142
Facteurs explicatifs des crues lors de faibles crues (échantillon B) ---------- 144
b. Analyse des régressions multiples ---------- 145
Cas de l'échantillon de fortes averses (échantillon A) ---------- 145
Cas de l'échantillon de faibles averses (échantillon B) ---------- 147
7.3.5 Conclusion ---------- 148

CHAPITRE 8 : APPLICATION DU TRAÇAGE GEOCHIMIQUE SUR LE BASSIN DE L'YZERON ---------- 153

8.1 Objectifs et mise en œuvre du traçage géochimique sur le bassin de l'Yzeron ---------- 153

8.2 Instrumentation et protocole expérimental ---------- 153

8.2.1 Instrumentation du sous-bassin du Verdy ---------- 154
8.2.2 Adaptation des échantillonneurs automatiques au niveau du sous-bassin de la Chaudanne ---------- 157
8.2.3 Protocole expérimental ---------- 157
a. Les campagnes de mesures systématiques ---------- 159
b. Les campagnes de mesures événementielles ---------- 159
8.2.4 Echantillonnage des eaux ---------- 160
a. Eau de pluie ---------- 160
b. Eau du sol ---------- 162
c. Eau de nappe ---------- 163
d. Eaux de rivières ---------- 165
8.2.5 Analyse des eaux ---------- 165
a. Oxygène 18 ---------- 165
b. Conductivité électrique ---------- 166

8.3 Résultats des campagnes de suivi en continu ---------- 166
8.3.1 Variabilité spatio-temporelle de la conductivité électrique ---------- 166
8.3.2 Diagramme $\delta^2H = f(\delta^{18}O)$ des eaux de surface du bassin versant de l'Yzeron ---------- 171
8.3.3 Variabilité spatio-temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie ---------- 172
a. Variabilité temporelle du signal pluie ---------- 172
b. Variabilité spatiale du signal pluie ---------- 176
8.3.4 Variabilité spatio-temporelle de la teneur en oxygène 18 de l'eau de surface ---------- 177
8.3.5 Interprétation ---------- 179

8.4 Résultats des campagnes événementielles ---------- 180
8.4.1 Evénement du 7 avril 2005 sur la Chaudanne ---------- 180
a. Caractéristiques hydrométriques et géochimiques ---------- 180
b. Diagrammes de mélange ---------- 183
c. Séparation des hydrogrammes de crue ---------- 185
d. Processus hydrologiques ---------- 187
8.4.2 Evénement du 18 mai 2006 sur le Mercier et sur la Chaudanne ---------- 188
a. Caractéristiques hydrométriques ---------- 188
b. Caractéristiques géochimiques ---------- 189
c. Séparation isotopique des hydrogrammes de crue en deux compartiments ---------- 194
d. Diagrammes de mélange ---------- 196
e. Séparation géochimique des hydrogrammes de crue en trois compartiments ---------- 197
f. Incertitudes de la séparation de l'hydrogramme de crue du 18 mai 2006 ---------- 198
g. Processus hydrologiques ---------- 200

8.4 Synthèse des résultats ---------- 200
8.4.1 Problèmes rencontrés au niveau du protocole de terrain ---------- 201
8.4.2 Problèmes de la méthode de séparation des hydrogrammes ---------- 201

CHAPITRE 9 : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU A L'ECHELLE DU VERSANT ---------- 205

9.1 Instrumentation des versants ---------- 205

9.2 Dynamique de l'eau au niveau des deux versants instrumentés ---------- 211
9.2.1 Cas du versant du Mercier ---------- 212
9.2.2 Cas du versant du Verdy ---------- 223

9.3 Conclusion ---------- 233

CHAPITRE 10 : INTEGRATION DES NOUVELLES CONNAISSANCES DANS LA MODELISATION WISTOO ---------- 237

10.1 Introduction ---------- 237

10.2 Effet de la distribution des paramètres du sol ---------- 237
10.2.1 Démarche ---------- 237
10.2.2 Résultats de calage ---------- 240
10.2.3 Résultats de validation sur d'autres périodes ---------- 241
10.2.4 Conclusion ---------- 241

10.3 Capacité du modèle à reproduire deux comportements hydrologiques différents --- 242

10.4 Conclusion ---------- 246

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ---------- 247

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ---------- 253

ANNEXES ---------- 263

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

BD CARTO® : Base de Données Cartographiques de l'IGN

BD ORTHO® : Base de Données Orthophotographiques de l'IGN

BD TOPO® : Base de Données Topographiques de l'IGN

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CEMAGREF : Centre National de Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts. La nouvelle appellation est La Recherche pour l'Ingénierie de l'Agriculture et de l'Environnement

DIREN : Direction Régionale de l'ENvironnement

IGN : Institut Géographique National

INRA : Institut National de la Recherche Agronomique

INSA : Institut National des Sciences Appliquées

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

MNT : Modèle Numérique de Terrain

OTHU : Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine

SAGYRC : Syndicat d'Aménagement et de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières

SIG : Système d'Information Géographique

SIRA : Sol-Info Rhône-Alpes

UMR : Unité Mixte de Recherche

LISTE DES SYMBOLES

I_b	Indice topographique
a	Surface amont drainée par la maille
β	Pente locale pour la maille considérée
Q_t	Débit total, [m^3/s]
Q_i	Débit du compartiment i, [m^3/s]
C_t^j	Concentrations du débit total pour le traceur j
C_i	Concentrations du compartiment i
m	Nombre de traceur
Q_s	Débit de l'écoulement souterrain, [m^3/s]
Q_n	Débit du ruissellement total lié à la pluie, [m^3/s]
C_t	Concentration de la rivière
C_s	Concentration de l'écoulement souterrain
C_n	Concentration du ruissellement lié à la pluie
Q_{es}	Débit de l'écoulement dans le sol
C_{es}	Concentration de l'eau du sol
δ_j	Composition isotopique ($\delta^{18}O$) de la fraction de pluie du pluviomètre j
I_j	Intensité pluviométrique mesurée
δ_i	Composition isotopique instantanée ($\delta^{18}O$) de l'épisode i
r	Proportion de chaque composante dans la crue
δ	Teneur en oxygène 18, [‰]
α	Facteur de fractionnement isotopique
ε	Facteur d'enrichissement
e, f	Coefficients
P_i	Valeur de la pluie estimée au point i
P_k	Valeur de la pluie mesurée au point k
j	Nombre de stations de mesure
d_k	Distance entre le point à estimer i et la station de mesure k
$R_x^{'}$	Hauteur de précipitation corrigée, [mm]
R_x	Hauteur de précipitation calculée au point considéré par la méthode de distance inverse, [mm]
B	Coefficient d'inclinaison de la courbe du gradient pluviométrique, [1/m]

$H_x^{'}$	Altitude corrigée, [m]
H_x	Altitude de la station de mesure, [m]
R_i , R_{i+1}	Hauteurs de pluie enregistrées respectivement au niveau de la station la plus basse et la plus haute du bassin versant, [mm]
H_i , H_{i+1}	Altitudes, au-dessus du niveau de la mer, respectivement de la station la plus haute et la plus basse du bassin versant, [m].
c	Hauteur d'eau sur les feuilles, [mm]
p	Coefficient de séparation qui définit la part de la pluie qui atteint directement la surface du sol sans interception par la végétation, [sans unité]
R	Intensité de la pluie, [mm/min]
E_p	Evapotranspiration potentielle, [mm/min]
s	Capacité de stockage des feuilles, [mm]
D_0	Paramètre de drainage, [mm/min]
b	Paramètre de drainage, [1/mm]
t	Temps
R_{nette}	Précipitation nette, [mm/min]
C_t	Hauteur d'eau sur les feuilles au pas de temps t, [mm]
c_0	Hauteur d'eau sur les feuilles au pas de temps $t-1$, [mm]
E_a	Evapotranspiration réelle, [mm]
Δ	Vitesse d'augmentation de la pression de vapeur à la saturation selon la température de l'air, [hPa/K]
R_n	Radiation solaire nette, [W/m²]
G	Flux de chaleur par conduction dans le sol, [W/m²]
ρ	la densité de l'air
c_p	Chaleur spécifique de l'air à la pression constante
$e_s - e_a$	Déficit de la pression de vapeur, [hPa]
r_a	Résistance aérodynamique de transport de vapeur d'eau, [s/m]
γ	Constante psychrométrique, [hPa/K]
λ	Chaleur latente de la vapeur d'eau, [J/kg]
r_c	Résistance stomatique de la végétation, [s/m]
a_a	Coefficient empirique, [s/m]
b_a	Coefficient empirique, [sW/m^3]
c_a	Coefficient empirique, [W/m²]
z_v	Altitude à laquelle la vitesse du vent est mesurée, [m]
D_k	Hauteur de référence météorologique, [m]

z_0	Longueur de rugosité pour la culture couvrante, [m]
h_r	Hauteur moyenne des plantes, [m]
v_w	Vitesse du vent [m/s]
$i(t)$	Vitesse d'infiltration, [m/s]
K	Conductivité hydraulique du sol, [m/s]
S_k	Gradient hydraulique, [sans unité]
h_w	Charge de pression en surface, [m]
h_k	Charge de pression au front d'humidification, [m]
z	Profondeur atteinte par le front d'humidification, [m]
K_0	Conductivité hydraulique du sol à saturation, [m/s]
Θ, Θ_s, Θ_0	Humidités volumiques respectivement du sol, résiduelle et à saturation, [m^3/m^3]
v	Paramètre de forme qui dépend de type de sol, [sans unité]
q_f	Flux d'eau, [m/min]
Ψ	Potentiel hydrique du sol, [m]
Ψ_g	Potentiel hydrique de la couche supérieure, [cm]
Ψ_d	Potentiel hydrique de la couche inférieure, [cm]
$\Delta\Theta_i$	Plage de variation du front d'humidification, [sans unité].
F_i	Surface de la maille
Rg_i	Apport d'eau souterraine
Rp_i	Apport d'eau du sol
n_z	Nombre d'éléments participant à la production d'un écoulement souterrain.
q	Débit par unité de largeur, [m/s]
R_h	Rayon hydraulique, [m]
R_E	Excès de la pluie, [m/s]
x, y	Directions
α_k, N	Coefficients de l'onde cinématique
S_z	Pente du terrain, [sans unité]
n_h	Coefficient de rugosité de Manning, [$1/m^{1/3}$].
σ	Coefficient de pondération
q_d	Débit total entrant dans la maille
q_0	Débit total sortant de la maille
q_{gr}	Débit maximum sortant de la maille

H_g	Profondeur de la couche du sol
μ	Coefficient de filtration
K_f	Coefficient de filtration, [m/s]
h_g	Profondeur du réservoir nappe, [m]
S_{gr}	Pente moyenne du bassin versant, [sans unité].
q_i	Flux d'eau souterraine pour une maille i
N_z	Nombre totale de mailles du réseau de drainage
L_r	Longueur totale du réseau de drainage, [m]
F_g	Surface d'alimentation du réservoir nappe, [m²]
R_g	Alimentation moyenne, du réservoir nappe, par la zone non saturée, [m/s]
$F(x)$	Surface traversée par le flux, [m²]
R_{Nash}	Coefficient de Nash-Sutcliffe
$Q_{obs,i}$	Débit observé au pas de temps i
$Q_{calc,i}$	Débit simulé au pas de temps i
$\overline{Q_{obs}}$	Débit moyen observé pour la chronique
R_{bilan}	Critère de bilan
EV	Ecart de volume, [%]
V_{tm}	Volume total mesuré pour la chronique de simulation
V_{ts}	Volume total simulé pour la chronique de simulation
X_1	Capacité maximale du réservoir de stockage "S"
X_2	Paramètre du réservoir quadratique de routage "R"
P	Précipitation (pluie, neige, rosée), [mm]
Q	Débit exprimé en lame d'eau écoulée en tenant compte de la surface du bassin versant, [mm]
ETR	Evapotranspiration réelle, [mm]
ΔS	Variation du stock d'eau dans le sol, [mm]
Q_p	Débit de pointe
Q_b	Débit de base
LER	Lame d'écoulement rapide
CER	Coefficient d'écoulement rapide
qps	Débit de pointe spécifique
$dqps$	Accroissement spécifique maximal
A	Surface du bassin versant

Vol.	Volume de la crue
Ptot	Pluie totale
Imax	Intensité maximale horaire de la pluie
Imoy	Intensité moyenne de la pluie

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Schématisation des principaux processus de genèse de crues ---------- 12
Figure 1.2 : Schéma du cycle de l'eau en forêt---------- 16
Figure 1.3 : Représentation des différents processus de genèse des écoulements en relation à diverses caractéristiques du milieu naturel---------- 17
Figure 2.1 : Composants d'un modèle ---------- 30
Figure 2.2 : Classification des modèles proposée par Singh (1995)---------- 30
Figure 2.3 : Processus hydrologiques pour différentes échelles de temps et d'espace ---------- 34
Figure 2.4 : Définitions des trois composantes d'échelle selon Blöschl et Sivapalan (1995) : -- 35
Figure 2.5 : Relation conceptuelle entre le niveau de complexité du modèle, la disponibilité des données et la performance du modèle ---------- 37
Figure 3.1 : Situation géographique du bassin de l'Yzeron ---------- 43
Figure 3.2 : Régime pluvial---------- 45
Figure 3.3 : Photographies du bassin de l'Yzeron---------- 46
Figure 3.4 : Carte géologique du bassin de l'Yzeron---------- 48
Figure 3.5 : Altitudes du bassin de l'Yzeron regroupées en 5 classes ---------- 49
Figure 3.6 : Carte des pentes du bassin de l'Yzeron---------- 50
Figure 3.7 : Carte du découpage du bassin de l'Yzeron en unités hydro-géomorphologiques naturelles ---------- 51
Figure 3.8 : Carte de la typologie des cours d'eau du bassin de l'Yzeron (Lafont, 2005) ------- 52
Figure 3.9 : Carte d'occupation du sol du bassin de l'Yzeron ---------- 53
Figure 3.10 : Occupation du sol du bassin de l'Yzeron pour les décennies 1970 et 1990 ------- 54
Figure 3.11 : Occupation du sol du bassin de l'Yzeron pour les décades 1970 et 1990---------- 55
Figure 3.12 : Exemple de scénarios d'évolution d'occupation du sol au niveau du bassin de l'Yzeron ---------- 55
Figure 3.13 : Carte des unités cartographiques présentes dans le bassin de l'Yzeron ---------- 56
Figure 3.14 : Carte de classes de texture du sol sur l'ensemble du bassin de l'Yzeron ---------- 57
Figure 3.15 : Normales de températures et de précipitations à la station de météo France Lyon-Bron sur la période 1971/2000---------- 58
Figure 3.16 : Equipements hydro-météorologiques au niveau du bassin de l'Yzeron ---------- 59
Figure 3.17 : Localisation des sous-bassins gérés par le Cemagref et équipements hydro-météorologiques existants---------- 60
Figure 3.18 : Photographies des équipements existant sur le sous-bassin du Mercier---------- 61
Figure 3.19 : Photographies des équipements existants sur le sous-bassin de la Chaudanne--- 62

Figure 4.1 : Cartes thématiques de base utilisées dans WISTOO ---------- 67
Figure 4.2: Schéma du modèle WISTOO ---------- 69
Figure 4.3: Méthode de distance inverse utilisée dans WISTOO ---------- 70
Figure 4.4 : Bilan vertical en trois couches à l'échelle de la maille carrée utilisé dans WISTOO ---------- 72
Figure 4.5 : Schématisation du processus de l'infiltration selon Green et Ampt ---------- 75
Figure 4.6 : Relation linéaire entre la pression de succion exprimée en pF et la teneur en eau ---------- 76
Figure 4.7 : Représentation schématique du flux d'eau de surface utilisé dans WISTOO ------- 79
Figure 5.1 : Schéma du réseau de drainage dans WISTOO ---------- 86
Figure 5.2 : Carte des unités cartographiques présentes dans le bassin de l'Yzeron avec celles complétées au niveau des zones urbaines ---------- 87
Figure 5.3 :Interface graphique du modèle WISTOO ---------- 89
Figure 5.4 : Localisation des deux stations de débits observés et simulés et limites des bassins versants respectifs ---------- 91
Figure 5.5 : Courbes QDF de l'Yzeron au niveau de la station de Craponne représentant la distribution des quantiles V_d (T) pour différents pas de temps ---------- 93
Figure 5.6 : Courbes QDF de l'Yzeron au niveau de la station de Taffignon représentant la distribution des quantiles V_d (T) pour différents pas de temps ---------- 93
Figure 5.7 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Craponne (période du 06/04/1989 au 19/05/1989) ---------- 95
Figure 5.8 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Taffignon (période du 06/04/1989 au 19/05/1989) ---------- 95
Figure 6.1 : Résultats des combinaisons des quatre couches thématiques ---------- 103
Figure 6.2 : Courbes hypsométriques des sous-bassins de l'Yzeron ---------- 105
Figure 6.3 : Organigramme méthodologique du croisement des couches ---------- 107
Figure 6.4 : Carte des dynamiques plausibles des écoulements au niveau du bassin de l'Yzeron ---------- 107
Figure 6.5 : Evolution de la distribution cumulée de l'indice topographique en fonction du pas du MNT et pour chaque méthode de calcul sur le bassin de l'Yzeron ---------- 109
Figure 6.6 : Evolution de la distribution cumulée de l'indice topographique en fonction de la méthode de calcul et pour trois tailles de mailles sur le bassin de l'Yzeron ---------- 110
Figure 6.7 : Carte de l'indice topographique du bassin de l'Yzeron : cas d'une maille de 12 m, multidirectionnel et avec prise en compte de la rivière ---------- 112

Figure 6.8 : Carte de l'indice topographique du bassin de l'Yzeron : cas d'une maille de 50 m, multidirectionnel et avec prise en compte de la rivière ---------- 112
Figure 7.1 : Localisation et équipement des sous-bassins versants du Verdy, du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron limité à la station hydrométrique de Craponne ---------- 115
Figure 7.2 : Répartition de la variabilité temporelle des pluies et des lames d'eau écoulées moyennes mensuelles et annuelles des sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004---------- 117
Figure 7.3 : Evapotranspiration potentielle estimée par la méthode de Monteith à la station Lyon-Bron de Météo-France sur la période 1997-2004---------- 118
Figure 7.4 : Débits moyens journaliers et pluies journalières au niveau des deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne en 2002---------- 118
Figure 7.5 : Lame d'eau écoulée, pluie et évapotranspiration potentielle mensuelles moyennes du sous-bassin versant du Mercier sur la période 1997-2004 ---------- 119
Figure 7.6 : Lame d'eau écoulée, pluie et évapotranspiration potentielle mensuelles moyennes du sous-bassin versant de la Chaudanne sur la période 1997-2004---------- 119
Figure 7.7 : Déficits d'écoulements mensuels moyens des sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004---------- 120
Figure 7.8 : Lame d'eau écoulée, pluie et évapotranspiration potentielle mensuelles moyennes du bassin versant de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004 ---------- 121
Figure 7.9 : Déficit d'écoulement mensuel moyen du bassin versant de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004---------- 121
Figure 7.10 : Relation entre les lames écoulées annuelles et les précipitations annuelles sur la période 1997-2004---------- 122
Figure 7.11 : Relation entre les lames d'eau écoulées mensuelles des sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004 ---------- 123
Figure 7.12 : Architecture du modèle GR2M (Mouelhi, et al., 2006) ---------- 124
Figure 7.13 : Hydrogrammes observé et simulé par GR2M sur le sous-bassin du Mercier ---- 124
Figure 7.14 : Hydrogrammes observé et simulé par GR2M sur le sous-bassin de la Chaudanne (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)---------- 125
Figure 7.15 : Hydrogrammes observé et simulé par GR2M sur le sous-bassin de l'Yzeron à Craponne (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004) ---------- 125
Figure 7.16 : Niveau S du réservoir de production simulé par GR2M au niveau des trois sous-bassins versants (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)---------- 126
Figure 7.17 : Niveau R du réservoir de routage simulé par GR2M au niveau des trois sous-bassins versants (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)---------- 126

Figure 7.18 : Bilan hydrologique des sous-bassins versants du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004 ---------- 129
Figure 7.19 : Comparaison des cumuls de pluies journalières au niveau des deux stations pluviométriques sur la période 1997-2004---------- 130
Figure 7.20 : Evénement pluie-débit du 22 avril 2004 observé à la Chaudanne à l'aval du DO et définition des caractéristiques utilisées dans l'analyse ---------- 131
Figure 7.21 : Organigramme du déroulement de l'analyse comparative des crues ---------- 132
Figure 7.22 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes de crue entre Chaudanne amont DO et Chaudanne aval DO pour l'échantillon A ---------- 135
Figure 7.23 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes de crue entre Chaudanne amont DO et Chaudanne aval DO pour l'échantillon B ---------- 136
Figure 7.24 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes entre Mercier et Chaudanne amont DO pour l'échantillon A ---------- 139
Figure 7.25 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes entre Mercier et Chaudanne amont DO pour l'échantillon B ---------- 140
Figure 7.26 : Lames d'écoulement rapide du Mercier et de la Chaudanne amont DO en fonction de la pluie totale pour l'échantillon A---------- 143
Figure 7.27 : Coefficient d'écoulement rapide du Mercier et de la Chaudanne amont DO en fonction du débit de base pour l'échantillon A ---------- 143
Figure 7.28 : Accroissement du débit spécifique de pointe du Mercier et de la Chaudanne amont DO en fonction de l'intensité moyenne pour l'échantillon B ---------- 145
Figure 7.29 : Coefficients de détermination corrigés des régressions simples et multiples pour chaque variable au niveau de l'échantillon A ---------- 146
Figure 7.30 : Coefficients de détermination corrigés des régressions simples et multiples pour chaque variable au niveau de l'échantillon B ---------- 148
Figure 8.1 : Station pluviométrique du Verdy (code SPP0602P) ---------- 154
Figure 8.2 : Station hydrométrique du Verdy (code PLN0406Q) ---------- 155
Figure 8.3 : Dimensions du pont du Verdy sous la route D70---------- 155
Figure 8.4 : Courbe de tarage de la station du Verdy---------- 156
Figure 8.5 : Nouvelle station hydrométrique du Verdy (code PLN0406Q) ---------- 157
Figure 8.6 : Courbe de tarage de la nouvelle station du Verdy ---------- 157
Figure 8.7 : Schéma du dispositif expérimental sur les trois sous-bassins versants et quelques photographies ---------- 158
Figure 8.8 : Schéma de principe de l'échantillonnage fractionné de la pluie et quelques photos du système réalisé---------- 161

Figure 8.9 : Test de mélange dans le collecteur séquentiel de pluie---------- 162
Figure 8.10 : Equipement d'échantillonnage des eaux du sol---------- 162
Figure 8.11 : Canne de prélèvement (35 cm)---------- 163
Figure 8.12 : Schéma d'instrumentation du versant du Verdy ---------- 163
Figure 8.13 : Schéma d'instrumentation du versant du Mercier---------- 164
Figure 8.14 : Schéma et photographie de tube échantillonneur (bailer) en polyéthylène------- 164
Figure 8.15 : Echantillonneur portable (type NivuSamp TP I)---------- 165
Figure 8.16 : Photographie de la sonde multiparamètres de marque Horiba (Série U-22 XD) 166
Figure 8.17 : Evolution de la conductivité électrique de l'eau de surface à l'exutoire des trois sous-bassins versants au pas de temps de 10 minutes (période du 15/06/2005 au 12/07/2005) 168
Figure 8.18 : Evolution de la conductivité électrique de l'eau de surface à l'exutoire des trois sous-bassins versants au pas de temps de 15 minutes (période du 01/02/2006 au 10/07/2006) 168
Figure 8.19 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la conductivité électrique au niveau du sous-bassin du Verdy (période du 01/02/2006 au 01/07/2006) ---------- 170
Figure 8.20 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la conductivité électrique au niveau du sous-bassin du Mercier (période du 01/02/2006 au 01/07/2006) ---------- 170
Figure 8.21 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la conductivité électrique au niveau du sous-bassin de la Chaudanne (période du 01/02/2006 au 01/07/2006) ---------- 171
Figure 8.22 : Diagramme $\delta^2H = f(\delta^{18}O)$ des eaux de surface au niveau du bassin de l'Yzeron ---------- 172
Figure 8.23 : Evolution de la pluviométrie, de la température et du $\delta^{18}O$ dans les pluies sur le sous-bassin du Verdy ---------- 173
Figure 8.24 : Evolution de la pluviométrie, de la température et du $\delta^{18}O$ dans les pluies sur le sous-bassin du Mercier---------- 174
Figure 8.25 : Evolution de la pluviométrie, de la température et du $\delta^{18}O$ dans les pluies sur le sous-bassin de la Chaudanne---------- 175
Figure 8.26 : Gradients isotopiques avec l'altitude sur le bassin de l'Yzeron ---------- 176
Figure 8.27 : Averse et crue du 07/04/2005 dans le sous-bassin de la Chaudanne---------- 182
Figure 8.28 : Confrontation de l'évolution de la conductivité électrique et du $\delta^{18}O$ dans la pluie et dans le ruisseau en amont et en aval du DO sur le sous-bassin de la Chaudanne au cours de la crue du 7 avril 2005 ---------- 183
Figure 8.29 : Diagrammes de mélange conductivité électrique et oxygène 18 pour la crue du 7 avril 2005. a) Chaudanne amont DO ; b) Chaudanne aval DO---------- 185
Figure 8.30 : Séparation de l'hydrogramme de la crue du 7 avril 2005 en trois compartiments ---------- 186

Figure 8.31 : Profils isotopiques des eaux dans le sol. a) Chaudanne ; b) Mercier ---------- 189
Figure 8.32 : Confrontation de l'évolution de la conductivité électrique et du $\delta^{18}O$ dans la pluie et dans le ruisseau en amont et en aval du DO sur le sous-bassin de la Chaudanne au cours de la crue du 18 mai 2006---------- 192
Figure 8.33 : Confrontation de l'évolution de la conductivité électrique et du $\delta^{18}O$ dans la pluie et dans le ruisseau sur le sous-bassin du Mercier au cours de la crue du 18 mai 2006--------- 193
Figure 8.34 : Séparation de l'hydrogramme de la crue du 18 mai 2006 en deux compartiments. a) Chaudanne amont DO ; b) Chaudanne aval DO ; c) Mercier ---------- 195
Figure 8.35 : Evolution du niveau piézométrique au cours de la crue du 18 mai 2006. -------- 196
Figure 8.36 : Diagrammes de mélange conductivité électrique et oxygène 18 pour la crue du 18 mai 2006. a) Chaudanne ; b) Mercier---------- 197
Figure 8.37 : Séparation de l'hydrogramme de la crue du 18 mai 2006 en trois compartiments. ---------- 199
Figure 9.1 : Emplacement des profils en travers du sous-bassin versant du Verdy---------- 206
Figure 9.2 : Emplacement des profils en travers du sous-bassin versant du Mercier ---------- 206
Figure 9.3 : Emplacement des profils en travers du sous-bassin versant de la Chaudanne ---- 207
Figure 9.4 : Profils en travers centrés du sous-bassin versant du Verdy---------- 207
Figure 9.5 : Profils en travers centrés du sous-bassin versant du Mercier ---------- 208
Figure 9.6 : Profils en travers centrés du sous-bassin versant de la Chaudanne ---------- 209
Figure 9.7 : Versant instrumenté au niveau du sous-bassin du Verdy---------- 209
Figure 9.8 : Versant instrumenté au niveau du sous-bassin du Mercier ---------- 210
Figure 9.9 : Schéma d'installation d'un piézomètre et système de mesure du niveau d'eau---- 211
Figure 9.10 : Piézomètre et système de mesure du niveau d'eau ---------- 211
Figure 9.11 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier (période du 22/11/2005 au 22/05/2006) ---------- 213
Figure 9.12 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier (période du 23/05/2005 au 13/07/2006) ---------- 214
Figure 9.13 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M1 des 15-20 février 2006---------- 216
Figure 9.14 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M2 des 8-11 mars 2006 ---------- 217
Figure 9.15 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M3 des 24-28 mars 2006---------- 218
Figure 9.16 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M4 des 9-11 avril 2006 ---------- 220

Figure 9.17 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M5 du 27 juin 2006 ---------- *221*
Figure 9.18 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M6 des 5-6-7 juillet 2006 ---------- *222*
Figure 9.19 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy (période du 22/11/2005 au 13/07/2006) ---------- *224*
Figure 9.20 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V1 du 1ier janvier 2006 ---------- *225*
Figure 9.21 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V2 du 16 février 2006 ---------- *226*
Figure 9.22 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V3 du 19 février 2006 ---------- *227*
Figure 9.23 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy (période du 15/03/2005 au 15/05/2006) ---------- *228*
Figure 9.24 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V4 du 24 mars 2006 ---------- *229*
Figure 9.25 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V5 des 27-28 mars 2006 ---------- *230*
Figure 9.26 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V6 des 9-10-11 avril 2006 ---------- *231*
Figure 9.27 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V7 des 5-6-7 juillet 2006 ---------- *232*
Figure 10.1 : Carte des unités cartographiques du bassin de l'Yzeron regroupées en trois classes ---------- *238*
Figure 10.2 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Craponne (période du 06/04/1989 au 19/05/1989) ---------- *240*
Figure 10.3 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Taffignon (période du 06/04/1989 au 19/05/1989) ---------- *240*
Figure 10.4 : Carte des unités cartographiques présentes dans le sous-bassin du Mercier ---- *242*
Figure 10.5 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier ---------- *243*
Figure 10.6 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier ---------- *244*
Figure 10.7 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier avec des différentes teneurs en eau à saturation ---------- *244*

Figure 10.8 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier ---------- *245*

Figure 10.9 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier avec des différentes teneurs en eau à saturation ---------- *246*

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Influence de la couverture végétale sur le ruissellement (Beauchamp, 2005) ---- 15
Tableau 1.2 : Abondance relative moyenne et naturelle des isotopes de la molécule d'eau (Rocchiccioli-Deltcheff, 1971) ---------- 24
Tableau 2.1 : Critères de classification du modèle en global ou distribué (Singh, 1995)-------- 31
Tableau 3.1 : Récapitulatif des données collectées sur le bassin de l'Yzeron ---------- 44
Tableau 3.2 : Feuilles géologiques utilisées ---------- 47
Tableau 3.3 : Classes d'altitudes du bassin de l'Yzeron ---------- 49
Tableau 3.4 : Classes de pentes du bassin de l'Yzeron ---------- 50
Tableau 3.5 : Pourcentage de surface d'occupation du sol du bassin de l'Yzeron selon Corine Land Cover (Niveau 1) ---------- 54
Tableau 3.6 : Quelques records durant la période 1922/2000 à la station de météo France Lyon-Bron (Météo-France, 2005) ---------- 58
Tableau 3.7 : Caractéristiques des stations de mesure des bassins versants du Mercier et de la Chaudanne ---------- 63
Tableau 4.1 : Sous-modèles disponibles dans WISTOO ---------- 82
Tableau 5.1 : Principales caractéristiques de la première période utilisée pour le calage du modèle WISTOO ---------- 93
Tableau 5.2 : Principales caractéristiques des périodes utilisées pour la validation du modèle WISTOO ---------- 94
Tableau 5.3 : Résultats de calage du modèle sur la première période sélectionnée ---------- 95
Tableau 5.4 : Valeurs finales des paramètres retenues pour les simulations ---------- 96
Tableau 5.5 : Résultats de validation du modèle sur d'autres périodes ---------- 97
Tableau 5.6 : Ecart type entre les pluies totales de chaque période ---------- 98
Tableau 6.1 : Codage des couches thématiques pour l'analyse spatiale ---------- 103
Tableau 6.2 : Principales caractéristiques des sous-bassins de l'Yzeron ---------- 105
Tableau 7.1 : Coefficient d'écoulement mensuel moyen (en %) des sous-bassins versants du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004 122
Tableau 7.2 : Résultats de l'application du modèle GR2M ---------- 125
Tableau 7.3 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO pour l'échantillon des pluies supérieures à 10 mm ---------- 134
Tableau 7.4 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO pour l'échantillon des pluies comprises entre 4 et 10 mm ------ 134
Tableau 7.5 : Coefficients de corrélation des différentes variables pour l'échantillon A ------- 135

Tableau 7.6 : Coefficients de corrélation des différentes variables pour l'échantillon B ------- 135
Tableau 7.7 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO et du Mercier pour l'échantillon A---------- 138
Tableau 7.8 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO et du Mercier pour l'échantillon B---------- 138
Tableau 7.9 : Résultats des corrélations des différentes variables pour l'échantillon A -------- 138
Tableau 7.10 : Résultats des corrélations des différentes variables pour l'échantillon B------- 139
Tableau 7.11 : Coefficients de corrélation pour le Mercier, la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO pour l'échantillon A ---------- 142
Tableau 7.12 : Coefficients de corrélation pour le Mercier, la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO pour l'échantillon B ---------- 144
Tableau 8.1 : Conductivité électrique de quelques types d'eau (Suttar, 1990) ---------- 167
Tableau 8.2 : Ordres de grandeur de la conductivité électrique des eaux de quelques terrains 167
Tableau 8.3 : Caractéristiques de la conductivité électrique (µS/cm) de l'eau de surface mesurée à l'exutoire des trois sous-bassins (période du 15/06/2005 au 12/07/2005)---------- 169
Tableau 8.4 : Caractéristiques de la conductivité électrique (µS/cm) de l'eau de surface mesurée à l'exutoire des trois sous-bassins (période du 01/02/2006 au 10/07/2006)---------- 169
Tableau 8.5 : Caractéristiques isotopiques des pluies au niveau des trois sous-bassins versants ---------- 176
Tableau 8.6 : Résultats du test de comparaisons multiples de Bonferroni sur les échantillons de la pluie au niveau des trois sous-bassins versants avec un intervalle de confiance à 95% ----- 177
Tableau 8.7 : Caractéristiques isotopiques de l'eau de surface au niveau des trois sous-bassins versants ---------- 177
Tableau 8.8 : Débit et teneur isotopique correspondante de l'eau de surface (hors crues) de quelques échantillons prélevés à différentes dates au niveau des trois ruisseaux---------- 178
Tableau 8.9 : Résultats du test de comparaisons multiple de Bonferroni sur les échantillons d'eau de surface au niveau des trois sous-bassins versants avec un intervalle de confiance à 95% ---------- 179
Tableau 8.10 :Teneur en oxygène 18 moyenne de la pluie et de l'eau de surface pour chaque sous-bassin ---------- 179
Tableau 8.11 : Récapitulatif des événements échantillonnés au niveau des trois sous-bassin et suite donnée aux échantillons ---------- 181
Tableau 8.12 : Caractéristiques principales des trois événements pluies-débit échantillonnés 181
Tableau 8.13 : Contributions relatives des trois compartiments dans le débit de pointe lors de la crue du 7 avril 2005 ---------- 187

Tableau 8.14 : Caractéristiques géochimiques de l'écoulement de base pour la crue du 18 mai 2006 ---------- 189
Tableau 8.15 : Caractéristiques géochimiques de l'eau de nappe pour la crue du 18 mai 2006 ---------- 190
Tableau 8.16 : Caractéristiques isotopiques de l'eau de pluie pour la crue du 18 mai 2006--- 191
Tableau 8.17 : Caractérisation des compartiments du modèle de mélange pour la crue du 18 mai 2006 ---------- 197
Tableau 8.18 : Contribution relatives des trois compartiments aux débits de pointes au niveau de la Chaudanne lors de la crue du 18 mai 2006---------- 200
Tableau 8.19 : Contribution relatives des trois compartiments aux débits de pointes au niveau du Mercier lors de la crue du 18 mai 2006---------- 200
Tableau 9.1 : Caractéristiques des piézomètres installés ---------- 210
Tableau 9.2 : Principales caractéristiques des événements étudiés sur le versant du Mercier- 223
Tableau 10.1 : Valeurs des paramètres retenues pour chaque classe ---------- 239
Tableau 10.2 : Résultats de calage du modèle sur la première période ---------- 241
Tableau 10.3 : Résultats de validation du modèle sur d'autres périodes ---------- 241

CADRE DE LA THESE

Cette thèse s'intitule : "**Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron**" ; elle a été préparée dans le cadre de la formation doctorale MEGA (Mécanique, Energétique, Génie civil, Acoustique) de Lyon I. Je suis inscrit à l'Unité de Recherche en Génie Civil Hydrologie Urbaine de l'INSA de Lyon.

Ce travail de thèse a été financé par une allocation doctorale de recherche de la région Rhône-Alpes qui accompagne le financement global d'un projet dans le cadre du programme de recherche thématique prioritaire Rhône-Alpes 2003-2005 : Développement durable. Ce projet, intitulé "GEREHPUR" (GEstion de la Ressource en Eau des Hydrosystèmes Péri-URbains), implique la collaboration avec différents partenaires universitaires (Lyon 1, 2 et 3) et le CNRS, ainsi qu'avec des partenaires socio-économiques qui fournissent les données de base (Grand-Lyon, SAGYRC) et la technologie d'analyse spatiale (P.M.E. GIPEA). Le projet GEREHPUR a pour ambition de construire un "Système d'Information et de Connaissance" (SIC) pour :

- lier les pressions d'usage et les réponses écologiques d'un bassin versant dans des gradients d'urbanisation,
- disposer d'un outil évolutif d'aide à la décision et à la gestion de la ressource en eau.

Mon travail de thèse contribue au second objectif.

Ce travail a été effectué au sein de l'Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique du Cemagref de Lyon.

L'apprentissage du modèle WISTOO a été réalisé à l'Institut des Ressources en Eau et de l'Ingénierie de l'Eau de l'Université Polytechnique de Cracovie. Le projet EcoNet (n°08157VL) a financé mes séjours en Pologne.

Durant ce travail, j'ai également bénéficié de l'instrumentation de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine déjà en place sur le bassin de l'Yzeron.

INTRODUCTION

Problématique générale

La gestion intégrée de la ressource en eau fait appel de plus en plus à une modélisation distribuée, dans l'espace, des flux d'eau et de matières associées. Les modèles hydrologiques distribués, développés par la communauté scientifique depuis une vingtaine d'années, se heurtent à la grande variabilité spatiale des facteurs naturels et humains.

Dans l'objectif d'une gestion intégrée de la ressource en eau, à l'échelle où l'action de l'homme est sensible et où les leviers d'action sont identifiables, la complexité spatiale est une contrainte majeure à intégrer pour gérer la ressource en eau d'un bassin versant de l'ordre de la centaine de kilomètres carrés (Radojevic, 2002). A cette échelle, des entités hydrologiques homogènes peuvent représenter de quelques dizaines d'hectares à quelques kilomètres carrés. Les dynamiques d'écoulement peuvent être rapides et contrastées (urbain / rural) et les effets de moyenne qui conduisent à des simplifications des algorithmes de calcul ne sont plus valides comme cela est le cas pour des bassins de l'ordre du millier de kilomètres carrés ou plus.

D'une façon générale, pour mieux concevoir les modèles hydrologiques et améliorer leurs capacités prédictives il faut comprendre, dans un premier temps, les processus hydrologiques mis en jeu. Plusieurs études, basées sur des investigations de terrain, ont montré que ces derniers étaient variables dans le temps et dans l'espace d'un même bassin versant. A travers ces investigations, les hydrologues ont tenté de répondre notamment à une question essentielle : quelles conditions organisent les chemins de l'eau au sein d'un bassin versant ?.

Une grande diversité des processus a été ainsi identifiée depuis les années 60-70 conduisant à un problème dont la complexité s'est avérée difficilement représentable dans les modèles hydrologiques. Aujourd'hui, une approche basée sur l'utilisation coordonnée des données disponibles est de plus en plus fréquente afin d'avoir une vision intégrative des processus à l'échelle du bassin versant.

En modélisation hydrologique distribuée et en dépit de la variabilité naturelle des facteurs qui déterminent les écoulements, il est possible d'obtenir plusieurs jeux de paramètres optimaux (Beven, 1993). On imagine ainsi des effets de compensation purement numériques entre les modèles de processus qui sont affectés à différentes couches d'information relatives à la topographie, l'occupation du sol, les types de sol et leurs épaisseurs, la géologie, etc. Cette "équifinalité" conduit à des modèles à même de représenter le fonctionnement hydrologique dans un état donné du bassin. On ne peut cependant juger de leur capacité à représenter l'effet sur les écoulements dans un autre état, résultant d'une évolution future de l'occupation de sol par exemple.

La prise en compte de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques d'un bassin versant a fait l'objet de développements récents, organisés autour de la nature et de la structure spatiale des données, de la définition des échelles spatiale et temporelle adaptées à la représentation des processus étudiés (Blöschl et Sivapalan, 1995, Gottschalk, et al., 2001). Ainsi pour développer, calibrer et tester les modèles distribués, il faudrait intégrer la structure spatiale des données (Grayson, et al., 2002). C'est dans cette logique qu'ont été développées les fonctions de connectivité qui permettent de mesurer le degré de liaison spatiale de l'état d'une variable (Western, et al., 2001).

La modélisation hydrologique distribuée offre la capacité de prendre en compte l'hétérogénéité ou la variabilité d'une grandeur et de tester les effets des changements d'échelles sur la modélisation. Cependant, la description des structures de données requiert des quantités importantes d'informations.

A mi-chemin entre l'usage des couches d'informations classiques et une investigation lourde, ce travail de thèse tente de lier l'approche expérimentale à celle de la modélisation hydrologique distribuée. L'objectif est d'améliorer le lien entre "paysage" et processus dans un modèle distribué.

La démarche proposée consiste à étudier les processus hydrologiques au niveau de quelques unités spatiales qualifiées de représentatives, par rapport à l'ensemble des unités pouvant exister sur le bassin et à utiliser ces connaissances pour contraindre les simulations d'un modèle hydrologique distribué implémenté sur le même bassin.

Objectifs et méthodes

Sur la base des différents problèmes évoqués précédemment dans l'identification des processus hydrologiques de genèse de débit et la démarche de la modélisation hydrologique distribuée, on souhaite apporter quelques éléments de réponse tout en se basant sur les données disponibles sur le bassin de l'Yzeron.

Ce travail constitue une contribution aux travaux de recherches actuels en hydrologie qui visent à améliorer les performances des modèles hydrologiques distribués à travers les expérimentations complémentaires de terrain. Ces améliorations concernent non seulement la bonne reproduction des débits observés à l'exutoire mais aussi la bonne représentation au sein du modèle des processus hydrologiques impliqués dans la génération du débit.

Ce travail vise à apporter quelques éléments de compréhension du fonctionnement hydrologique à travers l'exploitation des différentes données disponibles et en particulier une approche expérimentale basée sur le traçage géochimique. Cela permettra *infine* d'améliorer la phase de calage d'un modèle hydrologique distribué en le contraignant par les processus d'écoulement associés à des entités représentatives (observations de terrain).

Il s'agit donc d'associer des observations de terrain, permettant d'obtenir une meilleure vision des mécanismes hydrologiques responsables de la génération du débit, à la modélisation hydrologique distribuée sur un même bassin pour réduire l'incertitude sur le modèle et les paramètres. Nous proposons, de manière complémentaire à la méthode GLUE[1] (Beven, 1993), de caractériser la "production" des compartiments de l'eau de plusieurs entités hydrologiques. Ces entités sont définies comme remarquables en raison de la représentativité de leur combinaison de caractéristiques physiographiques et d'occupation du sol. Ces deux caractéristiques sont considérées comme des facteurs importants car elles intègrent les aspects de production (interception, épaisseur de sols) et de dynamique (force de gravité) des écoulements. L'objectif est donc d'intégrer la réelle complexité des relations entre ces facteurs dans des paysages hydrologiques types de quelques kilomètres carrés. Nous rejoignons ainsi la notion "d'Unités Hydrologiquement Similaires" (Karvonen, et al., 1999).

[1] Celle-ci, rappelons-le, propose d'évaluer l'amplitude des solutions possibles pour les paramètres de calage d'un modèle distribué

L'approche proposée dans cette thèse se situe cependant à mi-chemin entre une analyse fine des processus et le pré-calage d'un modèle distribué qui consiste à définir *a priori* les valeurs des paramètres des équations d'écoulement. Ces valeurs sont affectées en fonction des types et occupations du sol (le calage proprement dit repose sur l'ajustement des simulations aux données observées). L'idée originale est donc de dégager des comportements hydrologiques types ou "signatures hydrologiques" liés à des entités hydrologiques représentatives.

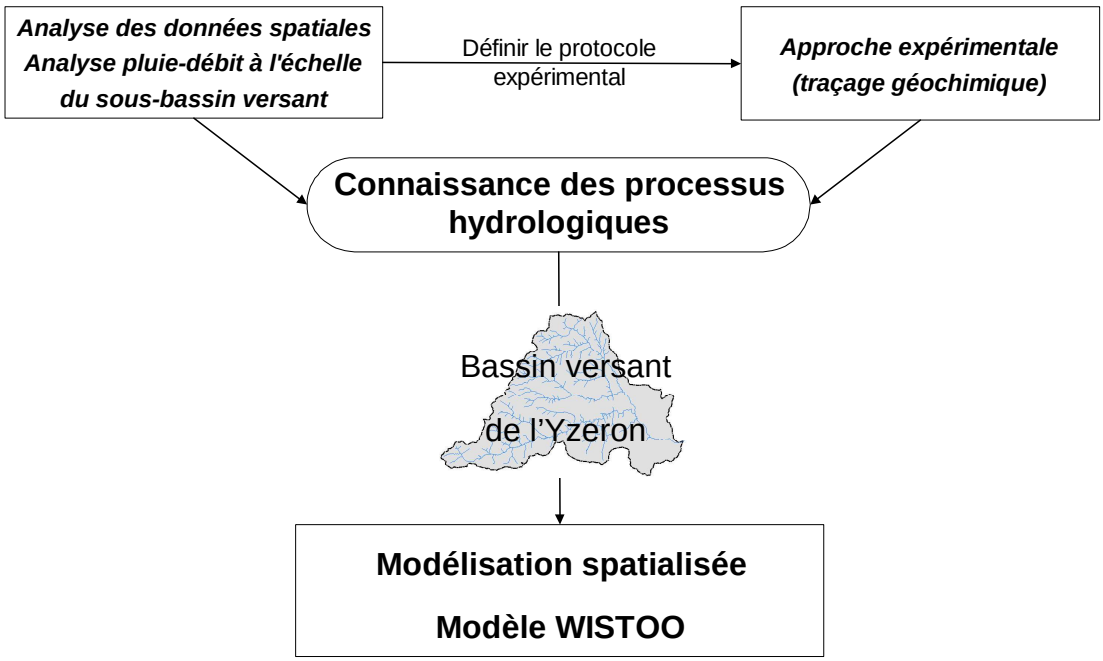
L'identification des signatures hydrologiques implique de reconnaître les différents compartiments d'eau qui participent aux écoulements (nappe, source, écoulement hypodermique, ruissellement rural et urbain). Cela peut se faire à l'aide du traçage géochimique des molécules d'eau. L'un des objectifs de ce travail consiste à faire la part des écoulements rapides de ruissellement qui devraient augmenter avec l'anthropisation des chemins de l'eau (fossés, sillons agricoles, réseaux d'assainissement et déversoirs d'orage) puis l'augmentation de la production de ces écoulements rapides en paysages imperméabilisés (secteurs urbanisés).

Afin d'évaluer la pertinence de ces signatures hydrologiques, nous proposons d'utiliser un modèle distribué permettant de représenter les écoulements de surface, de subsurface et souterrain, ainsi que les écoulements en rivière. En complément d'une validation interne du calage basée classiquement sur des chroniques de pluie-débit, il sera procédé à une validation externe du calage basée sur le traçage isotopique et/ou chimique des compartiments d'eau. Notre choix s'est porté sur le modèle hydrologique distribué à base physique WISTOO développé par l'Université Polytechnique de Cracovie en Pologne. Une coopération entre cette dernière et le Cemagref de Lyon a été mise en place dans le cadre d'un projet Eco-Net (2004-2005) financé par le Ministère des Affaires Etrangères Français.

Il est important de pouvoir comparer les caractéristiques d'écoulements de plusieurs entités hydrologiques contrastées et situées dans un même impluvium. Le bassin versant total devra donc présenter un gradient marqué d'occupation du sol afin d'offrir une diversité de situations et une orientation des effets des entités. C'est le cas des bassins versants périurbains comme celui de l'Yzeron situé à l'Ouest de l'agglomération lyonnaise qui présente un amont naturel évoluant progressivement à un aval urbanisé. Ce bassin de 147.3 km² dispose d'une série de mesures hydro-pluviométriques ainsi que d'un dispositif couplé rural-périurbain de sous-bassins versants expérimentaux gérés par le Cemagref de Lyon dans le cadre de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine.

Une vue d'ensemble de la démarche adoptée dans ce travail est donnée par la figure ci-après. L'objectif final, qui ne sera pas forcément atteint au terme de ce travail, est de caler un modèle hydrologique distribué permettant de tester plusieurs scénarios d'évolution d'un bassin versant. Il faut donc que ce modèle prenne en considération les différents processus de genèse de crues au sein de ce bassin. Deux approches sont alors adoptées :

- Une première approche qui consiste à exploiter les différentes données disponibles sur le bassin pour avoir une première vision des processus hydrologiques plausibles pouvant avoir lieu sur le bassin,
- Une deuxième approche, basée cette fois-ci sur le traçage géochimique, ayant pour but d'apporter des éléments de compréhension du fonctionnement hydrologique de quelques sous-bassins identifiés comme représentatifs en terme de caractéristiques physiographiques.



Vue d'ensemble schématique de la démarche adoptée dans la thèse

La première approche nous a aidé également à définir le protocole expérimental pour mener à bien l'expérimentation du traçage géochimique. Tout ceci est appliqué sur le bassin versant périurbain de l'Yzeron.

Démarche

Ce travail est structuré en dix chapitres. Le premier est constitué d'une revue bibliographique sur les processus hydrologiques de genèse de crues, les facteurs de contrôle et les outils d'investigation. La discussion porte spécifiquement sur les différents processus hydrologiques que nous pouvons rencontrer dans un bassin versant, les différents facteurs pouvant contrôler ces processus et les outils d'investigation mis à la disposition des hydrologues.

Le chapitre 2 est une revue bibliographique sur la modélisation hydrologique, la typologie des modèles hydrologiques, le calage et les incertitudes. Dans le chapitre 3, le site d'étude (le bassin versant de l'Yzeron) est présenté. Les données disponibles et les caractéristiques climatologiques et physiques sont alors décrites. Le chapitre 4 présente le modèle hydrologique distribué WISTOO en expliquant comment ce modèle décrit les processus hydrologiques. L'implémentation et le calage de WISTOO sur le bassin de l'Yzeron sont abordés dans le chapitre 5.

En effet, à ce stade, il s'agit de prendre un modèle existant, avec les données classiquement disponibles, d'appliquer des méthodes standards de calage puis d'évaluer les résultats. Dans un second temps, la méthodologie pour mieux contraindre le modèle est développée.

La problématique abordée dans ce travail est l'identification des processus hydrologiques au niveau de quelques unités spatiales qualifiées de représentatives pour leur assemblage de composantes (pentes, perméabilité, épaisseur du sol), par rapport à l'ensemble des unités pouvant exister sur le bassin.

Le chapitre 6 présente l'analyse spatiale qui a été menée sur le bassin versant de l'Yzeron et le choix des sites à instrumenter. Une caractérisation hydrologique du bassin de l'Yzeron au moyen de la topographie est également abordée. Le chapitre 7 est consacré à l'identification des processus de genèse de crues, au niveau de notre bassin d'étude, à partir de l'analyse des données hydro-pluviométriques.

Les chapitres 8 et 9 présentent la mise en œuvre de l'expérimentation, basée sur le "traçage géochimique", pour étudier le comportement hydrologique à l'échelle du bassin de l'Yzeron. Les résultats des différentes investigations spatio-temporelles sont présentés.

Le chapitre 10 est consacré à l'intégration des différentes connaissances acquises, sur le fonctionnement hydrologique du bassin de l'Yzeron, dans le calage du modèle distribué WISTOO.

Enfin, une conclusion générale synthétise les résultats obtenus et propose des perspectives pour ce travail.

----------oOo----------

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART : PROCESSUS HYDROLOGIQUES, FACTEURS DE CONTROLE ET OUTILS D'INVESTIGATION

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART : PROCESSUS HYDROLOGIQUES, FACTEURS DE CONTROLE ET OUTILS D'INVESTIGATION

1.1 Processus hydrologiques de genèse des écoulements

Plusieurs études ont été consacrées durant ces dernières décennies à l'identification des processus hydrologiques au niveau des bassins versants de toutes tailles et de tous genres. Ainsi une progression importante a été enregistrée dans la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants. De nombreuses expérimentations ont été réalisées sur une grande variété de bassins. L'instrumentation d'un bassin versant ou d'un versant et l'échantillonnage en plusieurs points associés à l'utilisation de traceurs géochimiques et/ou isotopiques ont permis de progresser dans l'identification des principaux facteurs contrôlant la réponse hydrologique à l'exutoire d'un bassin versant.

Dans la littérature, plusieurs travaux retracent l'évolution de la compréhension des processus hydrologiques au niveau d'un bassin versant et les outils qui ont permis l'identification de ces processus. Dans ce qui suit, les grands traits de cette évolution sont présentés. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer aux différentes références mentionnées entre parenthèses dans le texte et à la fin de ce document.

La première théorie importante concernant ce sujet est apparue au début du siècle dernier avec les travaux d'Horton (1933) basée sur la notion de dépassement de la capacité d'infiltration des sols (***infiltration excess surface runoff***). Le concept général de ce mécanisme est le suivant : tant que la capacité d'infiltration du sol n'est pas dépassée, la totalité de l'eau de pluie s'infiltre ; mais dès que les intensités pluviométriques dépassent cette capacité, le surplus d'apport d'eau ruisselle en surface. Ce ruissellement de surface forme l'écoulement rapide de crue. Par contre l'eau infiltrée contribue beaucoup plus lentement à la recharge des nappes et au soutien du débit de base. Ce sont les états de surface du sol qui décident de la fraction d'eau de pluie qui peut ou non s'infiltrer, même si le sol sous-jacent n'est pas saturé. Ainsi, le contrôle se fait de la surface vers le sol, par la capacité locale d'infiltration.

Ce type d'écoulement domine dans les bassins en climats semi-arides avec des sols peu filtrants et dépourvus de couvert végétal. Albergel et al. (2003) décrivent bien le processus Hortonien et son importance dans la genèse et le développement des crues en zones semi-arides. Par contre, il est rare de l'observer dans les régions à climat tempéré où la capacité d'infiltration des sols est généralement élevée. Plusieurs études (Hewlett et Hibbert, 1967 ; Jordan, 1994b) ont montré que dans ces régions la genèse de crues est causée par des intensités pluviométriques inférieures à la capacité d'infiltration des sols.

La réelle mise en cause de cette théorie n'a eu lieu qu'au début des années 60 suite à des observations de terrain qui ont montré, sous certaines conditions, que l'écoulement souterrain pouvait participer directement ou indirectement à la formation des crues. Plusieurs autres mécanismes ont été proposés par la suite pour expliquer la formation des écoulements au sein d'un bassin versant.

D'après Dunne (1978), l'écoulement de surface (***overland flow***) se produit quand l'eau de pluie nouvelle tombe sur des surfaces saturées (cas d'une nappe perchée par exemple). Le mélange

entre l'eau nouvelle et l'eau ancienne forme l'écoulement sur des surfaces saturées (***saturation overland flow***). Lorsque l'apport de l'écoulement de subsurface dépasse la capacité du sol à transmettre un flux d'eau transversal, le processus d'exfiltration de l'eau souterraine s'active (***return flow***) et l'écoulement de subsurface émerge à la surface du sol (figure 1.1).

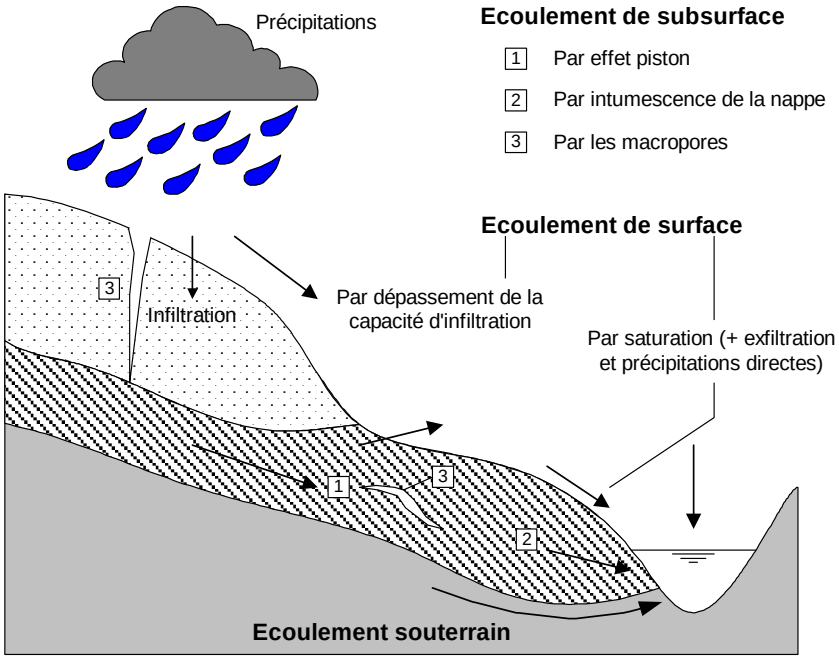


Figure 1.1 : Schématisation des principaux processus de genèse de crues (inspirée de Jordan, 1994b)

Le rôle de l'écoulement de subsurface (aussi appelé, dans le passé, écoulement hypodermique ou retardé) (***subsurface flow***) dans la genèse des crues a été évoqué pour la première fois par Hursh (1936) mais sa théorie n'a pas reçu le même succès que celle de Horton. Il a fallu plusieurs années pour que les hydrologues reconnaissent la contribution de l'écoulement sous la surface du sol à l'écoulement rapide de crues. Ceci est probablement dû, d'après Ambroise (1998), au fait que les mécanismes permettant d'expliquer le transfert plus ou moins rapide de l'eau à travers le sol sont beaucoup plus difficiles à expliquer et à identifier.

Dès que la communauté des hydrologues s'est aperçue que l'écoulement de subsurface était une composante importante dans l'hydrogramme de crue, plusieurs études des années 70, ont été consacrées à ce sujet, pour tenter d'en expliquer la contribution dans la genèse des écoulements. D'après Musy (2005), ce type d'écoulement tend à ralentir le cheminement de l'eau et à allonger la durée de l'hydrogramme. Une distinction est généralement faite entre l'écoulement de proche subsurface et celui en profondeur. Le premier type désigne les eaux qui s'infiltrent et se déplacent latéralement dans les horizons supérieurs du sol vers la rivière. Les caractéristiques du sol conditionnent l'importance de l'écoulement de subsurface.

Le premier mécanisme invoqué pour expliquer la contribution des écoulement de subsurface à la formation des crues a été les écoulements par macropores (Hursh, 1936). Les écoulements par macropores se produisent lorsque le sol et le sous-sol présentent une macroporosité à extension verticale ou horizontale importante ou dans les fissures et les fractures dans la roche qui provoquent des chemins préférentiels à travers lesquels l'eau peut transiter rapidement vers la rivière (Ambroise, 1998 ; Beven et Germann, 1982). La genèse de la percolation verticale à

travers la matrice du sol est fortement dépendante de la porosité en profondeur et de l'existence d'une discontinuité structurale ou texturale dans le profil.

Dans sa thèse, Joerin (2000) a montré à travers le traçage géochimique de quelques crues combiné avec quelques mesures locales de TDR et de simulateur de pluie mené sur le bassin de la Haute-Menthe (Suisse), que l'eau du sol est une source d'écoulement potentielle importante et que la génération du débit est essentiellement contrôlée par des processus à l'échelle locale.

D'autres mécanismes ont été proposés dans la littérature. Ils supposent que les écoulements latéraux de subsurface résultent de processus diffus impliquant des flux d'eau matricielle. On peut citer à titre d'exemple le processus d'effet piston invoqué par Hewlett et Hibbert (1967) : l'eau disponible en surface s'infiltre dans le sol non saturé et percole en profondeur en poussant par effet piston l'eau contenue dans le sol avant le début de l'événement. D'après Ambroise (1998), la formation du front d'infiltration est d'autant moins régulière et l'effet piston est d'autant moins efficace que l'apport en surface et la distribution de la porosité sont localement plus hétérogènes.

Sklash et Farvolden (1979) ont proposé un nouveau mécanisme expliquant la contribution de la composante d'écoulement souterrain à la génération des crues nommée "intumescence de la nappe" (***groundwater ridging***). Ce mécanisme considère que le déficit de saturation dans les régions proches de la rivière est inférieur à celui des versants, ce qui provoque des gradients hydrauliques très élevés au niveau de la rivière et donc la libération facile de l'écoulement souterrain vers la rivière. Les mêmes auteurs montrent dans une étude menée sur deux petits bassins versants (Ruisseau des Eaux Volées et Hillman Creek) à l'aide de l'approche isotopique que pour des intensités pluviométriques modérées sur un bassin dont les sols sont gorgés d'eau, l'écoulement de surface et celui de la rivière sont dominés par l'écoulement souterrain. Par contre, pour un événement pluvieux intense sur un bassin dont les sols sont très sec, l'écoulement de surface et celui de la rivière sont dominés par l'eau de pluie.

Ogunkoya et Jenkins (1993) montrent que l'écoulement souterrain constitue le compartiment dominant dans l'hydrogramme de crue et surtout au niveau du pic de la crue. Il existe une relation entre l'intensité maximale de pluie et sa contribution instantanée maximale dans l'écoulement total. Il y a aussi une relation entre les périodes de dilution maximale de l'eau du sol et celles de contributions maximales de l'eau de pluie. De plus, la relation directe entre les contributions de l'eau de pluie et celle du sol suggère que l'infiltration de l'eau de pluie provoque la dilution de l'eau du sol et augmente son niveau de saturation et sa charge hydraulique. Cette dernière peut augmenter la saturation de l'écoulement de surface et par conséquent la contribution de l'eau du sol.

Un autre concept a été considéré comme une révolution importante dans le domaine de l'hydrologie. Il s'agit du développement de la notion de surfaces contributives variables (***variable contributing area***), cité par Hewlett et Hibbert (1967). N'ayant pas observé d'écoulement de surface sur l'ensemble du bassin de Coweeta en USA, ils ont proposé le concept de zones contributives variables pour expliquer l'hydrogramme observé. Ce concept suppose que la contribution du bassin à l'écoulement total varie dans l'espace durant l'événement pluvieux. Dans ce type de mécanisme, pratiquement toute l'eau de pluie parvient à s'infiltrer et alimente une nappe qui remonte dans le sol sous-jacent. Là où cette nappe finit par affleurer, c'est la totalité de la pluie qui est refusée et qui génère le ruissellement (Obled, 2003). Le contrôle se fait, dans ce cas, du sol vers la surface, par la capacité locale de transit dans la couche superficielle du sol qui contrôle la remontée de la nappe et son affleurement. Dunne et Black (1970a et 1970b) ont montré, par ailleurs, que l'extension des zones contributives est

conditionnée par plusieurs facteurs tels que la topographie du bassin versant, l'humidité du sol avant l'événement et les caractéristiques de l'épisode pluvieux.

1.2 Facteurs de contrôle des processus de genèse des écoulements

Comme on vient de le voir dans la section précédente, il existe beaucoup de processus hydrologiques qui contrôlent la réponse d'un bassin versant. Le débit que l'on mesure à l'exutoire et que l'on utilise pour le calage du modèle est, le plus souvent, le résultat de plusieurs processus simultanés ou successifs avec des combinaisons très variables dans le temps et dans l'espace. L'activation et l'interaction des processus hydrologiques au sein d'un bassin versant donné dépendent de la combinaison de plusieurs facteurs : les propriétés physiques du bassin, les paramètres météorologiques, l'occupation du sol, les conditions hydriques, etc.

D'après Flügel (1997) la variabilité spatiale de ces facteurs contrôle l'infiltration, l'écoulement de surface et l'évapotranspiration. Ambroise (1999) souligne qu'il faut considérer le bassin versant comme un système spatialement organisé. Western et al. (2004) de leur côté montrent que les processus contrôlant la distribution spatiale d'un paramètre peuvent changer dans l'espace et dans le temps avec l'état hydrique du bassin versant. Dans ce qui suit, nous allons chercher à énumérer les rôles que peuvent jouer ces facteurs dans la réponse hydrologique.

Plusieurs travaux (Western, et al., 1999 ; Welsch, et al., 2001 ; Chaplot et Walter, 2003) ont montré, ces dernières années, le rôle important joué par la topographie (de la surface comme des couches en profondeur) dans le contrôle des processus hydrologiques qui se produisent au niveau du bassin versant et que la topographie constitue un facteur clé réglant le comportement du système hydrique du sol. C'est clairement la topographie du site qui affecte la direction et l'intensité des écoulements. L'information sur la topographie du bassin associée à la connaissance géomorphologique est donc indispensable à la compréhension des écoulements.

D'une façon générale, la morphologie du bassin versant est un facteur de contrôle dominant dans la distribution spatiale de la réponse hydrologique sous certaines conditions et doit être prise en compte dans les modèles de prévisions hydrologiques (Beven, et al., 1988). Par exemple le MNT est souvent utilisé pour représenter la variabilité de la topographie du bassin. Beven et Kirkby, (1979) ont formalisé le fonctionnement par zones contributives et ont proposé le concept d'indice topographique du sol (Topographic Index) pour estimer les risques de saturation en fonction de la morphologie du site. C'est un indice de saturation potentielle en eau des sols qui est lié à la surface saturée contributive :

$$I_b = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \qquad \textbf{Eq. 1.1}$$

où a est la surface amont drainée par la maille et β la pente locale pour la maille considérée.

Si nous considérons un fragment de versant, entre deux lignes de plus grande pente, comme un canal de courant, sa capacité locale à faire transiter l'eau de pluie qu'il a reçu résultera d'un équilibre entre :

- ce qu'il est capable de collecter,
- ce qu'il est capable d'évacuer.

En terme d'apport, sa capacité de collecte, à l'amont, sera d'autant plus grande que la superficie qu'il draine sera plus grande. Pour une pluie donnée, plus la zone drainée est grande, plus il y aura d'eau à faire transiter. De plus, la capacité locale d'évacuation dépend à la fois des propriétés locales du sol (profondeur utile de transit, conductivité des différentes couches du sol, que l'on résume dans la transmissivité du profil), mais aussi du gradient moteur gravitaire : la pente d'énergie de l'écoulement souterrain. Quand la totalité du sol est utilisée pour le transit, nous assimilerons cette pente à la pente de la surface topographique (Obled, 2003). Nous définissons donc en tout point des versants un indice hydro-topographique, qui traduit ce rapport entre capacité de collecte et d'évacuation au droit de ce point et donc la plus ou moins grande capacité du sol à s'engorger. C'est un ingrédient essentiel de la modélisation, qui de plus, ne dépend pas du temps. Cet indice a été implémenté par exemple dans le modèle hydrologique distribué Topmodel (Fortin, et al., 1995 ; Quinn, et al., 1995 ; Ambroise, et al., 1996 ; Franchini, et al., 1996 ; Lamb, et al., 1997 ; Güntner, et al., 1999 ; Higy et Musy, 2000 ; Obled, 2003 ; Freer, et al., 2004 ; Lane, et al., 2004)

Beven, et al. (1988) ont suggéré que toutes les mailles, dont la valeur de l'indice topographique du sol est identique, sont similaires vis à vis de l'effet de saturation du ruissellement.

La pente des versants conditionne la vitesse d'écoulement de l'eau en surface et la longueur du versant favorise des débits importants et la concentration des filets d'eau.

Les paramètres météorologiques conditionnent eux aussi la génération des écoulements de façon directe ou indirecte au niveau d'un bassin versant. La nature (pluie, neige), l'intensité et le volume des précipitations influencent fortement la réponse hydrologique.

L'occupation du sol a, quant à elle, une influence directe sur les processus hydrologiques (tableau 1.1). Dans les zones urbanisées ou en prairies/cultures, les sols sont respectivement imperméables ou tassés et donc les écoulements se concentrent en surface. Par contre, pour les zones forestières, où la porosité du sol est beaucoup plus importante, on a plutôt dominance de l'écoulement de subsurface (figure 1.2).

Plusieurs auteurs s'accordent sur le fait que la forêt joue un rôle important en ce qui concerne les nombreux processus qui contrôlent le cycle de l'eau. La revue bibliographique exhaustive de Humbert et Najjar (1992) démontre amplement la multiplicité des thèmes de recherche dans ce domaine, aussi bien au niveau de l'influence de la forêt sur le cycle de l'eau qu'à celui du fonctionnement de l'arbre dans des conditions climatiques données.

Tableau 1.1 : Influence de la couverture végétale sur le ruissellement (Beauchamp, 2005)

Nature du couvert végétal	Ruissellement/Infiltration (%)
Forêt	2
Prairies	5
Culture de blé	25
Culture de maïs	50

Dunne et al. (1991) ont examiné les effets de la précipitation, de la végétation et de la micro topographie sur l'infiltration et le ruissellement en utilisant une même procédure de contrôle de la variabilité spatiale et temporelle. Ils ont montré une augmentation systématique de l'infiltration en fonction de la précipitation, la densité de végétation et la pente.

La réponse hydrologique d'un bassin versant à un même apport d'eau et d'énergie n'est pas forcément toujours la même. La réaction hydrologique dépend fortement des états hydrique et hydrologique initiaux du bassin. D'après Ambroise (1998), la non-linéarité des réponses en fonction des conditions initiales résulte de différences dans les combinaisons et intensités des processus actifs. En effet, l'humidité antérieure du sol et l'état des stocks souterrains contrôlent les mécanismes de genèse des débits et les échanges avec l'atmosphère (évapotranspiration). D'après Ogunkoya et Jenkins (1993) avec l'augmentation de l'humidité du sol, les contributions de l'eau de pluie et celle du sol deviennent dominantes. L'eau de nappe domine à la fin de l'événement. Western, et al. (2001 et 2004) se sont focalisés ces dernières années sur l'étude de l'influence de la distribution spatiale des conditions initiales sur la dominance spatiale des processus hydrologiques au niveau d'un bassin versant. Ils montrent que si nous nous intéressons à la distribution spatiale d'un paramètre, il faut prendre en considération les processus de contrôle et reconnaître que ces processus peuvent évoluer dans l'espace. A titre d'exemple, Beven et al. (1988) ont étudié la non stationnarité des caractéristiques du sol en relation avec la topographie.

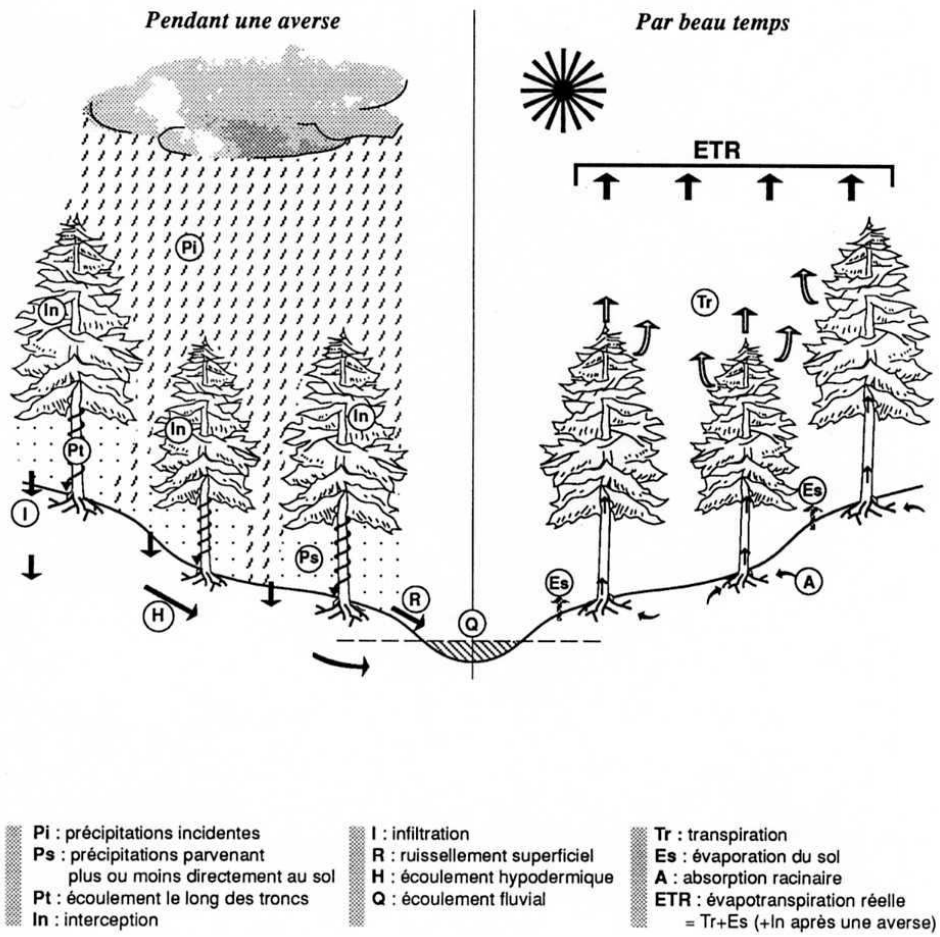


Figure 1.2 : Schéma du cycle de l'eau en forêt
(Humbert et Najjar, 1992)

A titre d'illustration de la variabilité spatiale et temporelle des processus de genèse des écoulements, la représentation de Dunne (1983) montre dans quelles conditions certains processus ont le plus de chance de se rencontrer (figure 1.3). Ce schéma clair et synthétique n'est qu'une simplification de la réalité et ne reflète pas l'extrême diversité des situations climatiques, morphologiques, etc. rencontrées dans le monde.

Pour conclure cette partie, il faut signaler que les facteurs topographique, géologique et pédologique et les caractéristiques de l'occupation du sol et de la végétation ainsi que leurs changements dynamiques temporel et spatial sont en fait étroitement liés. Ils constituent des paramètres d'entrée importants pour la modélisation des bassins versants (Helmschrot et Flügel, 2002).

Il est important d'indiquer aussi qu'il faut rester très attentif à toute généralisation des résultats obtenus à partir des investigations de terrain. Le caractère local de ces observations rend en effet risqué l'extrapolation, que ce soit pour le passage d'un versant au bassin versant, ou d'un bassin versant aux bassins voisins. C'est néanmoins l'hypothèse que cette transposition est en grande partie possible qui est à la base du travail de thèse.

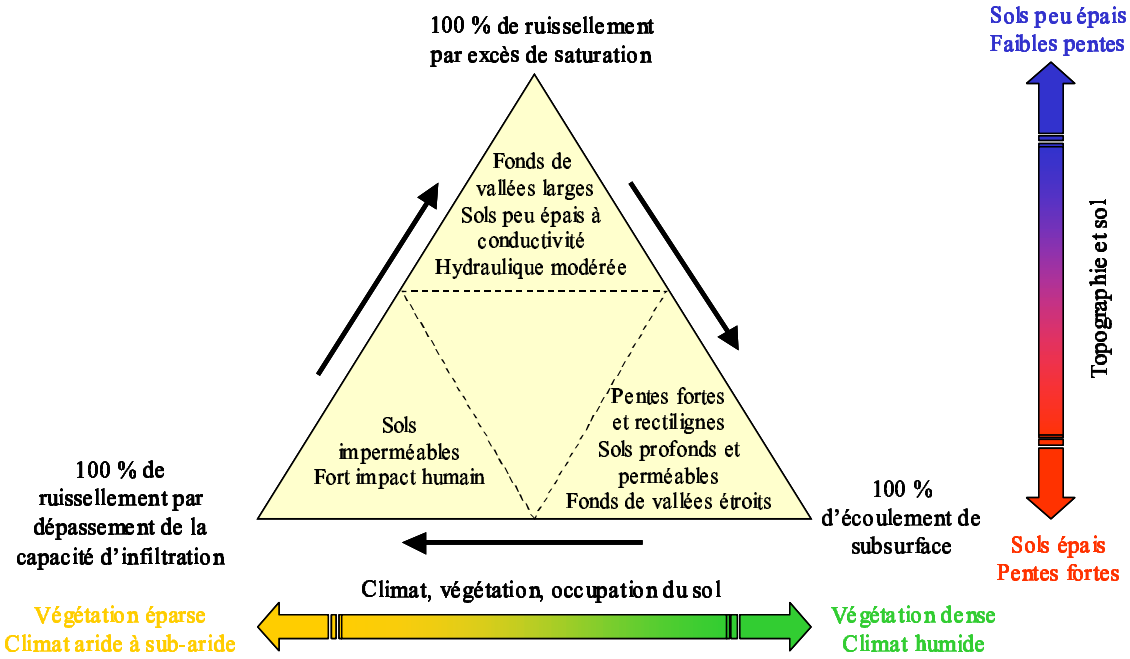


Figure 1.3 : Représentation des différents processus de genèse des écoulements en relation à diverses caractéristiques du milieu naturel
(Dunne, 1983)

1.3 Outils d'investigation des processus de genèse des écoulements

Jusqu'aux années 60, la plupart des problèmes à résoudre en hydrologie ont pu être traités à l'aide d'une approche globale des relations pluie-débit. Depuis lors, les questions environnementales, notamment sur l'érosion et la qualité des eaux, imposent une connaissance plus détaillée du cycle de l'eau. Il ne suffit plus de connaître les débits, il faut aussi étudier avec précision l'origine et les chemins de l'eau sur les bassins versants. Afin de faire face à ces problématiques, l'emploi de traceurs naturels et/ou artificiels s'est progressivement généralisé à partir des années 1970. L'apport des traceurs isotopiques (exemple : ^{18}O, ^{2}H, ^{13}C, ^{15}N, ...) et chimiques (exemple : Cl^-, Br^-, alcalinité résiduelle, cilice, ...) dans la compréhension des processus hydrologiques et bio-géochimiques à l'échelle du bassin versant est incontestable. Néanmoins, le succès de cette approche n'est pas garanti pour tous types de milieux et à toutes les échelles d'étude. Il convient d'en préciser les limites et champs d'applications.

Pour identifier le cheminement de l'eau et les processus de génération des écoulements, une multitude d'approches expérimentales a été utilisée par la communauté hydrologique. Le traçage

géochimique (isotopique et/ou chimique) est l'une des approches qui a été appliquée dans plusieurs bassins versants afin d'étudier leur fonctionnement hydrologique. Dans le domaine de l'hydrologie, l'application de cette technique couvre deux champs principaux : la détermination du temps de résidence à travers le suivi pluriannuel des signatures isotopiques des précipitations et des débits et l'étude de la génération des écoulements à travers la décomposition des hydrogrammes et ainsi l'identification des principaux compartiments d'écoulement participant à l'écoulement de crue (voir Buttle, 1994, pour une revue).

La décomposition isotopique des hydrogrammes a permis de montrer que les crues dans les bassins versants des régions à climat tempéré sont composées en grande partie par de l'eau préexistante, autrement dit qui était présente dans le bassin versant avant le début de l'événement. Actuellement, l'une des principales préoccupations de la recherche en hydrologie fondamentale est d'expliquer, en termes de processus hydrologiques, par quels mécanismes cette eau parvient à contribuer aussi fortement et rapidement à la génération des crues (Joerin, 2000).

Au cours de ces trente dernières années, l'utilisation du traçage géochimique a joué un rôle dans la remise en cause et le renouvellement des concepts hydrologiques concernant la genèse des débits. Les traceurs ont constitué un outil important d'investigation dans la recherche hydrologique et ont permis d'avancer dans la connaissance de la genèse des processus hydrologiques. Le principe de la méthode est le suivant : une fois les différentes sources d'écoulement identifiées au niveau du bassin d'étude, il faut sélectionner des traceurs permettant de les différencier. Ainsi, il devient possible de quantifier la part de chaque compartiment dans l'hydrogramme de crue en suivant l'évolution des traceurs dans la rivière. Oginkoya et Jenkins (1993) précisent qu'il faut bien identifier les sources qui peuvent contribuer à l'écoulement total et les traceurs permettant de bien suivre les contributions de ces sources tout au long de l'événement. Ce choix peut être guidé par la méthode EMMA[1] (End-Member Mixing Analysis : modèle d'analyse de mélange) et la littérature.

Les modèles de mélange ont été largement utilisés pour interpréter le traçage géochimique à l'échelle du temps des événements pluie-débit. Par hypothèse, le débit à l'exutoire du bassin est le résultat du mélange conservatif de n compartiments (ou sources d'écoulement). Selon le principe de conservation de masse, les équations du modèle sont :

$$Q_t = \sum_{i=1}^{n} Q_i \qquad \textbf{Eq. 1.2}$$

$$Q_t \,.\, C_t^j = \sum_{i=1}^{n} Q_i \,.\, C_i^j \;;\; j = 1, ..., m \qquad \textbf{Eq. 1.3}$$

Où : Q_t, Q_i, C_t^j et C_i correspondent aux débits et aux concentrations du traceur j respectivement du débit total observé à l'exutoire du bassin et de chaque compartiment i.

Lors de la décomposition des hydrogrammes de crues, les inconnues sont le débit (Q_i) ou la contribution relative ($x = Q_i / Q_t$) des compartiments i. Ainsi, notre système (Eq. 1.3) est composé de $m + 1$ équations avec n inconnues. Ce dernier est déterminé si et seulement si

[1] C'est une méthode originale qui a été proposé par Christophersen et al. (1990) et Hooper et al. (1990) pour déterminer la contribution des sources d'écoulement.

$m+1$ est égal à n. Cette condition est valable pour autant que les m traceurs soient indépendants.

Si $m+1<n$, le système est indéterminé et n'a pas de solution unique. Dans ce cas, il est nécessaire de considérer des traceurs ou des hypothèses complémentaires concernant le fonctionnement hydrologique du bassin. Un exemple de cette approche est donné par le modèle de DeWalle et al. (1988).

Si $m+1>n$ autrement dit s'il y a plus de traceurs à disposition que nécessaire pour résoudre le système, les traceurs supplémentaires peuvent être utilisés soit pour vérifier les résultats, soit pour déterminer la contribution des compartiments en minimisant les résidus.

Plusieurs auteurs (Sklash et Farvolden, 1979 ; Christophersen, et al., 1990 ; Jenkins, et al., 1995 ; Elsenbeer et Lack, 1996) ont formulé un ensemble de conditions qui doivent être vérifiées pour la bonne application de ces modèles. Ci-dessous une synthèse et une généralisation des hypothèses d'applications faites par Joerin (2000) :

- Chaque compartiment est caractérisé par une combinaison unique de traceurs invariants dans le temps et l'espace, ou leur variation peut être documentée et considérée lors de l'application du modèle.
- La signature chimique des eaux susceptibles de contribuer à l'écoulement total est, soit la même que l'un des compartiments, soit elle correspond à une combinaison linéaire des signatures chimiques de plusieurs compartiments.
- La signature chimique des compartiments est maintenue au cours du transit de l'eau depuis leur source jusqu'à la rivière.

Une technique de représentation des signatures des compartiments a été proposée par Christophersen et al. (1990). Elle consiste à représenter les signatures (isotopiques ou chimiques) des compartiments sous forme de diagrammes bidimensionnels de mélange (mixing diagrams). Depuis cette technique s'est révélée être un instrument très utile pour l'investigation et la compréhension du comportement hydro-chimique et hydrologique des bassins versants. A partir de ces diagrammes, on peut définir un triangle de mélange, qui est la forme graphique d'un modèle à trois compartiments (M3C). Afin d'établir un tel modèle, il faut définir trois compartiments qui peuvent expliquer les concentrations mesurées dans l'écoulement par leur mélange conservatif. Ces trois compartiments doivent posséder une interprétation physique claire en terme de sources d'écoulement. Ceci augmente la pertinence hydrologique du modèle.

Pour caractériser les modèles de mélange, il faut choisir des valeurs pour les concentrations de leurs compartiments. Cette opération est très délicate à cause de l'importante variabilité spatio-temporelle des concentrations des compartiments. Il existe, dans la littérature, trois méthodes pour identifier ces valeurs (Iorgulescu, 1997).

La première, cohérente avec la méthode EMMA, est de retenir des compartiments extrêmes invariants dans le temps et l'espace afin que tous les échantillons disponibles soient inclus dans le triangle de mélange. En procédant ainsi le diagramme de mélange aboutit à des compartiments qui n'ont pas de sens physique réel. Ainsi, le modèle est difficilement utilisable pour identifier les processus hydrologiques.

La deuxième méthode consiste à choisir le centre de gravité (ou la médiane) des nuages définissant les compartiments et de considérer la variabilité spatio-temporelle comme une erreur ou une incertitude. En procédant ainsi nous pouvons avoir des échantillons qui se situent à

l'extérieur du triangle de mélange, ce qui aboutit à des contributions négatives pour l'une ou l'autre des compartiments. L'autre désavantage de cette méthode est que la variabilité spatio-temporelle des compartiments a surtout des contrôles géochimiques et non pas hydrologiques. Ceci réduit la pertinence de l'interprétation hydrologique. Néanmoins, cette méthode peut être appliquée lorsque la variabilité des compartiments est peu importante.

La troisième méthode suggère de laisser les compartiments varier dans le temps et l'espace afin d'extraire le maximum d'informations hydrologiques. Ainsi, il est raisonnable de tenir compte de la variabilité temporelle des compartiments (pluie, sol, nappe) en choisissant les signatures mesurées lors de l'événement analysé pour la définition du modèle. C'est cette dernière méthode qui a été adoptée dans la suite de ce travail.

1.3.1 Cas d'un modèle à deux composantes

En période d'étiage le débit total de la rivière (Q_t) est uniquement dû à la vidange des aquifères du bassin versant :

$$Q_t = Q_s \qquad \textbf{Eq. 1.4}$$

La concentration de la rivière (C_t) correspond alors à la concentration de l'écoulement souterrain (C_s).

En période de crue l'écoulement total (Q_t) provient de la superposition de l'écoulement souterrain (Q_s) (incluant l'eau du sol (***vadose water***) et l'eau souterraine) et du ruissellement total lié à la pluie (Q_n). Le ruissellement retardé sera en effet inclus dans l'une ou l'autre des composantes.

$$Q_t = Q_s + Q_n \qquad \textbf{Eq. 1.5}$$

Où : t représente l'écoulement total de la rivière, s l'eau souterraine préexistante et n l'eau de pluie.

Chaque composante a sa concentration chimique ou isotopique qui est supposée rester plus ou moins constante durant la crue, (C_s) pour la composante souterraine et pour le ruissellement lié à la pluie (C_n).

$$Q_t\ C_t = Q_s\ C_s + Q_n\ C_n \qquad \textbf{Eq. 1.6}$$

En éliminant (Q_n) entre les équations 1.5 et 1.6, on obtient :

$$Q_s = Q_t \left(\frac{C_t - C_n}{C_s - C_n} \right) \qquad \textbf{Eq. 1.7}$$

Donc la proportion de l'eau souterraine dans l'écoulement de crue est :

$$\frac{Q_s}{Q_t} = \frac{C_t - C_n}{C_s - C_n} \qquad \textbf{Eq. 1.8}$$

La précision du calcul dépend de l'incertitude pesant sur les diverses concentrations mais aussi de l'écart de concentration entre les eaux (Crouzet, et al., 1970).

Comme le soulignent, Ogunkoya et Jenkins (1993), la séparation de l'hydrogramme de crue en seulement deux composantes (eaux ancienne et nouvelle) ne permet pas d'expliquer les processus d'écoulement dans un bassin versant. De plus, la majorité des applications de la méthode isotopique à deux composantes a montré la forte et rapide contribution de l'eau préexistante à la génération des crues. Ceci est vrai si l'eau du sol ne contribue pas à l'écoulement total ou si sa signature isotopique est identique à celle des eaux de nappe. Merot, al. (1981) ont montré que l'eau préexistante est hétérogène et que l'eau du sol, dont la signature isotopique est différente de celle de l'écoulement de base, contribue significativement à la genèse des crues. Depuis cette étude, plusieurs auteurs (Kennedy, et al., 1986 ; DeWalle, et al., 1988 ; Swistock, et al., 1989 ; Ogunkoya et Jenkins, 1993) ont suggéré d'appliquer la méthode isotopique de séparation de l'hydrogramme de crue à au moins trois composantes (eau de pluie, eau du sol et eau de nappe).

1.3.2 Cas d'un modèle à trois composantes

$$Q_t = Q_s + Q_{es} + Q_n \qquad \textbf{Eq. 1.9}$$

donc

$$\frac{Q_{es}}{Q_t} = \left(\frac{C_t - C_s}{C_{es} - C_s}\right) - \frac{Q_n}{Q_t}\left(\frac{C_n - C_s}{C_{es} - C_s}\right) \qquad \textbf{Eq. 1.10}$$

Où : *es*, *t*, *s* et *n* représentent respectivement l'eau du sol, l'écoulement total de la rivière, l'eau souterraine préexistante et l'eau de pluie dans le cas de cette étude. L'écoulement de surface est supposé négligeable en raison de la grande capacité d'infiltration au niveau d'un bassin forestier et/ou supposé avoir la même signature que la pluie. L'effet de la prise en compte de la contribution de l'eau du sol dans l'écoulement total a été étudié par Kennedy et al. (1986).

Quelques hypothèses de base sont à respecter pour pouvoir appliquer la méthode : (i) il faut une différence significative de signal entre l'eau de pluie et celle de la nappe ou du débit de base ; (ii) la signature de l'eau ancienne (souvent qualifiée d'eau de nappe) doit être constante et correspondre à celle de l'écoulement de base juste avant l'événement ; (iii) la signature isotopique de l'eau nouvelle (eau de pluie générant l'événement) doit être homogène tout au long de l'événement ou ses variations doivent être documentées et (iv) la contribution directe de l'eau de pluie en rivière doit être négligeable.

L'homogénéisation de la signature isotopique de l'eau de pluie peut être effectuée en utilisant la formule recommandée dans l'article de McDonnell, et al. (1990). Ainsi, la caractérisation des signatures de la pluie peut être obtenue par une pondération du signal isotopique de la pluie par rapport à l'intensité précipitée. Le calcul de la valeur moyenne instantanée de la composition isotopique d'une fraction de la pluie, pondérée par l'intensité d'eau précipitée dans un pluviomètre s'écrit :

$$\delta_j = \frac{\sum_j \delta_j \,.\, I_j}{\sum_j I_j} \qquad \textbf{Eq. 1.11}$$

Où : δ_j est la composition isotopique ($\delta^{18}O$) de la fraction de pluie du pluviomètre j et I_j l'intensité pluviométrique mesurée.

La composition isotopique globale de la pluie de l'événement pluvieux sur tout le bassin versant s'écrit :

$$\delta = \frac{\sum_i \delta_i \cdot I_i}{\sum_i I_i} \qquad \textbf{Eq. 1.12}$$

Où : δ_i est la composition isotopique instantanée ($\delta^{18}O$) de l'épisode i calculée selon l'équation Eq. 1.11, et I_i l'intensité pluviométrique mesurée sur l'ensemble des pluviomètres du bassin.

Toutefois, Blavoux (1978) explique que si la durée de l'averse utile est inférieure au temps de concentration du bassin versant, la teneur isotopique moyenne de la pluie suffit. Nous utiliserons dans notre cas l'équation Eq. 1.11, car nous ne disposons que d'un seul pluviomètre par sous-bassin étudié.

D'après Blavoux (1978) la teneur isotopique des eaux souterraines pendant la crue peut être considérée comme constante sans risque d'erreur. Il faut signaler aussi que la précision de la séparation des écoulements est directement liée à l'écart entre le signal de la pluie et celui de la nappe ou du débit de base. En admettant que les mesures des teneurs en ^{18}O soient faites avec une précision de 0.1 ‰, Blavoux (1978) détermine l'incertitude relative sur la proportion r de chaque composante dans la crue par la relation tirée de l'équation suivante :

$$\frac{\Delta r}{r} = 0.2\,\frac{(1+r)}{C_p - C_s} \qquad \textbf{Eq. 1.13}$$

Plus la différence entre les concentrations C_p et C_s sera importante, meilleure sera la précision.

D'après Blavoux (1978) une différence de la teneur en oxygène 18 d'au moins 3 ‰ est souhaitable entre la pluie et l'eau de nappe. Les autres hypothèses ne sont pas toujours toutes vérifiées. Par exemple, des larges variations de la composition isotopique des précipitations pendant de courtes périodes (heures, jours) ont été fréquemment observées. Ces variations constituent un obstacle à l'étude des crues engendrées par des précipitations de longue durée. Les facteurs influençant la composition isotopique de la pluie sont la température de condensation, l'origine des masses d'air, l'évaporation et l'échange isotopique entre les gouttes de pluie et la vapeur d'eau aux alentours. Il faut mentionner aussi que les hypothèses validées sur un environnement peuvent être non applicables dans un autre environnement (Peters, et al., 1995).

D'un point de vue propriété fondamentale, il existe deux types de traceurs : conservatifs et non conservatifs ou réactifs. Un traceur est conservatif si sa composition n'évolue pas, du fait d'interactions chimiques avec le milieu, quel que soit son environnement. Les isotopes constitutifs de la molécule d'eau, du fait de leur indépendance vis-à-vis des réactions physico-chimiques, demeurent en ce domaine un outil privilégié. Un traceur est non conservatif s'il réagit avec son environnement. La quantification de l'apport de chaque compartiment devient plus complexe car il faut prendre en compte les réactions du traceur avec son environnement.

Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène ont été largement utilisés dans les investigations hydrologiques pour déterminer les temps de résidence et les processus de génération d'écoulements (Fritz, et al., 1976 ; Sklash, et al., 1976 ; Rodhe, 1984 ; Kennedy, et

al., 1986 ; Sklash, et al., 1986; Pearce, et al., 1986 ; Turner, et al., 1987 ; Latron, 2003 ; Jordan, 1994a).

Par exemple, Bariac et al. (1995) ont utilisé les traceurs isotopiques (^2H et ^{18}O) et chimiques (chlorure et potassium) pour séparer l'hydrogramme de crue en écoulement rapide de subsurface, écoulement de la zone de mélange et écoulement de base lent sur deux petits bassins versants situés au Nord de la Guyane française et différenciés en terme d'occupation du sol (un sous prairie et un sous une forêt primaire).

Pour l'oxygène 18 et le deutérium, les signatures isotopiques des échantillons d'eau sont exprimées en unité "δ" (delta) de part pour mille de différence par rapport à l'étalon international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) qui représente la composition isotopique moyenne des océans (Epstein et Mayeda, 1953).

$$\delta\,(‰) = \left(\frac{R_{échantillon}}{R_{s\tan dard}} - 1\right)10^3 \quad avec\ R = \frac{^{18}O}{^{16}O} \qquad \textbf{Eq. 1.14}$$

Donc par définition, $\delta^{18}O$(V-SMOW) = 0

Lors du phénomène d'évaporation, il se produit un départ préférentiel des isotopes légers dans la phase gazeuse. Dans une rivière ou un sol, soumis à l'évaporation, nous allons noter un enrichissement en isotope lourd et donc le rapport $^{18}O/^{16}O$ de l'échantillon augmente.

Lors du phénomène de condensation de l'eau des nuages, il se produit également un enrichissement de la phase liquide par rapport à la phase gazeuse, c'est à dire des précipitations. Les isotopes lourds se trouvent donc de préférence dans la phase liquide.

L'inégalité entre les masses des isotopes d'un même élément leur confère des propriétés physiques et chimiques très largement différentes. Ainsi, ils peuvent s'échanger entre deux composés ou deux phases comportant le même élément sans qu'une réaction apparente, autre qu'isotopique, ne s'opère entre les composés ou entre les phases. Au cours des échanges, une ségrégation se produit entre les isotopes. Cette ségrégation correspond aux **fractionnements isotopiques**. L'exploitation de ces fractionnements isotopiques permet de déterminer l'origine de l'eau qui génère la crue ainsi que les différents types d'écoulements mis en jeu.

Le fractionnement isotopique à l'équilibre est fonction de la température, et donc de la latitude, de l'altitude et de la saison. Plus la température est basse, plus le fractionnement est important. Sur le plan pratique, la concentration en oxygène 18 des précipitations sera en général plus faible en hiver qu'en été.

Le fractionnement qui s'opère entre deux phases 1 et 2 peut être quantifié par le **facteur de fractionnement** α **:**

$$\alpha = \frac{R_1}{R_2} = \frac{(1000 + \delta_1)}{(1000 + \delta_2)} \qquad \textbf{Eq. 1.15}$$

Quand $\alpha = 1$, il n'y a pas de fractionnement.

Le fractionnement peut aussi être exprimé par le **facteur d'enrichissement** :

$$\varepsilon = (\alpha - 1) * 1000 \approx \delta_1 - \delta_2 \qquad \textbf{Eq. 1.16}$$

L'abondance relative moyenne et naturelle des isotopes de la molécule d'eau est présentée dans le tableau 1.2.

Un autre phénomène important est celui de "continentalité" décrit par Blavoux (1978). Du fait qu'il y a appauvrissement de la vapeur résiduelle après condensation, les précipitations successives issues de la même masse de vapeur seront de moins en moins riches en isotopes lourds. Au fur et à mesure de la progression d'une dépression sur un continent, les précipitations seront alors, vers l'intérieur des terres, de plus en plus pauvres en oxygène 18 (Jordan, 1992).

Tableau 1.2 : Abondance relative moyenne et naturelle des isotopes de la molécule d'eau (Rocchiccioli-Deltcheff, 1971)

Elément	Isotope	Abondance relative en %	Nature
Hydrogène	^{1}H	99,985	Stable
	^{2}H	0,015	Stable
	^{3}H	10^{-17} à 10^{-9}	Radioactif ($T_{1/2}$ = 12.43 ans)
Oxygène	^{16}O	99,76	Stable
	^{17}O	0,04	Stable
	^{18}O	0,20	Stable

La composition isotopique de l'eau en ^{18}O est déterminée grâce à la technique d'équilibration avec CO_2 (Epstein et Mayeda, 1953). L'erreur analytique sur la mesure du rapport isotopique est généralement de ± 0,15 ‰ pour $\delta^{18}O$.

Les isotopes de l'eau permettent essentiellement d'identifier l'origine temporelle de l'eau (eau nouvelle et eau ancienne) et non pas l'identification des chemins parcourus par l'eau pour atteindre la rivière. C'est pour cette raison que depuis ces dernières années, les isotopes de l'eau ont été combinés avec d'autres traceurs naturels tels que la silice, le chlorure (Neal, et al., 1988), le bromure ou d'autres caractéristiques physique ou chimique (par exemple : la température, la conductivité électrique, l'alcalinité) dans le but d'identifier les processus hydrologiques responsables de la genèse des crues (Christophersen, et al., 1990 et Hooper, et al., 1990).

Néanmoins, l'application du traçage géochimique n'a pas résolu définitivement le problème d'identification des mécanismes impliqués dans la génération du débit au sein d'un bassin versant (Elsenbeer et Lack, 1996). Dans le but d'identifier les mécanismes de genèse des écoulements et les chemins parcourus par l'eau lors des événements de crues, il est souhaitable de combiner l'approche hydro-chimique avec d'autres types de mesures locales (Jenkins, et al., 1995). La même conclusion a été avancée par Joerin et al. (2004) qui ont associé au traçage géochimique quelques techniques d'observations locales (simulateur de pluie, TDR (Time Domain Reflectometry), mesures piézométriques, traçage artificiel) ayant pour but de tirer le maximum d'informations concernant les processus hydrologiques à l'origine de la génération du débit et de proposer un modèle conceptuel afin d'expliquer le comportement hydrologique du bassin versant.

Cette approche semble cependant être très prometteuse pour améliorer les modèles hydrologiques. Quelques tentatives d'utilisation des résultats expérimentaux dans l'amélioration de la modélisation hydrologique ont été réalisées. En effet, on trouve dans la littérature quelques

publications à ce sujet qui insistent sur la validation des modèles hydrologiques en utilisant le traçage géochimique (Robson, et al., 1992 ; Lamb, et al., 1998 ; Güntner, et al., 1999 ; Seibert et McDonnell, 2002). Par exemple, Eshleman et al. (1993) indiquent que l'estimation indépendante de l'eau nouvelle, à travers les zones contributives, avec la méthode chimique de séparation de l'hydrogramme de crue peut aider dans le calage des modèles hydrologiques ou servir comme exercice de validation de ces modèles.

Ainsi, des connaissances importantes théoriques et pratiques ont été accumulées concernant les principaux mécanismes et les processus hydrologiques se produisant dans un bassin versant. L'intégration de ce type d'information expérimentale dans la modélisation hydrologique peut être de grande utilité. D'où, un des grands défis actuels en hydrologie qui consiste à intégrer toutes les informations de terrain disponibles dans la modélisation hydrologique afin d'obtenir de bons résultats de simulation et de réduire l'incertitude sur le modèle et les paramètres.

1.4 Conclusion

Une des premières conclusions à tirer de cette synthèse bibliographique est que les processus hydrologiques impliqués dans la génération des écoulements varient d'un bassin versant à un autre selon les propriétés physiques. Certains mécanismes peuvent être actifs dans certains bassins versants et pas du tout dans d'autres. Il faut donc rester très prudent face à toute généralisation de résultats obtenus à partir des investigations de terrain.

Pour comprendre les processus de génération des écoulements et analyser le cheminement de l'eau, diverses approches expérimentales ont été utilisées par la communauté hydrologique. L'utilisation du traçage géochimique a apporté un éclairage complémentaire sur les types de processus intervenant dans la formation des crues. En effet, cette méthode a fourni, dans certains cas, de nouvelles informations sur l'origine spatiale et temporelle de l'eau participant à l'écoulement.

Néanmoins, la complexité de la tâche de compréhension des processus de formation de crues ne devrait pas entraîner un découragement face à une approche expérimentale. Au contraire, elle renforce notre certitude sur la nécessité des investigations de terrain dans la compréhension de l'hydrologie d'un bassin versant.

----------oOo----------

CHAPITRE 2 : ETAT DE L'ART : MODELISATION HYDROLOGIQUE, TYPOLOGIE DES MODELES HYDROLOGIQUES, CALAGE ET INCERTITUDES

CHAPITRE 2 : ETAT DE L'ART : MODELISATION HYDROLOGIQUE, TYPOLOGIE DES MODELES HYDROLOGIQUES, CALAGE ET INCERTITUDES

2.1 Modélisation hydrologique

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique. Elle doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Elle est censée aussi fournir des informations exploitables pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, de protection contre les crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié.

Un modèle hydrologique n'est qu'une simplification d'un système complexe (Payraudeau, 2002). A chaque stade de la modélisation, des approximations sont réalisées : perception du phénomène, formalisation en un cadre conceptuel, traduction dans un langage de programmation (Ambroise, 1999).

Il existe, dans la littérature, de nombreux modèles hydrologiques de bassins versants ayant chacun leurs spécificités et leur domaine d'application. Une fois le modèle choisi, il faut évaluer sa capacité à représenter la réalité. Ceci se fait le plus souvent en comparant les résultats du modèle avec les observations. C'est une étape très délicate.

Dans ce chapitre, nous allons présenter les différents types de modèles rencontrés dans la littérature. Ensuite, nous allons aborder les problèmes d'échelle au niveau de la modélisation et ceux relatifs à la représentation spatio-temporelle des processus. La dernière partie de ce chapitre sera consacrée à l'étape de calage et à l'évaluation des incertitudes dans la modélisation.

2.2 Typologie des modèles hydrologiques

Plusieurs auteurs ont proposé une classification des modèles hydrologiques (Singh, 1995 ; Ambroise, 1999). A titre d'exemple, Refsgaard et Storm (1996) classent les modèles hydrologiques en trois catégories : les modèles empiriques, les modèles conceptuels et les modèles distribués à base physique. D'après Refsgaard (1997), les modèles hydrologiques peuvent être classés selon la description des processus physiques en tant que conceptuels ou physiques et selon la description spatiale des processus au niveau du bassin versant en tant que globaux ou distribués. En raison de l'ambiguïté de certains critères (notion de conceptuel ou de physique) une certaine confusion règne encore sur l'appartenance de tel ou tel modèle à une famille donnée (Payraudeau, 2002).

Chocat (1997), propose, quant à lui, de classer les modèles hydrologiques par type d'utilisation (modèles cognitifs, modèles prévisionnels, modèles décisionnels et modèles normatifs) et par type d'approche (physique / analogique / symbolique, axiomatique / heuristique, déterministe / probabiliste (stochastique), microscopique (réductionniste) / macroscopique (holistique, conceptuelle), empirique / théorique et spéculative / pragmatique).

Selon la figure 2.1, un modèle est caractérisé par 5 éléments constitutifs : la géométrie du système (bassin versant), les entrées dans le système, les lois de formalisation des processus, l'état initial et les conditions aux limites du système et enfin les sorties. Singh (1995) a proposé trois critères pour classer les modèles hydrologiques qui sont : la description des processus, l'échelle spatio-temporelle et la méthode utilisée pour résoudre les équations. Selon la description des processus, on peut avoir plusieurs niveaux de classification : modèle global ou distribué (figure 2.2) déterministe ou stochastique. La méthode de résolution employée peut également différencier les modèles en empirique ou conceptuel.

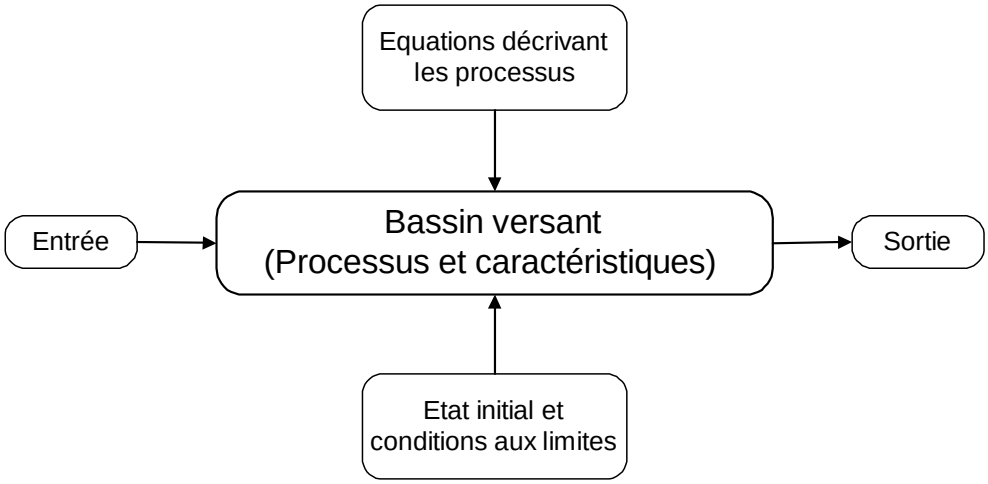


Figure 2.1 : Composants d'un modèle
(Singh, 1995)

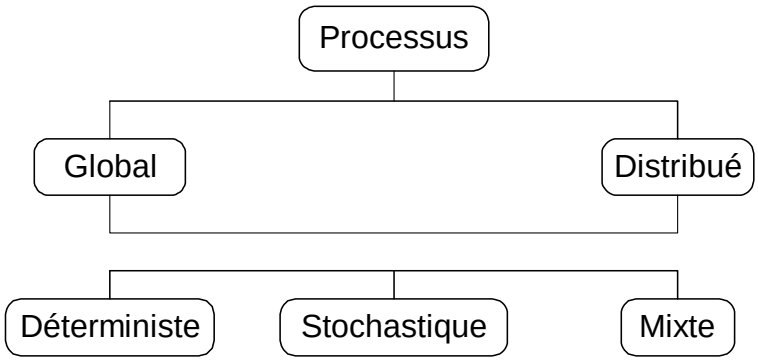


Figure 2.2 : Classification des modèles proposée par Singh (1995)

2.2.1 Classification selon la représentation de l'espace

Selon la description des processus hydrologiques dans le modèle et sa liaison avec les caractéristiques du bassin versant, le modèle peut être global ou distribué, déterministe ou stochastique ou mixte.

Dans un modèle **global** (***lumped model***) ou "**boîte noire**" le bassin est considéré comme une entité unique. Des relations empiriques (issues de l'expérience) relient les entrées et les sorties sans chercher à se rapprocher d'une loi physique. Les équations sont souvent des équations différentielles ordinaires (ODE, Ordinary differential equation) qui ne prennent pas en compte la variabilité spatiale des processus, des entrées, des conditions aux limites et les caractéristiques géométriques du système (dans ce cas, le bassin versant). Dans de nombreux modèles globaux,

les processus sont décrits sous forme d'équations simplifiées ou d'équations issues de raisonnements empiriques (Singh, 1995). Parmi les modèles globaux qui existent dans la littérature on peut citer : le modèle GR (Edijatno et Michel, 1989), HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1981), …

Le modèle **distribué** (***Distributed model***), quant à lui, prend explicitement en compte la variabilité spatiale des processus et/ou des variables d'entrée et/ou des conditions aux limites et/ou des caractéristiques du bassin versant. Les équations sont parfois des fonctions de probabilité de type PDF (Probability Differential Function). Bien sûr, dans la réalité, le volume de données nécessaires pour l'implémentation de ce modèle n'est en général pas disponible sur le bassin d'application ce qui rend ce type de modèle peu opérationnel. Le tableau 2.1 présente quelques critères pour classer les modèles en global ou distribué.

Tableau 2.1 : Critères de classification du modèle en global ou distribué (Singh, 1995)

Entrée	Caractéristiques du système	Composant du processus	Equations	Sortie	Type du modèle
Global	Global	Global	EDO	Global	Global
Global	Global	Distribué	PDF	Distribué	Distribué
Distribué	Distribué	Distribué	PDF	Distribué	Distribué
Distribué	Global	Distribué	PDF	Distribué	Distribué

L'approche distribuée offre au moins deux avantages : elle peut mieux capturer la variabilité spatio-temporelle des composantes du cycle de l'eau et elle permet d'étudier les conséquences de changement d'échelle (Indarto, 2002). Elle permet d'aborder par exemple la question d'évolution du système (changement d'occupation du sol) ou d'étudier l'effet de la variabilité spatiale des entrées et des sorties. Comme le soulignent Klöcking et Haberlandt (2002), l'utilisation des modèles hydrologiques distribués est devenue très fréquente car ils permettent non seulement de décrire la situation passée mais aussi de tester des scénarios futurs. Comme modèle distribué on peut citer : SHE (Abbott, et al., 1986a ; Abbott, et al., 1986b).

Une connaissance géographique et physique détaillée du bassin versant est une nécessité pour la modélisation hydrologique distribuée. L'accès à cette connaissance est de plus en plus facilitée grâce aux SIG qui permettent de gérer et d'exploiter les données relatives aux bassins versants. Les applications hydrologiques déduites de cette analyse sont enfin précisées et attestent de l'intérêt de l'outil SIG pour l'hydrologie.

L'intégration de la variabilité spatiale de l'occupation du sol du bassin versant dans la modélisation hydrologique peut améliorer d'une façon nette l'adéquation observation/simulation. Flügel (1995) montre, dans son travail, l'importance de la représentation de l'occupation du sol dans la modélisation hydrologique distribuée d'un bassin versant. La formule de Penman-Monteith, en prenant en compte la couverture végétale pour le calcul de l'évapotranspiration, donne de bons résultats par rapport à d'autres formules où la couverture végétale n'est pas prise en compte (Flügel, 1995).

Néanmoins, ce type de modèle pose de nombreux problèmes. A titre d'exemple, nous pouvons citer le problème de surparamétrisation. Le nombre de paramètres possibles est en effet croissant avec l'augmentation du nombre de mailles ou d'unités de modèle (Beven, 1989), cité par Payraudeau (2002). Ce genre de problème pose d'une part des difficultés métrologiques

(acquisition des données expérimentales pour renseigner les paramètres) et d'autre part des problèmes dans la phase de calage du modèle.

Dans la majorité des cas, le modèle n'est pas totalement distribué étant donné que certains composants du système peuvent être globalisés. Le modèle est alors de type **semi-distribué** (***semi-distributed model***) qui tient compte de la variabilité spatiale à travers des classes ayant des comportements hydrologiques supposés similaires. A titre d'exemple, nous pouvons citer TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979 ; Obled, 2003).

En fonction du niveau de description des processus, le modèle peut être aussi déterministe, stochastique ou mixte. Dans un modèle **déterministe** (***Deterministic model***), nous supposons que les variables d'entrée et les paramètres du système sont parfaitement déterminés ou déterminables. Par contre dans un modèle **stochastique** (***Stochastic model***), ce sont plutôt des distributions de probabilité qui sont associées à ces grandeurs. La majorité des modèles sont déterministes. L'approche probabiliste est utilisée soit parce que le phénomène étudié est aléatoire soit parce que nous cherchons à représenter des permanences difficilement explicitables physiquement (Chocat, 1997).

2.2.2 Classification selon la discrétisation temporelle

Selon les objectifs recherchés à travers la modélisation, le comportement du bassin peut être reproduit uniquement pour des événements particuliers (typiquement des épisodes de crues) ou en continu sur une période plus ou moins longue englobant des périodes de temps sec (hors événements). Nous distinguons ainsi les modèles événementiels et les modèles continus.

Les modèles **événementiels** (***event-based model***) visent à reproduire la réponse du bassin en terme du débit lors d'un épisode pluvieux. Ce genre de modèle, qui n'est activé qu'au moment des pluies, nécessite de pouvoir préciser l'état initial du bassin en fonction des conditions climatiques antécédentes.

Les modèles **continus** (***continuous-time model***) permettent, quant à eux, de suivre l'évolution des variables d'état et/ou de sortie à plus long terme (Payraudeau, 2002). Dès lors, certains processus ne peuvent plus être négligés dans les modèles continus en particulier l'évaporation et l'évapotranspiration. Ces modèles nécessitent donc des variables de conditions aux limites (les précipitations, la température, le rayonnement solaire, le vent, …) supplémentaires par rapport aux modèles événementiels pour expliquer l'évolution des stocks d'eau sur le bassin pour une ou plusieurs années hydrologiques.

2.2.3 Classification selon la description des processus

Pour décrire les processus de cheminement d'une goutte de pluie tombée sur le bassin jusqu'à l'exutoire, nous avons recours le plus souvent à une simplification qui consiste à décomposer le processus hydrologique en différents sous-processus qui peuvent être représentés séparément. Ceci facilite aussi l'acquisition des données d'expérimentation.

Les modèles **empiriques**, de type boîte noire, cherchent à reproduire la dynamique des variables de sortie en fonction des variables d'entrée sans tenter de décrire les processus élémentaires. A titre d'exemple de modèle empirique, nous pouvons citer la formule :

$$Débit = e.(Pluie)^f \qquad \textbf{Eq. 2. 1}$$

Où : *e* et *f* sont des coefficients déterminés par une régression effectuée sur les mesures pluie-débit (Grayson et Blöschl, 2000), tiré de Indarto (2002).

Selon Ambroise (1991), le modèle empirique caractérise globalement la relation pluie-débit par des traitements de séries chronologiques.

Les modèles **conceptuels** considèrent en général le bassin versant, après quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés.

Par exemple dans les modèles conceptuels semi-distribués, l'espace y est discrétisé en sous-unités que l'on considère "homogènes" en terme de caractéristiques physiques et/ou en terme de fonctionnement hydrologique (Ambroise, 1991). Plusieurs approches ont été développées pour mieux découper l'espace et intégrer ainsi une description de la variabilité spatiale des caractéristiques physiographiques du bassin dans la connaissance des processus hydrologiques. Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre 6.

Dans la pratique, le choix de tel ou tel modèle est fortement lié aux composantes hydrologiques que nous cherchons à reproduire à travers la modélisation mais aussi aux échelles spatio-temporelles. Un processus peut être considéré comme important dans un modèle et négligeable dans un autre. Le paragraphe suivant aborde les problèmes d'échelles dans la modélisation hydrologique distribuée.

Etant donné nos objectifs de départ et la problématique abordée dans cette thèse, notre choix s'est porté sur l'approche distribuée à travers un modèle hydrologique distribué dont nous parlerons ultérieurement. Dans ce qui suit, nous allons donc aborder seulement ce qui concerne la modélisation hydrologique distribuée (problèmes d'échelle, calage et incertitudes des modèles hydrologiques distribués).

2.3 Problèmes d'échelle dans la modélisation distribuée

2.3.1 Echelle spatiale et échelle temporelle

Dans le chapitre 1 (cf. paragraphe 1.1), nous avons énuméré les différents facteurs qui influencent la variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques. Le problème d'échelle dans la modélisation hydrologique a été abordé à de nombreuses reprises par la communauté scientifique. Il est manifestement l'une des retombées des caractéristiques non-linéaires de ces processus (Indarto, 2002). Ambroise (1998) a proposé une approche de modélisation dans laquelle l'échelle spatiale et temporelle doit être considérée, tout comme les facteurs qui interviennent dans le processus de genèse de crues. Blöschel et Sivapalan (1995) proposent une synthèse sur le lien entre l'échelle spatiale et temporelle en hydrologie. Ils ont abouti à une classification des processus hydrologiques selon des échelles spatiales et temporelles associées (figure 2.3).

La figure 2.3 montre bien que certains processus prédominent seulement dans une certaine gamme d'échelle même s'ils se produisent à plusieurs niveaux d'échelle. Les zones ombrées caractérisent la combinaison des composantes espace-temps des processus hydrologiques. Pour un processus hydrologique donné, les zones ombrées peuvent être déterminées en considérant la composante temps versus la composante espace. La figure 2.3 est basée sur des considérations et des données heuristiques. La précipitation est prise en compte comme une variable de forçage importante dans le cycle hydrologique et elle varie en fonction du temps et de l'espace. Plusieurs processus hydrologiques se déclenchent, suite à une précipitation, dans des échelles d'espace similaires mais ils sont décalés sur l'échelle de temps. Ce décalage, dans le temps, augmente dès

que l'eau s'infiltre et passe en écoulement souterrain. Il dépendra clairement des mécanismes d'écoulements dominants.

Une autre variable de forçage dans le cycle hydrologique est la radiation solaire. En conséquence, plusieurs processus hydrologiques présentent un cycle diurne ou annuel. Parmi ces processus nous pouvons citer : l'évaporation et la fonte des neiges.

Pour un processus donné, la figure 2.3 suppose de façon très schématique un ratio, appelé la vitesse caractéristique, constant des caractéristiques d'échelles spatiale et temporelle. A titre d'exemple, pour les processus atmosphériques, la vitesse caractéristique est de l'ordre de 10 m/s. Elle est de 1 m/s pour l'écoulement dans le réseau hydrographique et elle est inférieure à 0.1 m/s pour l'écoulement souterrain (Blöschl et Sivapalan, 1995).

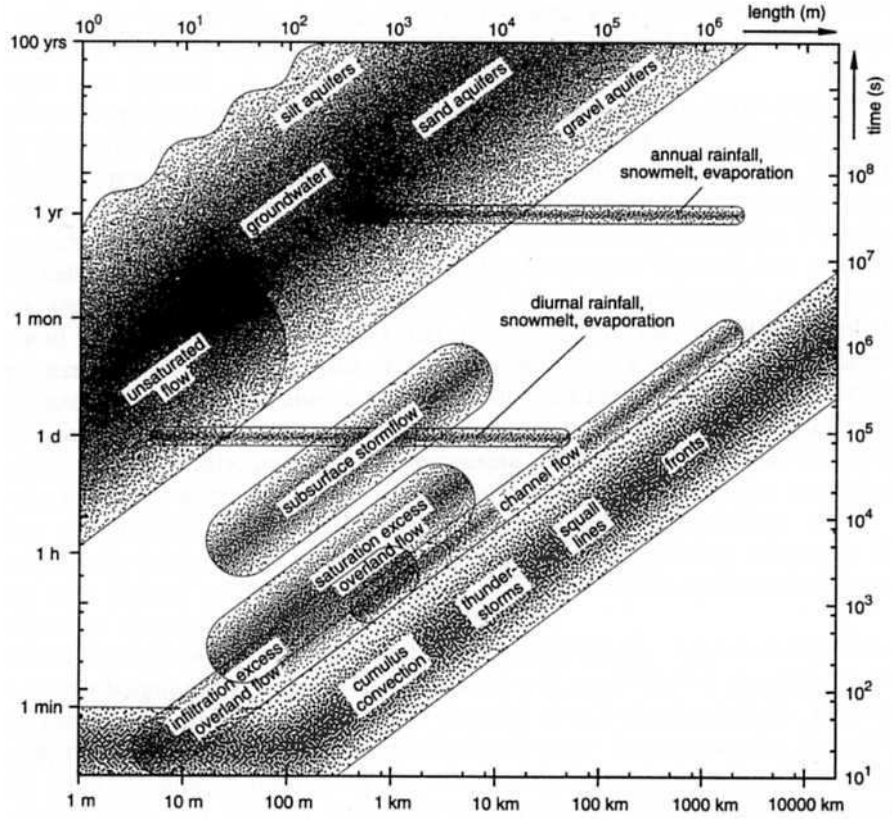


Figure 2.3 : Processus hydrologiques pour différentes échelles de temps et d'espace
(Blöschl et Sivapalan, 1995)

Le modèle, présenté par la figure 2.3, suppose que l'échelle spatiale soit associée à l'échelle temporelle pour un processus donné. Nous pouvons raisonner en terme d'échelle de processus et ce dernier est implicitement lié à l'espace et au temps. Plus l'échelle spatiale est fine, plus l'échelle temporelle devrait être courte. Cependant, quand nous regardons en détail le processus, nous nous rendons compte que ceci n'est pas toujours exact. Par exemple, l'écoulement en milieu non saturé à l'échelle d'une petite surface (1 m²) peut durer de l'heure à la semaine.

2.3.2 Echelle du processus et échelle de l'observation

Blöschl et Sivapalan (1995) distinguent deux notions d'échelle : "**l'échelle du processus**" (***process scale***) et "**l'échelle de l'observation**" (***observation scale***). L'échelle du processus est l'échelle dans laquelle le phénomène naturel existe et dépend des caractéristiques de la

variabilité naturelle même. Nous ne pouvons donc pas le contrôler. Le choix de l'échelle de l'observation est libre, mais celui-ci est limité par les contraintes de technique de mesure et de logistique. Dans cette échelle, nous pouvons distinguer l'échelle de la mesure et l'échelle de la modélisation. Dans cette dernière, il y a généralement une partie reliée aux processus et une partie reliée aux applications des modèles hydrologiques.

2.3.3 Problème d'échantillonnage

D'après Blöschl et Sivapalan (1995), la représentation de la variabilité naturelle est liée essentiellement au problème d'échantillonnage des données. Dans la plupart des cas, les observations sont issues de mesures ponctuelles. Ainsi leurs dimensions spatio-temporelles peuvent être caractérisées par les trois composantes suivantes (notion de ***scale triplet***) : ***spacing***, ***extent*** et ***support***. *Spacing* se réfère à la distance entre les échantillons ; *extent* représente l'étendu du domaine et *support* correspond à la taille du volume ou des surfaces élémentaires (figure 2.4).

Blöschl et Grayson (2000) ont indiqué qu'il est toujours conseillé d'effectuer la mesure à l'échelle adéquate permettant d'apprécier toute la variabilité liée à la nature du processus hydrologique que nous cherchons à caractériser. Généralement, cela n'est pas toujours facile à mettre en œuvre dans la réalité étant données les contraintes techniques et financières. En outre, le plus souvent la mesure n'est pas une parfaite représentation de la variabilité naturelle.

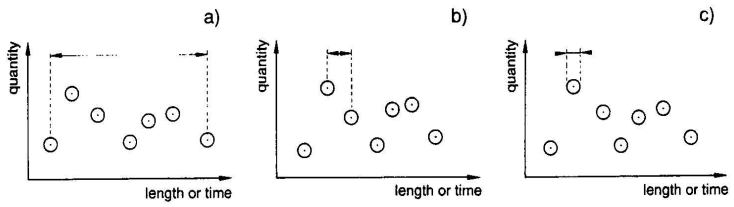


Figure 2.4 : Définitions des trois composantes d'échelle selon Blöschl et Sivapalan (1995) : (a) extent ; (b) spacing et (c) support

Indarto, (2002) a conclu en disant que : *de nombreux points d'observation sont nécessaires pour représenter correctement la distribution spatiale d'une variable hydrologique donnée. Cela dépendra de :*

- *la comparaison entre l'échelle de processus et l'étendu du domaine auquel on s'intéresse : nous aurons besoin de points supplémentaires de mesures pour décrire un processus à une échelle fine, par rapport à une échelle grossière pour laquelle un seul point de mesure peut être utilisé. Nous acceptons alors le lissage de la variabilité ;*
- *la précision des données ;*
- *la complexité des processus : en général plus les processus sont complexes, plus nous devons prendre de points de mesure pour les décrire.*

L'échantillonnage des données spatiales pose donc deux types de problèmes : le paramétrage et le passage d'un niveau d'échelle à l'autre. Le paramétrage tente de formaliser l'hétérogénéité du processus à l'intérieur de l'unité spatiale. Le passage d'un niveau d'échelle à un autre est traduit par plusieurs méthodes d'interpolations statistiques.

2.3.4 Paramétrisation à l'intérieur de l'unité spatiale

Le problème de paramétrisation est dû essentiellement à la non-linéarité des équations d'écoulement et au décalage entre l'échelle de mesure de terrain et l'échelle de la modélisation. En effet, la disponibilité des données et le choix de la méthode d'interpolation contrôlent, le plus souvent, le passage des données ponctuelles à la surface représentative de conceptualisation du processus. C'est l'étape de paramétrage où nous extrapolons une donnée ponctuelle (par exemple : la pluie, l'humidité du sol) pour représenter l'état ou le comportement d'une surface. Les problèmes de cette étape concernent la validité de cette mesure pour représenter la surface associée et l'invariance de cette mesure par rapport au changement d'échelle (Indarto, 2002).

Un modèle distribué est toujours basé sur une unité d'espace et de temps (ou pas de temps) de calcul. Concernant l'unité d'espace, la plus utilisée dans un milieu rural, pour des raisons notamment de simplicité de calculs, est la maille carrée. Le processus est ainsi généralisé à l'intérieur de cette unité où nous supposons que la variabilité peut être formalisée. En milieu urbain, nous décomposons l'espace en sous-bassins versants et nous prenons en compte le réseau souterrain dans la connexion des différents éléments.

Blöschl et Grayson (2000) ont insisté sur l'existence d'une relation forte entre la façon dont nous conceptualisons le processus, la structure du modèle et les paramètres nécessaires. Plusieurs méthodes statistiques ont été ainsi développées pour mieux représenter la variabilité du processus hydrologique à l'intérieur d'une unité de modèle distribué. On peut citer par exemple : le paramétrage effectif, la fonction de distribution et le paramétrage direct (Blöschl et Sivapalan, 1995). Ces méthodes sont détaillées dans Indarto (2002).

2.3.5 Paramétrisation d'une unité spatiale à une autre

D'après Blöschl et Sivapalan (1995), cette étape consiste spécifiquement en deux processus : la distribution et l'interpolation. Elle représente le changement d'échelle de la modélisation qui concerne aussi bien les conditions aux limites (pluie, évapotranspiration) que les conditions initiales (état hydrique du sol) et les propriétés géométriques et hydrodynamiques du milieu. Blöschl et Grayson (2000) passent en revue plusieurs méthodes d'interpolation. A titre d'exemple, nous pouvons citer : les méthodes d'interpolation classiques (moyenne pondérée en fonction de la distance, méthode de Thiessen), la géostatistique (krigeage), l'agrégation et la désagrégation.

2.4 Calage, validation et incertitude d'un modèle distribué

2.4.1 Choix du modèle

Le choix de tel ou tel modèle reste toujours une étape délicate dans la mesure où nous n'avons pas d'idée au préalable des processus hydrologiques qui peuvent intervenir dans le bassin. De façon général, pour savoir quels sont les processus importants dans un bassin, nous devons faire un essai de modélisation. La figure 2.5 donnée par Blöschl et Grayson (2000) illustre bien la relation conceptuelle entre le niveau de complexité du modèle, la disponibilité des données et la performance du modèle.

D'après la figure 2.5, pour une quantité de données disponibles, la performance d'un modèle passe par un maximum quand la complexité varie. Une fois la complexité du modèle optimale dépassée, les paramètres du modèle deviennent trop nombreux, par rapport aux données disponibles, pour caler correctement le modèle ou plus précisément pour définir un calage

optimal unique. Ceci réduit la performance du modèle. A l'opposé, un modèle plus simple ne peut pas exploiter toutes les informations disponibles dans les données.

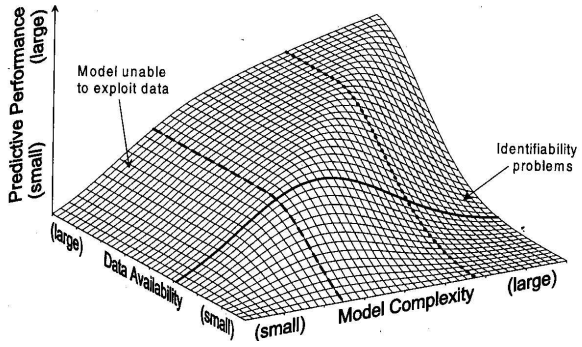


Figure 2.5 : Relation conceptuelle entre le niveau de complexité du modèle, la disponibilité des données et la performance du modèle
(Grayson et Blöschl, 2000)

L'amélioration de la quantité des données disponibles contribue à l'augmentation de la performance du modèle jusqu'à un certain seuil. Au delà de ce seuil, la richesse de la donnée n'améliore plus la performance du modèle (illustré dans la figure par les lignes en pointillés). Dans ce cas, on peut utiliser un modèle plus complexe pour pouvoir exploiter les informations disponibles dans les données.

La difficulté consiste donc à se positionner le plus près possible de l'optimum de complexité du modèle par la richesse de données disponibles.

2.4.2 Calage

Le calage consiste à ajuster les valeurs numériques attribuées aux paramètres du modèle pour reproduire au mieux la réponse observée. C'est le processus de choix de jeux de valeurs des paramètres. Cette opération peut se faire manuellement par une procédure "essai et erreur", ou automatiquement par une procédure d'optimisation en cherchant la valeur optimale d'un critère donné (communément appelé fonction objectif) qui améliore la cohérence entre la réponse observée et simulée du bassin (Madsen, 2000). Il existe plusieurs méthodes dans la littérature pour déterminer cette valeur optimale telle que la méthode de détermination directe. Nous pouvons citer par exemple la méthode d'optimisation de Rosenbrock (Rosenbrock, 1960) et la méthode Simplex (Nelder et Mead, 1965). Néanmoins, l'application de ce genre de méthodes trouve rapidement ses limites à cause de la présence de multiples valeurs optimales et de la dépendance le plus souvent forte entre les paramètres. Cela rend la surface de réponse discontinue, non-dérivable, présentant plusieurs zones de convergence et des optima locaux (Beven et Binley, 1992 et Duan, et al., 1992), cité par Chahinian (2004). D'autres algorithmes complexes, de type probabiliste, ont été ainsi développés pour chercher l'optimum global. Dans ce type de méthodes, la convergence ne se fait plus au sens de distance mathématique mais de distance probabiliste. Parmi celles-ci nous pouvons citer l'algorithme *Shuffed Complex Evolution* (SCE-UA) de Duan, et al. (1992) combinant des algorithmes simple et génétique. Ce genre d'algorithmes nécessite malheureusement des données et un temps de calcul considérables.

Récemment, d'autres algorithmes d'optimisation globaux ont été développés. Dans les années 90, Beven (1993) a introduit la notion "d'**équifinalité**". Le fondement de cette approche réside dans le constat qu'il n'y a, en règle générale, pas un seul et unique jeu de paramètres optimal pour caler un modèle, mais une famille de solutions ou des régions d'une surface de réponse donnant

des résultats de qualité similaire. Cela est traduit par le développement de la méthode GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*) de Beven et Binley (1992) qui utilise les réalisations Monte Carlo pour faire une exploration de la gamme des simulations possibles. C'est une méthode basée sur une approche bayésienne et donc les mesures de vraisemblance peuvent être modifiées en fonction des données nouvelles. L'autre avantage de cette méthode réside dans le calcul des intervalles de confiance et l'estimation des erreurs et incertitudes reliées à l'opération de calage. Néanmoins, l'inconvénient de cette méthode reste les temps élevés de calcul.

2.4.3 Validation

Une fois le modèle hydrologique distribué implémenté sur un bassin versant donné, se pose ensuite la question de savoir quelle est la capacité du modèle à simuler le présent ou le futur ? C'est l'étape de validation qui doit répondre à cette question.

Cette étape consiste à vérifier la reproductibilité des résultats par le modèle et la représentativité des paramètres calés. Son principe est de tester le modèle sur une série de données non utilisées dans la phase du calage. Ainsi, l'existence de cette phase dépend de la disponibilité en données. Plusieurs schémas de calage et de validation ont été ainsi proposés par la communauté scientifique tel que le schéma de Klêmes (1983). Une explication plus détaillée sur ce schéma peut être trouvée dans la thèse d'Indarto (2002). Deux approches sont très utilisées par les hydrologues :

- une approche classique de validation qui consiste à choisir aléatoirement une partie des données pour le calage des paramètres du modèle et une seconde partie pour la validation sans changement des valeurs des paramètres. C'est l'étape de **validation interne** qui a pour objectif d'analyser la sensibilité du modèle aux valeurs des paramètres qui le constituent.
- une approche basée sur la validation multi-critère et multi-échelle appliquée à l'ensemble du bassin. C'est l'étape de **validation externe**. Elle consiste à confronter les résultats du modèle à une réalité, c'est-à-dire concrètement à des données (hydrogrammes mesurés sur des stations intermédiaires, niveaux piézométriques, etc.) qui n'ont pas été utilisées pour le construire. Il importe de bien veiller à ce que la validation externe d'un modèle ne soit pas conduite sur des données qui ont servi à l'établir.

2.4.4 Incertitudes

Depuis les années 90, le calage des modèles hydrologiques a été associé, le plus souvent, aux calculs d'incertitudes. Ainsi, Melching (1995) puis Refsgaard et Storm (1996) ont identifié quatre types d'incertitudes dans l'application des modèles hydrologiques :

- incertitude liée à la nature : c'est une conséquence de la variabilité spatio-temporelle du processus dans la nature (exemple : précipitation, température) qui introduit une fonction aléatoire dans le processus physique de genèse de ruissellement.
- incertitude liée aux données : la plupart des auteurs s'accordent sur le constat qu'il est impossible d'identifier la variabilité et la complexité locale des données à travers quelques points de mesure. Donc la variabilité présentée dans les données d'entrée du modèle est une limite pour représenter la variabilité naturelle introduisant ainsi l'incertitude dans les données. Refsgaard et Storm (1996) soulignent l'existence d'incertitudes aléatoires ou systématiques au niveau des techniques d'acquisition des

données et des méthodes d'interprétation et d'interpolation utilisées. Le développement de la technique de télédétection a contribué à réduire l'incertitude liée aux données.

- incertitude liée aux paramètres du modèle : ce type d'incertitude est influencé par l'incertitude liée aux données à cause des caractéristiques d'optimisation du modèle pendant le processus de calage.
- incertitude liée à la structure du modèle : l'incapacité du modèle de représenter les processus physiques réels de ruissellement est à l'origine de ce type d'incertitude.

La paramétrisation des processus hydrologiques pour réduire l'incertitude des modèles est un grand défit dans le domaine de la modélisation hydrologique. Si la paramétrisation des modèles hydrologiques conceptuels simples est rendue possible en utilisant essentiellement des algorithmes d'optimisation et les techniques de Monte Carlo, la paramétrisation des modèles hydrologiques à base physique reste encore sujet de recherche à cause de leur complexité et du grand nombre de paramètres.

2.5 Conclusion

Nous pouvons conclure, à travers cette synthèse bibliographique sur la modélisation hydrologique, à une variabilité de description des processus hydrologiques selon le type du modèle. Le choix dépend de l'échelle spatiale et temporelle de la modélisation. Concernant l'échelle temporelle, plus le pas de modélisation est long, plus la description des processus hydrologiques est simple. Au contraire, la modélisation des processus à un pas de temps court nécessite une description des processus plus complexe. En ce qui concerne l'échelle spatiale, la relation entre l'échelle et le processus hydrologique reste encore un sujet de discussion dans la communauté hydrologique.

En effet, les hypothèses utilisées dans la spatialisation ou le concept de découpage du modèle distribué supposent qu'à une échelle spatiale donnée, il existe une homogénéité ou une similarité qui peut être approchée selon : le seuil de processus, l'interprétation de la variabilité des données topographiques, la définition d'unités de réponse hydrologique et l'analyse des comportements hydrologiques du bassin (Indarto, 2002). Il faut noter aussi que certains modèles peuvent utiliser un mélange de deux ou plusieurs concepts pour modéliser les processus. Ainsi, l'espace peut être discrétisé selon différentes hypothèses dans le modèle afin de comprendre la variabilité des processus hydrologiques à une échelle spatiale donnée. Mais, cette discrétisation est souvent limitée par la disponibilité des données. Le choix de la résolution est encore une décision pragmatique pour un problème spécifique (Indarto, 2002). En plus de ce problème d'échelle spatiale, le calage et la validation d'un modèle hydrologique distribué sont encore délicats à établir.

Compte tenu des différents problèmes existants dans la modélisation hydrologique distribuée et des données disponibles sur notre bassin d'étude. Nous souhaitons apporter quelques éléments de réponse à la question suivante : Pouvons-nous contraindre un modèle distribué à travers des investigations de terrain et améliorer ainsi ses simulations ? Le but recherché est donc non pas d'aboutir *infinie* à un modèle qui reproduit correctement les débits à l'exutoire du bassin versant mais plutôt un modèle qui reproduit ces débits en tenant compte des processus hydrologiques pouvant y avoir lieu. Ainsi, cette approche peut aider à éviter les problèmes de non-unicité des paramètres et d'équifinalité de la solution. Nous pouvons espérer qu'en validant par rapport à différentes variables à différentes échelles, les modèles hydrologiques distribués pourront mieux représenter la réalité (Chahinian, 2004).

Pour cela, nous avons implémenté le modèle distribué WISTOO sur notre site d'étude. Ceci nous a confronté aux différents problèmes expliqués précédemment. Un point important a concerné le choix des pas d'espace et de temps utilisés. Le pas de temps de simulation dans ce modèle est horaire. La discrétisation spatiale dans le modèle est basée sur des mailles carrées de 12 m de côté. Ces choix ont été effectués par le concepteur du modèle sur la base des données d'entrées disponibles. Nous allons faire l'hypothèse que ces pas d'espace et de temps sont suffisants pour représenter les processus hydrologiques dominants dans notre bassin versant.

----------oOo----------

CHAPITRE 3 : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE L'YZERON ET DES DONNEES DISPONIBLES

CHAPITRE 3 : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE L'YZERON ET DES DONNEES DISPONIBLES

3.1 Introduction

La problématique de la thèse est appliquée au cas d'un bassin périurbain. Le bassin choisi est le bassin versant de l'Yzeron en raison de sa situation géographique et de la problématique d'urbanisation qu'il porte. C'est un objet d'étude particulièrement intéressant car il est constitué d'une partie rurale, d'une partie péri-urbaine et d'une partie urbaine à son aval, avec une évolution nette de la zone rurale en zone péri-urbaine dans les deux dernières décennies. De plus, les problèmes d'inondation sont réels, aggravés cette dernière décennie par l'urbanisation de la partie moyenne du bassin et un changement du régime des pluies (Radojevic, 2002).

L'Yzeron est situé à l'Ouest de la ville de Lyon et intègre à la fois une partie de l'agglomération lyonnaise et une partie des Monts du Lyonnais. Le bassin topographique de l'Yzeron est bien défini. Sa superficie est de 147.3 km². Le point le plus haut du bassin se situe à une altitude de 917.5 m au lieu dit "Bois de la Verrière". L'exutoire du bassin se situe à la hauteur de la ville d'Oullins où la rivière Yzeron se jette dans le Rhône. L'altitude de ce point est de 162.5 m (figure 3.1).

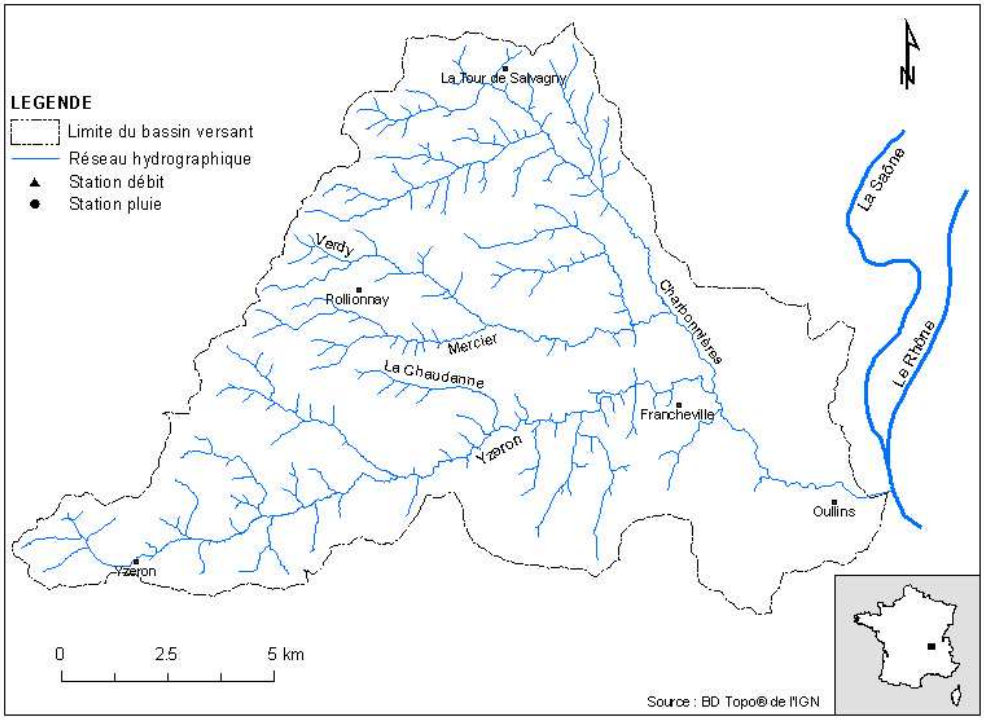


Figure 3.1 : Situation géographique du bassin de l'Yzeron

Les données relatives au bassin versant de l'Yzeron ont été acquises grâce à la coopération du Cemagref de Lyon avec différents partenaires (SAGYRC[1], Grand Lyon, OTHU, DIREN Rhône-Alpes).

[1] Une convention de collaboration avec le SAGYRC (Syndicat d'Aménagement et de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières) a été signée entre le Cemagref, groupement de Lyon, et le SAGYRC, le 25/03/2004. Elle formalise l'accès du Cemagref aux données du syndicat.

Tableau 3.1 : Récapitulatif des données collectées sur le bassin de l'Yzeron

Type de données	Caractéristiques		Provenance ou dérivation	Commentaires
	Format	Echelle ou résolution		
SCAN 25	Numérique	1/25 000	IGN, récupérée du SAGYRC	Cartes topographiques
BD TOPO	Vecteur	1/25 000	IGN, récupérée du SAGYRC	Données topographiques
BD ORTHO	Numérique	50 cm	IGN, récupérée du SAGYRC	Photographies aériennes orthorectifiées, mission 1999
Altitudes (MNT)	Raster		Elaborées à partir des courbes de niveau de la BD TOPO d'IGN 1999	
Pentes	Raster		Dérivées du MNT	
Occupation du sol	Vecteur	1/100 000	Achetée à l'Institut Français de l'Environnement	Programme CORINE Land Cover, 1988
Pédologie	Vecteur	1/100 000	Achetée à l'Association Sol Info Rhône-Alpes	Programme IGCS dans le département Rhône-Alpes, 1996
Carte géologique de Lyon n°XXX-31	Papier	1/50 000	BRGM	
Carte géologique de Givors n° XXX-32	Papier	1/50 000	BRGM	
Carte géologique de St-Symphorien-Sur-Coise n°XXIX-32	Papier	1/50 000	BRGM	
Carte géologique de Tarare n°XXIX-31	Papier	1/50 000	BRGM	
Géologie	Vecteur	1/50 000		Digitalisée à partir des cartes géologiques de BRGM
Pluviométrie			Météo France et Cemagref Lyon	
Débit			DIREN Rhône-Alpes et Cemagref Lyon	
Evapotranspiration potentielle			Météo France	Calculée par la méthode de Penman-Monteith au niveau de la station de Lyon-Bron (période allant de 01/01/1997 au 31/12/2003)

Les données météorologiques ont été mises à disposition moyennant finance par Météo France. Les caractéristiques de toutes les données disponibles sont détaillées dans le tableau 3.1.

Certaines de ces données ont nécessité un travail de mise en forme, voire de numérisation/digitalisation et d'harmonisation avant d'être utilisées. C'est le cas en particulier des données issues de la BD TOPO de l'IGN, des données géologiques et des données pédologiques.

De nombreuses descriptions du bassin de l'Yzeron ont été faites (parmi les plus récentes : Roche, 1999, SAGYRC, 2001). De plus, le SAGYRC a engagé, en 2001, une démarche de contrat de rivière pour ce bassin. Nous reprenons ici les principaux éléments utiles à notre étude.

3.2 Caractéristiques physiques

3.2.1 Hydrologie

Le bassin de l'Yzeron, qui intéresse une vingtaine de communes, est relativement riche et dense en petites rivières. C'est une zone régulièrement touchée par les inondations (décembre 2003, avril 2005). En effet, l'Yzeron traverse des paysages de l'amont à l'aval avec une succession d'espaces ruraux, périurbains (c'est à dire un espace moins densément peuplé et dont le bâti est composé d'îlots urbains dans un milieu qui demeure rural) et urbains. Depuis les dernières décennies, nous constatons une migration des villes vers les campagnes environnantes. Une conséquence visible de l'urbanisation est l'imperméabilisation des sols. Cette dernière ne joue qu'un rôle marginal dans l'aggravation des volumes des crues. Le facteur prépondérant est l'accélération des écoulements (Chocat, B., communication personnelle). Cependant, si le rôle de l'urbanisation dans l'augmentation des inondations est suspecté (Radojevic, 2002), il ne s'agit pas du seul facteur. Ainsi, la structure géologique et pédologique du bassin confirme le faible pouvoir d'absorption de l'eau et la rapide saturation du sol (Roche, 1999).

En effet, il est important de noter que dans certaines zones du bassin de l'Yzeron, le ruissellement et l'érosion ont fait apparaître la roche primitive.

L'hydrologie des cours d'eau est bien connue au niveau du bassin de l'Yzeron : les relevés des deux stations hydrométriques de Craponne et de Taffignon montrent un régime de type pluvial très contrasté (figure 3.2) en raison de périodes d'étiage très marquées (saison d'été) et de crues importantes (saisons printemps et automne). Les débits moyens mensuels sont effectivement abondants en hiver, suivis par une période de décroissance qui débute au printemps et qui se poursuit jusqu'en août-septembre.

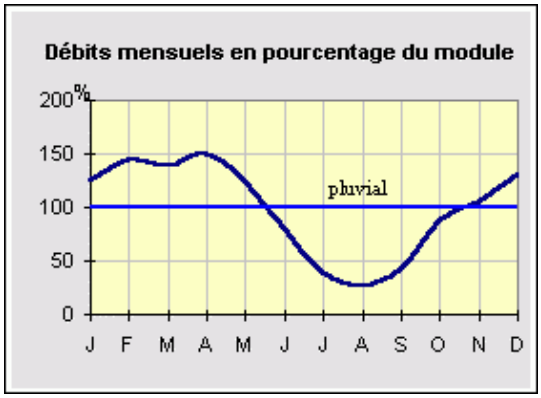


Figure 3.2 : Régime pluvial
(DIREN, 2005)

Les fiches I.1 et I.2 de l'annexe I donnent les données hydrologiques de synthèse de l'Yzeron, calculées par la DIREN Rhônes-Alpes, respectivement au niveau des deux stations hydrométriques de Craponne et Taffignon. Les débits moyens mensuels les plus faibles de fréquence quinquennal (QMNA5) aux stations de Craponne et Taffignon sont respectivement de 0.011 m^3/s et 0.013 m^3/s pour des surfaces drainées de 48 et 129 km².

L'Yzeron à St-Laurent-de-Vaux à 6 km de la source

Station hydrométrique de Craponne (code V3015010)

Vue depuis l'amont du bassin de l'Yzeron

L'Yzeron canalisé après Oullins

L'Yzeron canalisé dans Oullins

L'Yzeron en décrue le 18 avril 2005 à Oullins

Figure 3.3 : Photographies du bassin de l'Yzeron

3.2.2 Géologie et hydrogéologie
a. Géologie

Il est intéressant de connaître la nature des sols présents dans le bassin versant, ce qui permet de comprendre le tracé de la rivière, le déplacement ou la déformation du lit et de qualifier les capacités de saturation des sols (aspect important pour l'évaluation du ruissellement).

Le bassin de l'Yzeron est couvert par quatre feuilles géologiques à l'échelle 1/50 000 du BRGM (tableau 3.2). Ces feuilles ont été scannées, géoréférencées et numérisées.

Le bassin de l'Yzeron est constitué de deux grandes unités géologiques distinctes dont la principale est dominée par des roches cristallines et métamorphiques (granits, gneiss et schistes). Cette unité correspond au Plateau Lyonnais ainsi qu'aux Monts du Lyonnais. La seconde unité est constituée par des alluvions quaternaires reposant sur un socle cristallin et métamorphique. Son extension sur le bassin est limitée et se cantonne au secteur Nord-Est (SAGYRC, 2001) (figure 3.4). Dans ce qui suit, nous avons repris la description géologique de la vallée de l'Yzeron faite par Roche (1999).

Tableau 3.2 : Feuilles géologiques utilisées

Nom de la feuille	Numéro de la feuille
Lyon	XXX-31
Givors	XXX-32
St-Symphorien-Sur-Coise	XXIX-32
Tarare	XXIX-31

A la fin de l'ère primaire (-600 à –230 millions d'années), le plissement hercynien forme à l'ouest de la région lyonnaise les principales montagnes : massif du Pilat, Monts du Lyonnais, Massif de Tarare, Haut Beaujolais, Monts du Charollais. Ces montagnes sont formées de roches cristallines. Ainsi, les principales roches que nous retrouvons dans le sous-sol des Monts du Lyonnais sont : le gneiss, le granite et le schiste. Le plateau lyonnais est formé de terrains cristallins sporadiquement recouverts de formations résiduelles argileuses.

Durant l'ère secondaire (-230 à –65 millions d'années), le massif hercynien s'érode et ses débris forment les terrains sédimentaires du Mâconnais, du Charolais, du Beaujolais bâtard et du Mont d'Or. A la fin de cette période, se produit le grand effondrement de la vallée de la Saône et du Rhône, qui a profondément abaissé les terrains secondaires et transformé la région lyonnaise en un long couloir.

Pendant l'ère tertiaire (-65 à –2 millions d'années) et une partie du quaternaire, se produit le plissement alpin. Ce plissement remanie le Massif Central en le heurtant et le fracturant. Ainsi, les montagnes de la région lyonnaise qui auraient dû être vieilles et usées sont soulevées. Et même si les sommets sont arrondis, ils restent imposants (Bois de la Verrière 917.5 m).

Le quaternaire laisse une empreinte décisive sur la région lyonnaise par les phénomènes d'alluvionnement et de glaciation. Les dépôts fluviatiles constituent des terrasses au bord des cours d'eau (Vallée de l'Yzeron, du Ratier, du Ribes, de Charbonnières). Ces terrasses de cailloux roulés sont des anciens lits de rivières ayant coulé à 400 m d'altitude au-dessus des cours d'eau actuels. Mais au milieu de l'ère, l'avancée du glacier du Rhône s'étend jusqu'à Fourvière et sa moraine frontale atteint même Francheville. Le Rhône, qui n'existe que sous la

forme de glace jusqu'à Lyon, prend naissance dans le glacier. Ne pouvant plus suivre son cours actuel, il est repoussé à l'ouest au niveau de la dépression naturelle allant de Vaise à Givors.

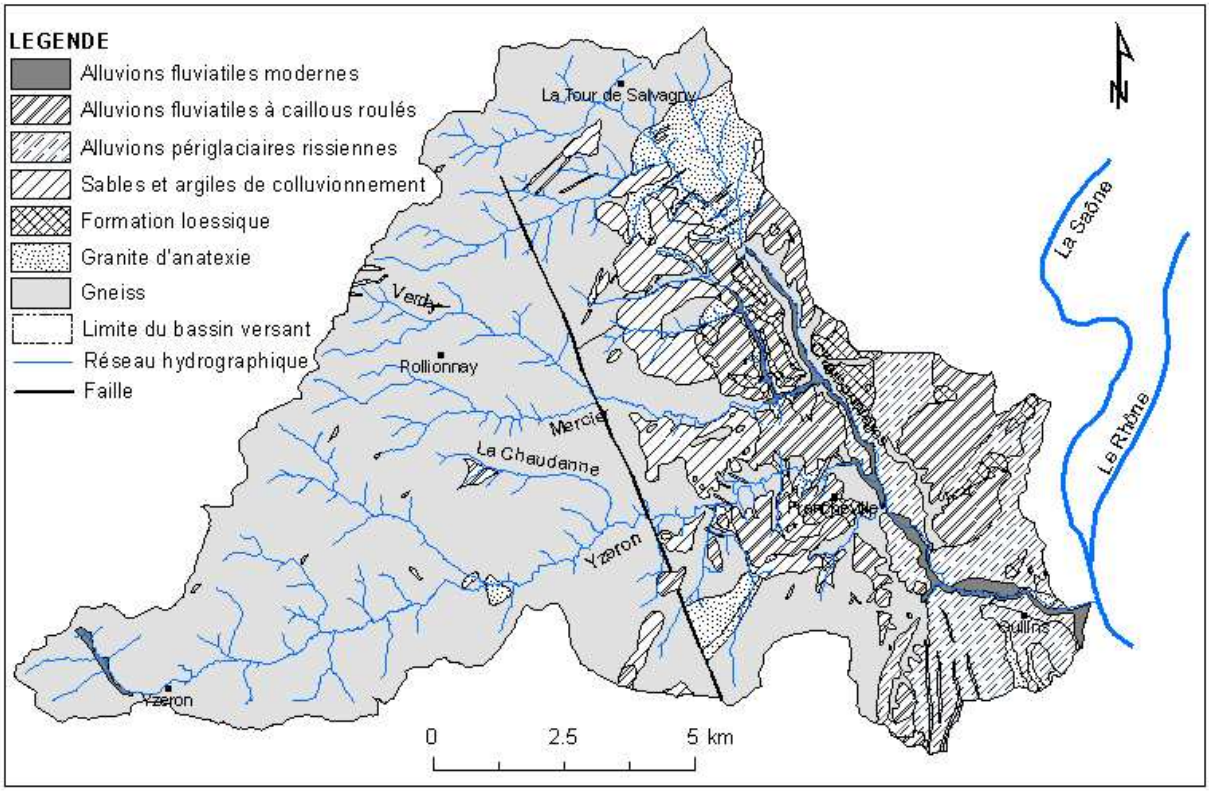


Figure 3.4 : Carte géologique du bassin de l'Yzeron

Ainsi, la région lyonnaise est un contact de régions géologiquement hétérogènes par l'âge et la nature des terrains.

b. Hydrogéologie

L'Ouest du bassin de l'Yzeron, du fait qu'il est situé sur des terrains cristallins et métamorphisés, présente peu de réserve d'eau souterraine car la plus grande partie des pluies ruisselle. Néanmoins, il existe des sources sans réserve aux débits peu élevés dépendant essentiellement de la pluviométrie sur les terrains aréniques et colluvionnaires de surface et des sources pérennes aux débits peu élevés circulant dans les fissures des sols cristallins rocheux. La présence, à l'Est du bassin, d'une couverture d'alluvions glacières ou fluvio-lacustres détermine l'existence de nappes de faibles capacités sur le ruisseau de Charbonnières et le secteur d'Oullins. Ces ressources souterraines ou superficielles peuvent expliquer l'existence de nombreuses petites zones humides et de nappes d'accompagnement en bordure des principaux cours d'eau du bassin de l'Yzeron.

3.2.3 Topographie et morphologie

a. Topographie

Les données altimétriques ont été tirées du MNT généré, sous le logiciel ArcView, sur la base des courbes de niveau et des points cotés de la BD TOPO® de l'IGN mise à notre disposition par le SAGYRC dans la cadre du projet GEREHPUR. Ce modèle est en fait une grille régulière

d'altitudes dont les mailles sont des carrés. A titre d'exemple, nous avons généré le MNT de 50 m de côté. La répartition d'altitudes (en 5 classes) est illustrée par la figure 3.5 et tableau 3.3.

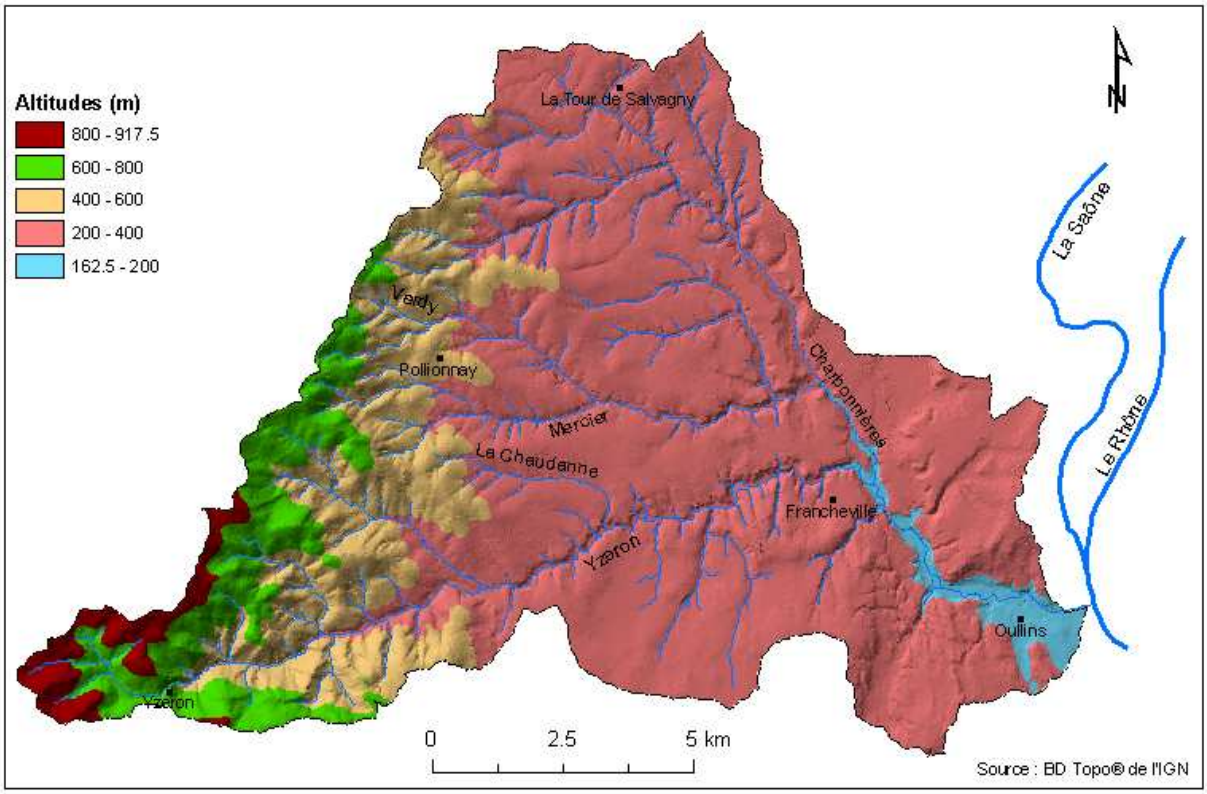


Figure 3.5 : Altitudes du bassin de l'Yzeron regroupées en 5 classes

Tableau 3.3 : Classes d'altitudes du bassin de l'Yzeron

Classes (m)	Superficies (km²)	Superficies (%)
162.5 – 200	3.533	2.43
200 – 400	100.497	69.25
400 – 600	25.204	17.37
600 – 800	12.343	8.51
800 – 917.5	3.538	2.44

N. B. : Ces résultats on été obtenus à partir d'un MNT de 50 m de côtés.

De ce MNT, nous avons extrait les pentes qui ont été regroupées en trois classes (figure 3.6). Le bassin de l'Yzeron est caractérisé par des pentes relativement fortes (tableau 3.4). 50 % de la surface du bassin est située sur des pentes supérieures à 10 %.

b. Morphologie

Au niveau du bassin de l'Yzeron, nous distinguons trois unités : les Monts du Lyonnais, le plateau Lyonnais et la vallée de l'Yzeron.

Les Monts du Lyonnais sont alignés dans le sens des directions du plissement hercynien, c'est à dire Sud-Ouest/Nord-Est. Ils sont constitués de deux chaînes parallèles : la chaîne de Riverie (dont le point culminant est le Signal de Saint André à 937 m) et la chaîne d'Yzeron (dont le

sommet est le Signal d'Yzeron culminant à 921 m). Les profils des versants des Monts du Lyonnais sont convexes et très réguliers. Ils se raccordent à la pente concave de la base. Une grande partie de l'arène sablonneuse a été déblayée par le ruissellement sur les roches imperméables. Ceci a rendu les sols minces et fait parfois apparaître la roche primitive.

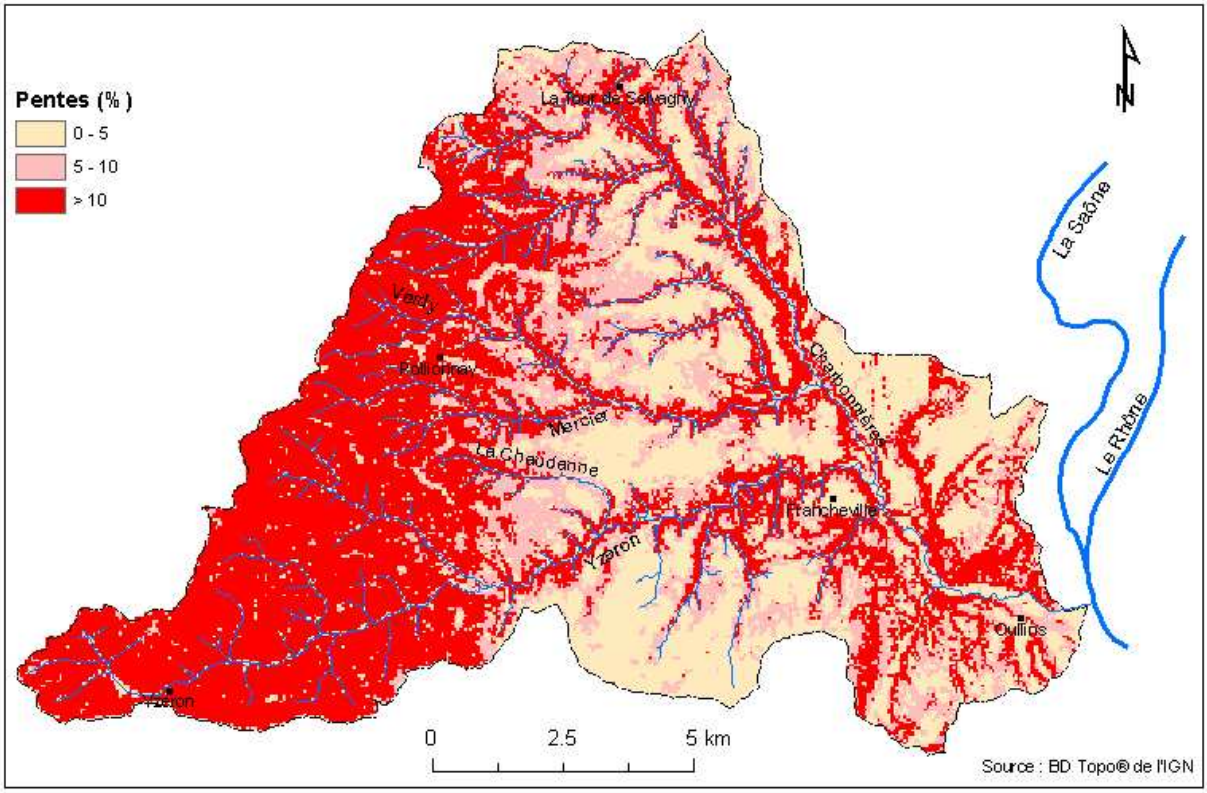


Figure 3.6 : Carte des pentes du bassin de l'Yzeron

Tableau 3.4 : Classes de pentes du bassin de l'Yzeron

Classes (%)	Superficies (km²)	Superficies (%)
0 – 5	36.643	25.25
5 – 10	33.528	23.11
> 10	74.944	51.64

N. B. : Ces résultats on été obtenus à partir d'un MNT de 50 m de côtés.

Le plateau Lyonnais est constitué dans sa base de terrains anciens (essentiellement des gneiss et des granites). Sa surface est recouverte d'alluvions anciennes déposées par le Rhône pendant l'ère tertiaire (gros graviers et cailloux alpins arrondis par le transport). Les altitudes varient entre 200 et 300 m.

La vallée de l'Yzeron est caractérisée par un pendage relativement élevé et des sols peu perméables et facilement saturés (Chocat, 1997).

Parmi les différentes rivières du Grand Lyon, l'Yzeron est la plus importante. Elle prend sa source à 780 m d'altitude dans des prairies humides avec une allure torrentielle alors qu'elle traverse les Monts du Lyonnais. Puis à mi-parcours, la rivière Yzeron entre dans le plateau

Lyonnais. Elle se jette dans le Rhône à la hauteur de la ville d'Oullins à 162.5 m d'altitude. La vallée de l'Yzeron peut être divisée en deux parties :

- de la source jusqu'à Francheville, la vallée est relativement encaissée en forme de V. Le substrat est très proche de la surface et plutôt homogène (gneiss et granite),
- à partir de Francheville, la vallée s'élargit et la pente s'adoucit. Le substrat, plus hétérogène, est composé de granite, gneiss, schiste et aussi de dépôts fluvio-glaciaires et morainiques.

Une régionalisation hydro-géomorphologique du bassin de l'Yzeron a été réalisée dans le cadre du projet GEREHPUR par Laurent Schmitt (Maître de conférence à Lyon 2) en se basant sur une étude bibliographique approfondie de l'évolution géologique et géomorphologique de l'Ouest lyonnais (Lafont, 2004). Les critères utilisés pour effectuer ce découpage sont le relief, la lithologie, le type de formations superficielles et les héritages géomorphologiques. Ainsi le bassin de l'Yzeron a été divisé en quatre grandes unités hydro-géomorphologiques, *a priori* distinctes sur le plan du fonctionnement morphodynamique des cours d'eau : i) les Monts du Lyonnais ; ii) le plateau Lyonnais métamorphique ; iii) le plateau recouvert de cailloutis miocènes et pliocènes. Dans cette unité, une sous-unité "Arène granitique de Charbonnières" a été distinguée ; iv) les formes héritées d'origine fluviale et glaciaire (figure 3.7).

Ce découpage du bassin de l'Yzeron en unités hydro-géomorphologiques naturelles a été validé à partir de deux variables indépendantes du système fluvial : la pente moyenne du corridor fluvial et le rapport d'encaissement (rapport de la largeur du fond de vallée sur la largeur du lit mineur à pleins bords (Lafont, 2004, 2005).

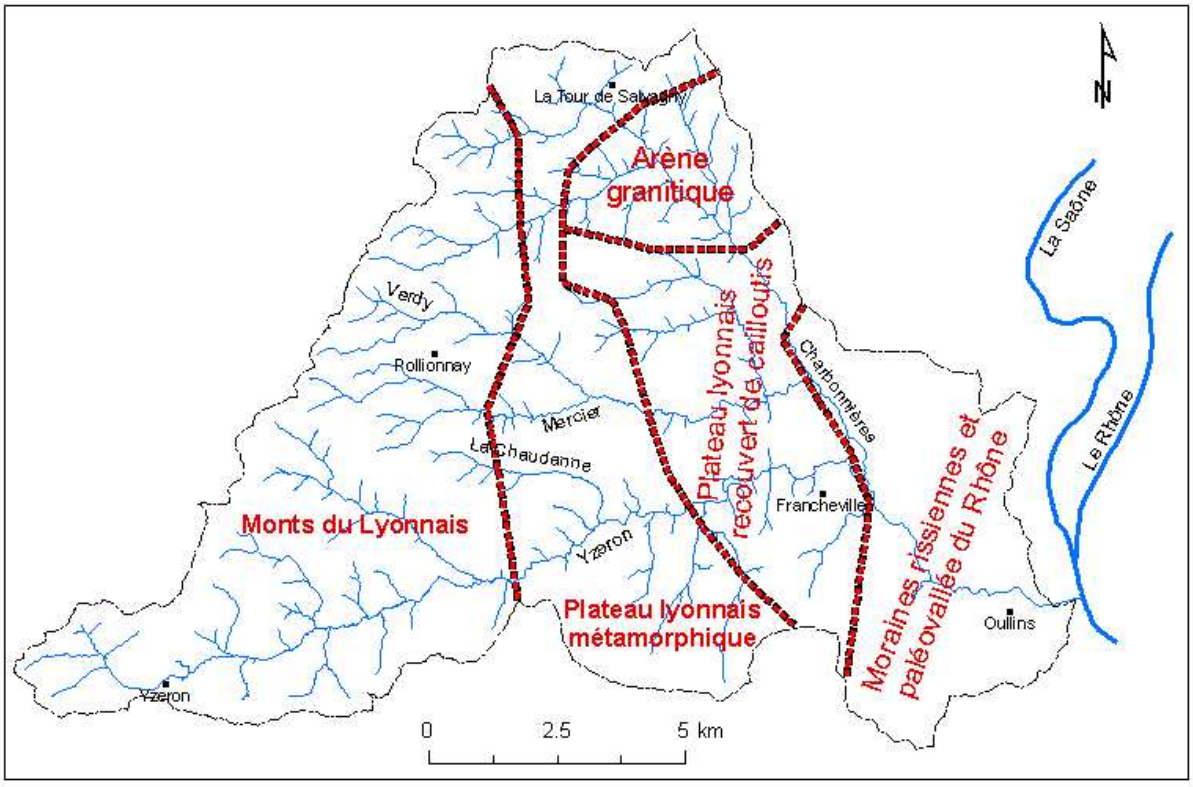
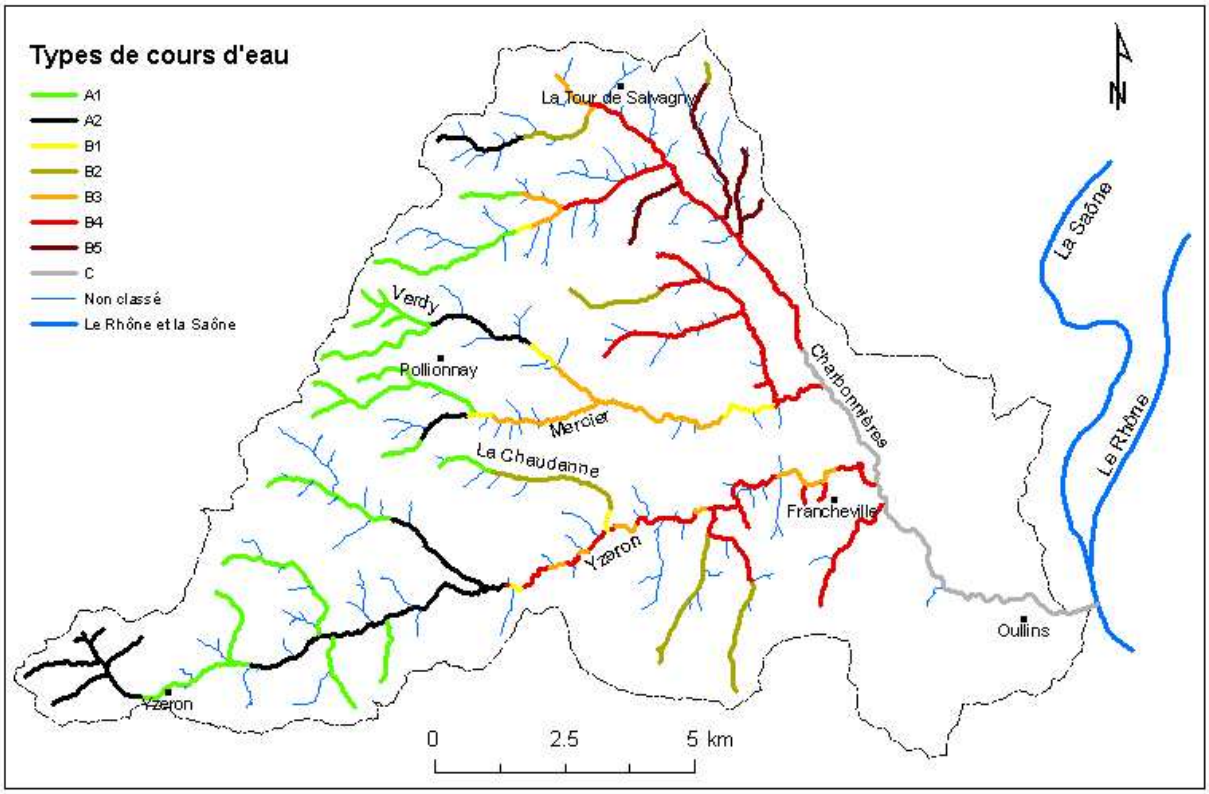


Figure 3.7 : Carte du découpage du bassin de l'Yzeron en unités hydro-géomorphologiques naturelles
(Lafont, 2004)

Une sectorisation des cours d'eau du bassin de l'Yzeron a été également réalisée sur la base de trois variables hydro-morphologiques indépendantes, de première importance en géomorphologie fluviale (Lafont, 2005, Schmitt, et al., 2001) : le type d'unité hydro-géomorphologique (qui intègre notamment les héritages géomorphologiques du bassin), la pente du corridor fluvial et la morphologie du fond de vallée. Les pentes des corridors fluviaux ont été calculées à partir de profils en long. Une fois les sectorisations effectuées, des rapprochements entre les différents secteurs homogènes, assortis d'une interprétation géomorphologique, ont permis d'élaborer une typologie hydro-géomorphologique qui se décline en 8 classes (figure 3.8).



Codes	Dénomination et codes des types de cours d'eau
A1	Torrents des Monts du lyonnais
A2	Cours d'eau à énergie modérée des replats des Monts du lyonnais
B1	Cours d'eau à haute énergie de l'extrémité amont des secteurs à fond de vallée encaissé
B2	Cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée peu encaissé du plateau lyonnais
B3	Cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et étroit du plateau lyonnais
B4	Cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et large du plateau lyonnais
B5	Cours d'eau sur arène granitique de la région de Charbonnières
C	Cours d'eau des paléo-vallées du Rhône et de la Saône

Figure 3.8 : Carte de la typologie des cours d'eau du bassin de l'Yzeron (Lafont, 2005)

3.2.4 Données d'occupation du sol

Le bassin de l'Yzeron présente un gradient marqué d'occupation du sol d'amont en aval (figure 3.9), depuis un espace forestier sur les Monts du Lyonnais, passant par des prairies et cultures sur

le plateau et espaces périurbains disséminés jusqu'à une urbanisation dense vers les parties à faibles pentes (inférieures à 5 %). Cette transition est réalisée sur une vingtaine de kilomètres d'Ouest en Est.

Les données d'occupation du sol sont issues de la base de données "Corine Land Cover" (1988) au format vecteur. Pour des raisons pratiques liées à la modélisation sous WISTOO, ces données ont été reclassées en 28 classes grâce à une nomenclature liée au comportement vis à vis de l'évapotranspiration des plantes. Une nomenclature plus détaillée de l'occupation du sol est donnée par le tableau I.1 en annexe I. Il faut signaler que dans la base Corine Land Cover, nous ne distinguons pas le périurbain de l'urbain. Or, au sein même d'un polygone considéré comme urbain dans la base Corine Land Cover, il existe en réalité une gradation d'urbanisation. Ceci est lié, bien évidemment, à l'échelle d'élaboration de la base (1/100 000) qui ne tient pas compte de cette hétérogénéité.

Nous disposons par ailleurs, de la BD ORTHO® de l'IGN relative au bassin de l'Yzeron contenant les photographies aériennes couleurs (mission 1999) avec une résolution au sol de 50 cm.

Le tableau 3.5 résume le pourcentage de surface de chacune des classes d'occupation du sol du bassin de l'Yzeron selon la nomenclature de Corine Land Cover (Niveau 1).

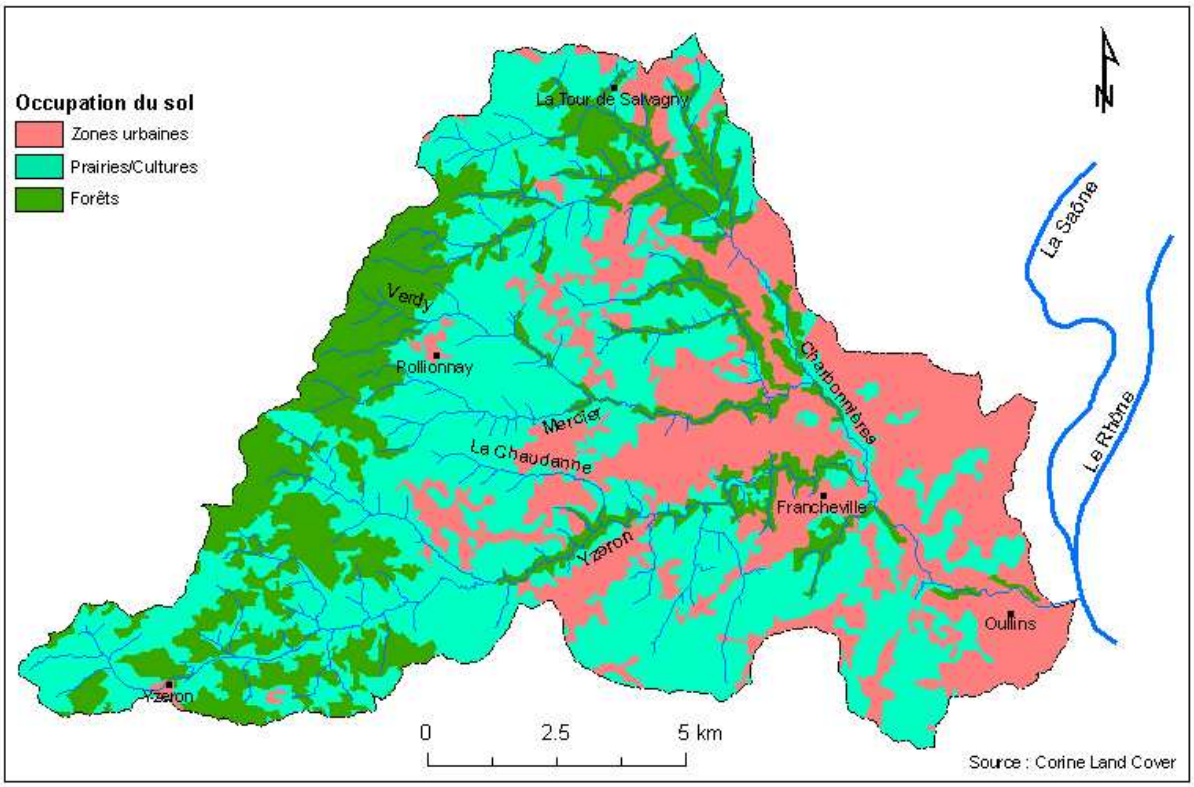


Figure 3.9 : Carte d'occupation du sol du bassin de l'Yzeron

Evolution de l'occupation du sol

Une étude sur l'évolution de l'occupation du sol, au niveau du bassin de l'Yzeron, a été réalisée par Radojevic en 2002. Les données de base, qui ont été utilisées pour cette étude, sont constituées par deux jeux de photos aériennes réalisées par l'IGN en 1979 et 1996 (à l'échelle

1/21100) sur une grande partie du bassin de l'Yzeron. Nous reprenons dans ce qui suit les principaux résultats obtenus.

Tableau 3.5 : Pourcentage de surface d'occupation du sol du bassin de l'Yzeron selon Corine Land Cover (Niveau 1)

Nomenclature Corine Land Cover	Bassin de l'Yzeron (147.3 km²)
Zone urbaine	28.81
Zone agricole	48.96
Zone forestière	22.23
Zone humide	0.00
Surface en eau	0.00

La figure 3.10 illustre la rapidité de l'évolution de l'occupation des sols entre 1979 et 1996. L'importance de la croissance urbaine est nette. La ville se développe depuis la périphérie de l'agglomération lyonnaise, située à l'Est, vers l'Ouest. La modalité périurbaine se propage en périphérie de cette progression urbaine et remplit les espaces non urbains situés entre des espaces déjà largement urbanisés. La forêt marque aussi une progression sensible entre l'Ouest et l'Est, en raison sans doute des modifications de pratiques agricoles et de l'abandon de certaines parcelles, en priorité sur les terrains à pente prononcée.

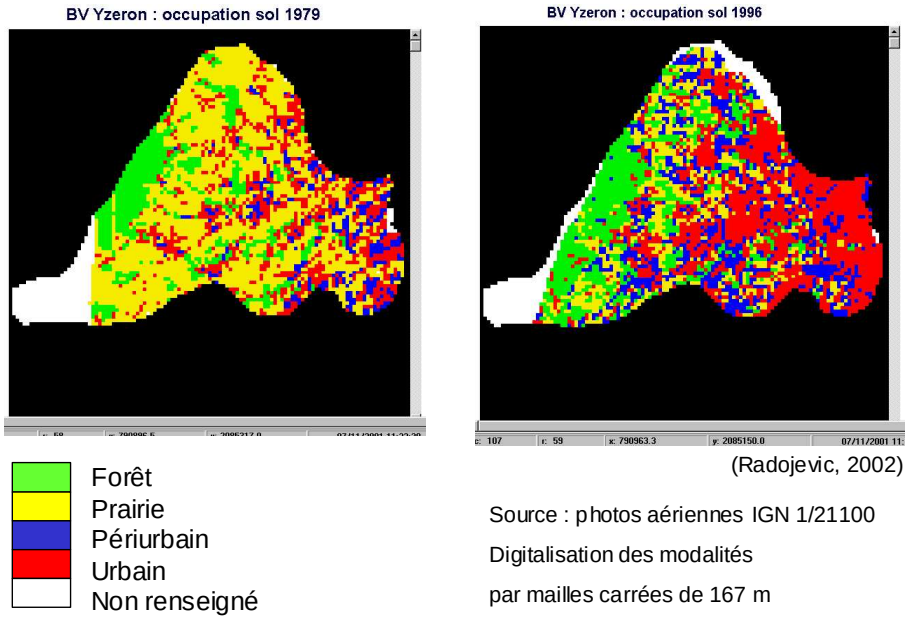


Figure 3.10 : Occupation du sol du bassin de l'Yzeron pour les décennies 1970 et 1990 (Radojevic, 2002)

Nous observons une régression de la modalité "prairies" et une augmentation des modalités "périurbain" et "urbain". La figure 3.11 résume les données quantifiées d'occupation du sol.

Ces résultats illustrent l'existence d'une évolution rapide de l'occupation du sol au niveau du bassin de l'Yzeron. Cette évolution est qualifiée de conjointe car, au sein même du bassin, nous observons plusieurs scénarios de changement d'occupation du sol. A titre d'exemple, la figure 3.12 donne deux scénarios possibles d'évolution. Un scénario amont caractérisé par l'augmentation des zones forestières et urbaines au détriment des zones en prairies/cultures. Un

scénario aval défini par l'augmentation des zones urbaines au détriment à la fois des zones forestières et en prairies/cultures.

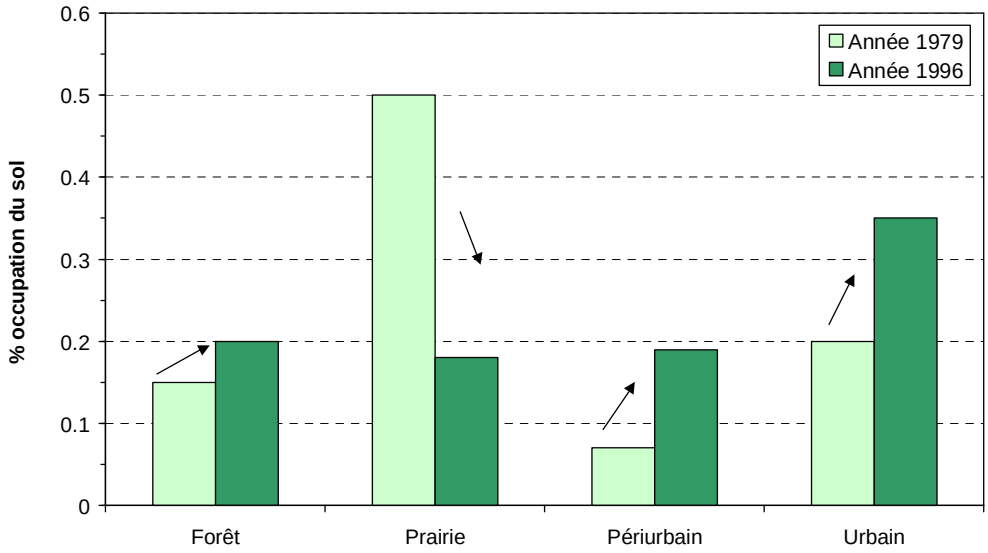


Figure 3.11 : Occupation du sol du bassin de l'Yzeron pour les décades 1970 et 1990

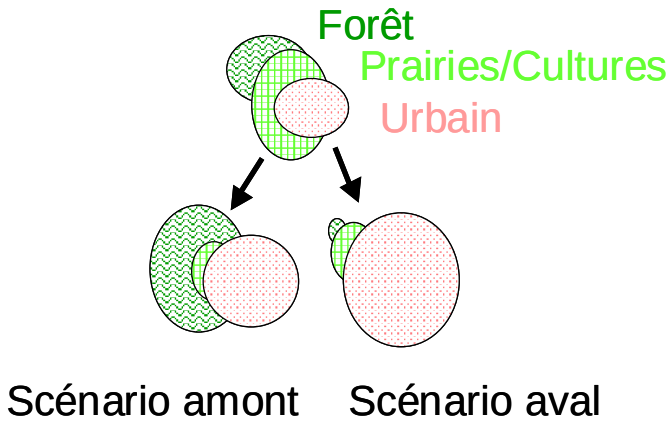


Figure 3.12 : Exemple de scénarios d'évolution d'occupation du sol au niveau du bassin de l'Yzeron

Cette évolution rapide et conjointe de l'occupation du sol doit affecter certainement les processus d'écoulement de l'eau et la question qui se pose est la suivante : quelles sont les conséquences de cette évolution sur la ressource en eau et plus précisément sur le dynamique des écoulements au sein du bassin versant de l'Yzeron ? Pour pouvoir répondre à cette question, il faut avant tout disposer d'un outil permettant de bien simuler les différents processus hydrologiques pouvant y avoir lieu à l'état actuel et dans les années passées.

3.2.5 Données de texture du sol

L'information d'origine pour la couverture pédologique est la base de données du sol du SIRA, relative au bassin de l'Yzeron, acquise par le Cemagref de Lyon en novembre 2003. La carte d'origine est la carte des sols du Rhône au 1/100 000 qui a été réalisée en 1997 dans le cadre du programme Inventaire, Gestion et Conservation des sols (IGCS, 1997), du Ministère de l'Agriculture. La base de données pédologiques est présentée selon la structuration de

DONESOL (qui est une structure informatique de type relationnel créée par l'INRA pour stocker et gérer les données spatialisées, descriptives et analytiques, sur les sols), à savoir :

- la carte des sols est un ensemble d'Unités Cartographiques (UC),
- chaque UC est constituée d'une ou plusieurs Unités de Sol (US),
- une Unité de Sol peut appartenir à une ou plusieurs UC,
- chaque Unité de Sol est constituée d'une ou plusieurs strates,
- une strate ne peut appartenir qu'à une seule Unité de Sol.

Les UC représentent des unités pédologiques : entités morphologiques, géologiques et/ou pédologiques. Les différences entre ces ensembles de sols s'expriment par des caractéristiques agronomiques spécifiques, par exemple la présence de système de culture typique. Chaque UC est par ailleurs décrite en détail quant à ses propriétés, selon une nomenclature traditionnellement adoptée pour les cartographies pédologiques : par exemple l'UC 101 est constituée de "Sols bruns acides superficiels (30-40 cm au plus) et de sols bruns acides moyennement profonds (60-70 cm), sablo-limoneux à sablo-argileux issus de gneiss et schistes (éventuellement diorites)". Les UC présentes dans le bassin de l'Yzeron sont données par la figure 3.13 et le tableau I.2 en annexe I donne une nomenclature plus détaillée de ces UC.

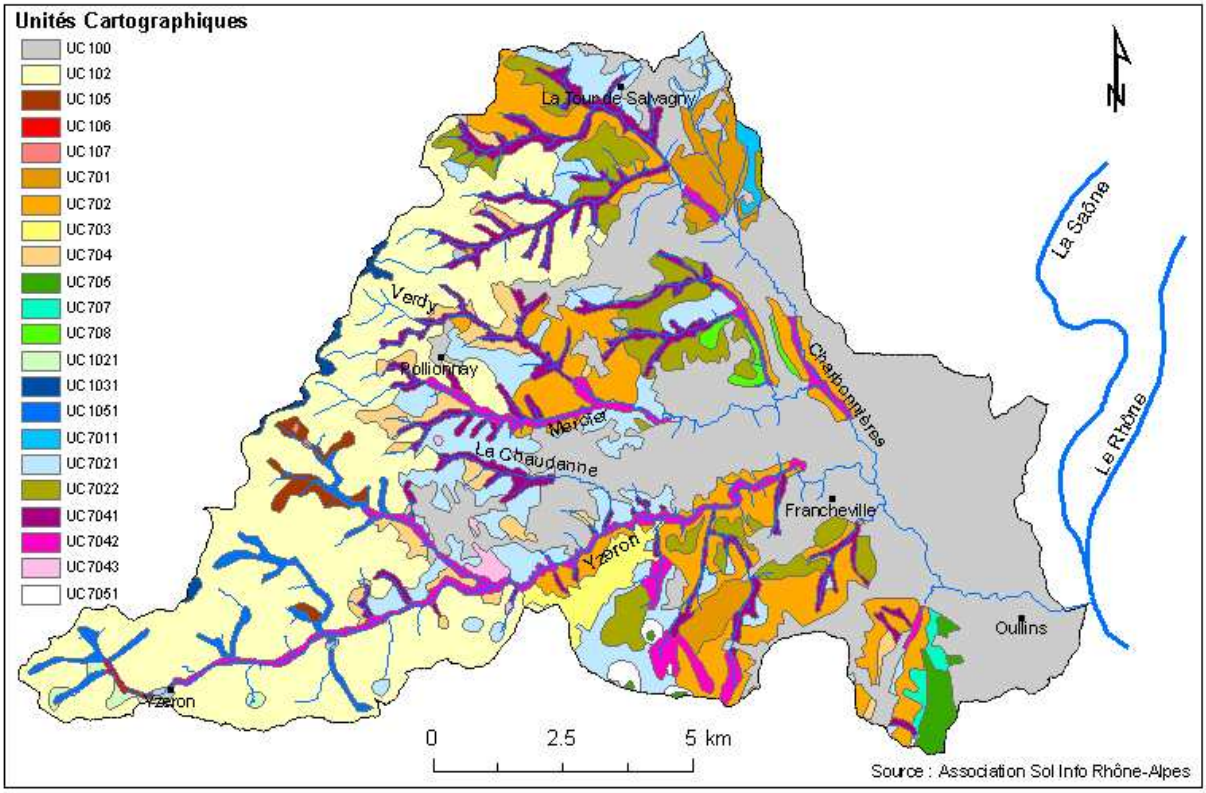


Figure 3.13 : Carte des unités cartographiques présentes dans le bassin de l'Yzeron

Les profils pédologiques rattachés à chaque Unité de Sol sont disponibles et classés suivant leur représentativité au sein des UC : par exemple l'UC 101 possède comme profils de référence les profils US 4 (50 %) et US 5 (50 %). Les profils des sols sont caractérisés quant à leur variabilité verticale au travers des notions de strates et d'horizons, sur lesquels portent les descriptions de terrain (identification, schéma du profil, la description morphologique par horizon, photo du profil) et les caractéristiques analytiques de laboratoire (granulométrie, pH, $CaCO_3$ total, $CaCO_3$

actif, matière organique, azote total, le rapport C/N et la capacité d'échange). Les Unité de Sol existantes dans le bassin de l'Yzeron sont données en annexe I.

L'interprétation des données contenues dans chaque Unité de Sol et des Unités Cartographiques, nous permet de faire une première analyse des Unités de Sol présentes sur la zone du bassin de l'Yzeron (figure 3.14). Cette classification a été obtenue selon la composition en texture (argile, sable, limon) en se référant à la nomenclature de la classification de texture du sol de la base de données du sol du SIRA.

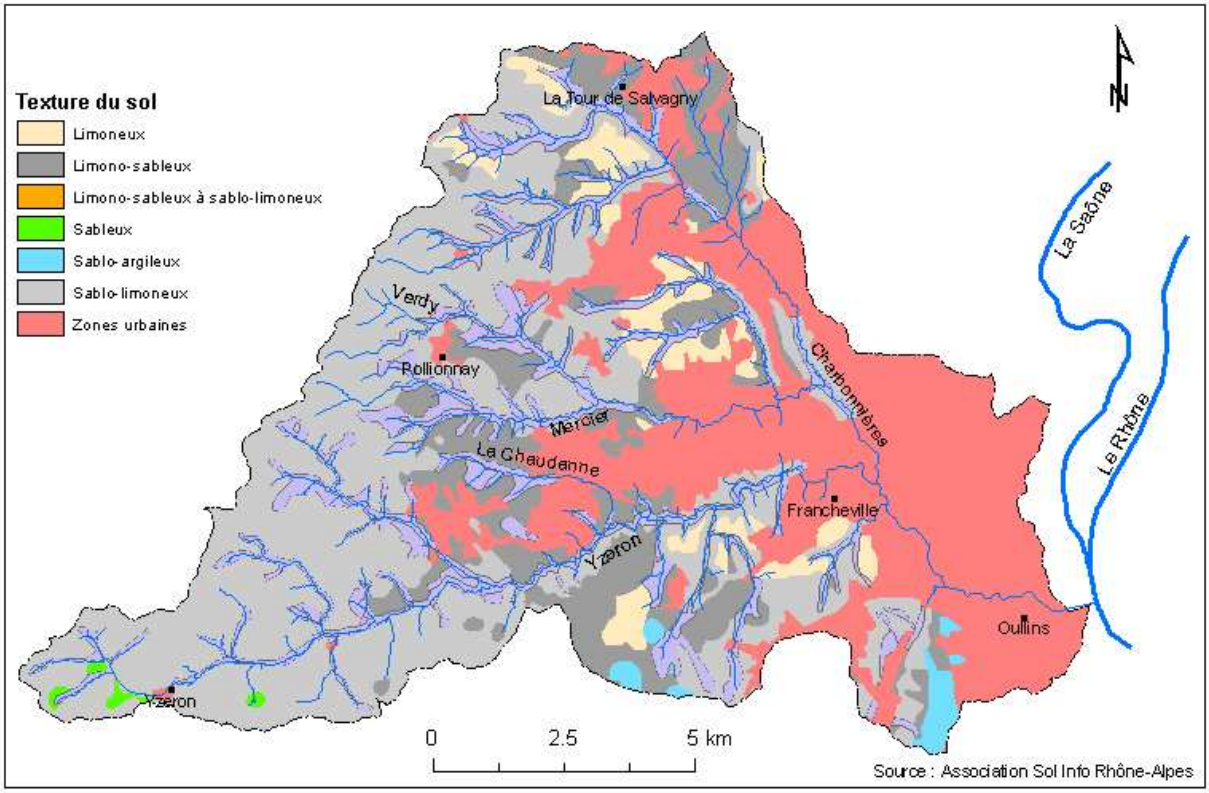


Figure 3.14 : Carte de classes de texture du sol sur l'ensemble du bassin de l'Yzeron

Les sols issus de matériaux cristallins en place se trouvent essentiellement sur les Monts du Lyonnais. Sur ces surfaces d'altitudes comprises entre 250 et 400 à 500 m, se développent des sols sableux, sablo-limoneux ou limono-sableux et sablo-argileux.

Dans les sols alluviaux et colluviaux, deux cas sont à distinguer : les vallées relativement larges (plusieurs centaines de mètres) avec des sols alluviaux souvent hydromorphes à nappe permanente et les vallons plus étroits et les bas de pentes associés comportant des sols colluviaux, plus ou moins hydromorphes, avec ou sans nappe temporaire.

Restent les sols issus de formations glaciaires résiduelles. Sur ces surfaces situées en bordure de plateau d'une altitude avoisinant souvent 300 à 350 m, se développent des sols de type fersiallitique (anciennement "sols rouges méditerranéens") de couleur rougeâtre ou ocre vif, lessivés, acides et comportant des cristaux de fer de type "hématite" (rouge vif). Ils forment souvent de légers bombements en bordure de plateau et leur développement est variable car ils ont souvent été érodés. Ils précèdent en effet des pentes très fortes de diverses natures, calcaires ou siliceuses.

3.2.6 Climatologie

Le climat est de type tempéré et ensoleillé. Les influences des climats méditerranéens, continentaux et océaniques alternent. Les précipitations sont très variables d'une année sur l'autre avec une pluie moyenne annuelle de l'ordre de 800 mm bien répartie sur l'année (inférieure à la moyenne nationale). Les moyennes annuelles des températures minimale et maximale sont respectivement de 6.8 et 15.8 °C (Kesslier et Chambraud, 1990) (figure 3.15). Le vent est canalisé par la vallée du Rhône. Le vent de Sud est fort en région lyonnaise et précède souvent les pluies lorsque celles-ci arrivent par le Sud. La figure donne les statistiques fournies par Météo-France, sur la période 1971-2000, pour la ville de Lyon concernant les températures et les précipitations. Le tableau 3.6 donne quelques records enregistrés, à la même station, sur la période 1922-2000.

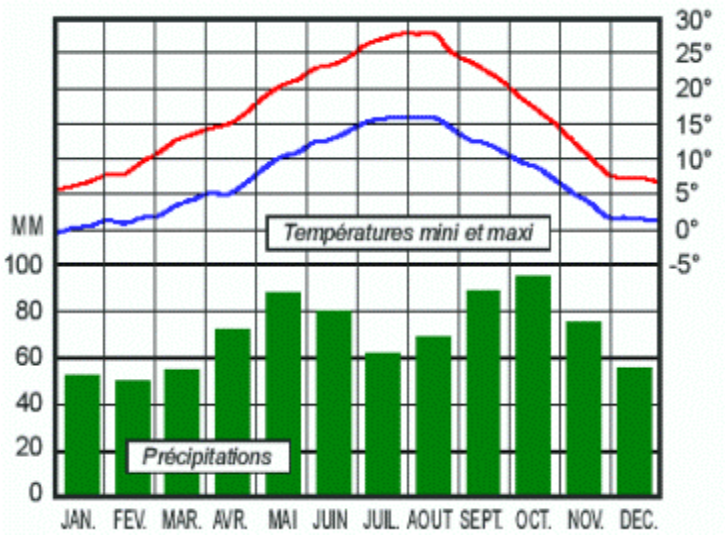


Figure 3.15 : Normales de températures et de précipitations à la station de météo France Lyon-Bron sur la période 1971/2000
(Météo-France, 2005)

Tableau 3.6 : Quelques records durant la période 1922/2000 à la station de météo France Lyon-Bron (Météo-France, 2005)

Température la plus basse	-24.6 °C
Jour le plus froid	22/12/1938
Année la plus froide	1963
Température la plus élevée	39.8 °C
Jour le plus chaud	22/07/1983
Année la plus chaude	2000
Hauteur maximale de pluie en 24 h	97 mm
Jour le plus pluvieux	03/10/1935
Année la plus sèche	1949
Année la plus pluvieuse	1960

3.2.7 Données pluviométriques

Les données de pluie disponibles sur le bassin de l'Yzeron et qui ont servi à la modélisation sont issues du réseau de la Communauté urbaine de Lyon (Grand Lyon) et des trois stations gérées par le Cemagref de Lyon. La figure 3.16 donne l'emplacement des stations dans le bassin de l'Yzeron et le tableau I.3 de l'annexe I donne les caractéristiques de ces stations. Il faut signaler que la station GLV0321P, gérée par le Cemagref de Lyon, a été déplacée, le 06/10/2005 en rive gauche à 200 m en aval de la station débit GLV0312Q. Le code de la nouvelle station est GLV0313P. Une période commune entre les deux pluviographes existe.

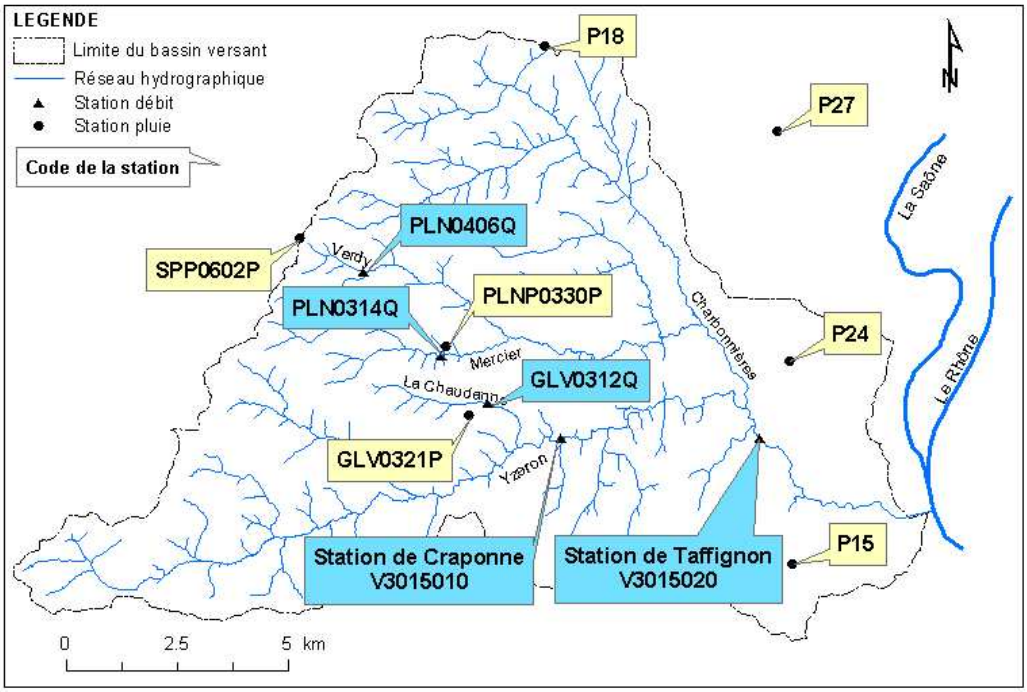


Figure 3.16 : Equipements hydro-météorologiques au niveau du bassin de l'Yzeron

Nous notons bien, qu'il n'existe aucune station de pluie sur la partie Ouest du bassin. Ainsi la variabilité spatiale de la pluie ne sera pas correctement représentée. Ceci nous a incité à installer, en février 2005, une nouvelle station pluviométrique à Saint-Pierre-la-Palud (602 m d'altitude). Malheureusement, il n'existe pas une longue série d'observations pour pouvoir l'exploiter. La période commune, à l'exception de la station de Saint-Pierre-la-Palud (SPP0602P), est de 1997-2004.

Nous disposons par ailleurs des données de la pluie journalière sur la période 1969-1984 de 5 stations gérées par Météo-France. Ces données ont servi à l'étude de l'effet de l'altitude sur la distribution de la pluie dans le bassin de l'Yzeron. L'emplacement de ces stations dans le bassin de l'Yzeron et leurs caractéristiques sont donnés respectivement par la figure I.1 et le tableau I.4 de l'annexe I.

3.2.8 Données de débits

En ce qui concerne les données de débit, il existe sur la rivière de l'Yzeron deux stations ayant de longues séries d'observation qui sont la station de Craponne (V3015010) et la station de Taffignon (V3015020) gérées par la DIREN Rhône-Alpes (figure 3.16). Il existe également trois

autres stations qui sont gérées par le Cemagref de Lyon. Les caractéristiques de ces stations sont données par le tableau I.5 de l'annexe I.

Codification des stations utilisée au Cemagref de Lyon

Au Cemagref de Lyon, le code d'une station comporte 8 caractères. Les trois premiers désignent le nom de la commune (GLV pour Grézieu-La-Varenne, PLN pour Pollionnay et SPP pour Saint Pierre la Palud). Les quatre caractères suivants désignent l'altitude approximative de la station (en mètres). Le dernier caractère renseigne sur le type de la station (Q pour une station débit et P pour une station pluie). A titre d'exemple, le code de la station pluviométrique de Pollionnay est PLN0330P.

3.3 Présentation des sous bassins gérés par le Cemagref et de l'instrumentation déjà en place

3.3.1 Historique de l'étude couplée des bassins versants du Mercier et de la Chaudanne

Le Cemagref de Lyon gère depuis décembre 1987 les deux sous-bassins versants connexes du Mercier et de la Chaudanne (figure 3.17). L'objectif de ce dispositif de suivi couplé est de caractériser et modéliser l'évolution des fonctions de production et de transfert du régime hydrologique sous l'effet de l'urbanisation. Cette évolution, pour le ruisseau de la Chaudanne, est liée à une imperméabilisation grandissante et à la collecte des eaux de ruissellement urbain par un réseau d'assainissement unitaire qui dispose de différents points de rejets pour limiter les surcharges hydrauliques. Le sous-bassin du Mercier, à vocation rurale, sert de référence en analyse synchronique car il est soumis au même contexte climatique.

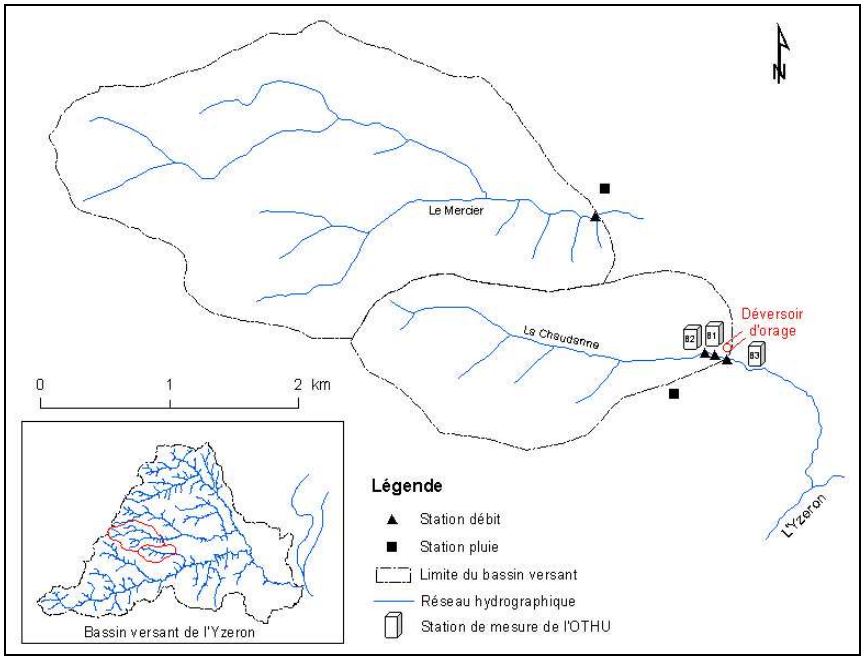


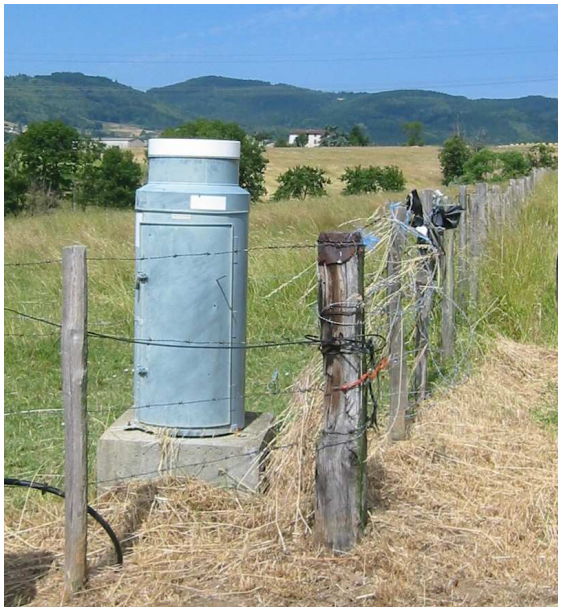
Figure 3.17 : Localisation des sous-bassins gérés par le Cemagref et équipements hydro-météorologiques existants

En 1998, la thématique scientifique du sous-bassin de la Chaudanne s'est élargie dans le cadre de l'OTHU (Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine) à l'étude de l'impact des rejets urbains de temps de pluie sur les petites rivières. Un dispositif expérimental conséquent a été mis en place répondant à plusieurs projets scientifiques complémentaires et multidisciplinaires

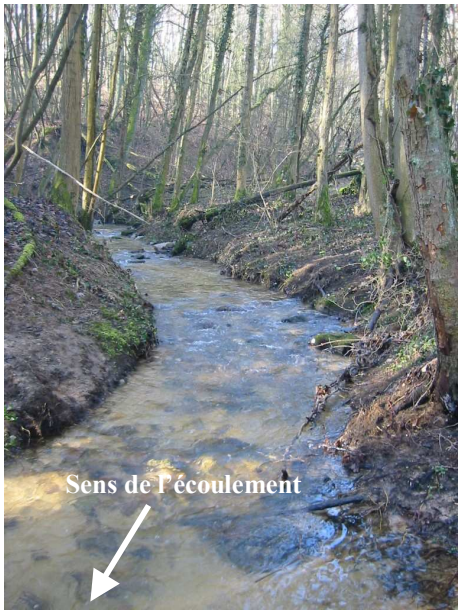
(biologie, biochimie, géochimie, physico-chimie, hydrologie). L'objectif est de cerner les flux de pollution et leur devenir dans différents contextes hydrauliques de la rivière. Trois stations de mesures ont été installées sur le ruisseau de la Chaudanne. Une à l'amont du déversoir d'orage, une à l'aval immédiat du déversoir d'orage et une environ 150 m plus à l'aval. Ces stations contiennent des échantillonneurs automatiques (type ISCO 3700) et des capteurs permettant d'effectuer différentes mesures en continue (débit, conductivité électrique, oxygène dissous, pH, turbidité). Les échantillonneurs sont déclenchés automatiquement pour certains rejets du déversoir d'orage.

3.3.2 Caractéristiques des stations de mesure

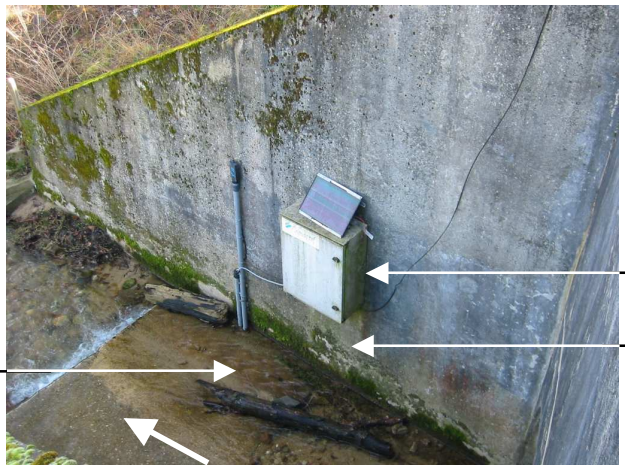
Les deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne sont équipés pour la mesure des pluies (pluviomètre à auget basculeur dont un basculement représente 0,2 mm) et des débits (figures 3.18 et 3.19).



Station pluviométrique du Mercier (code PLN0330P)



Le Mercier en amont de la station hydrométrique

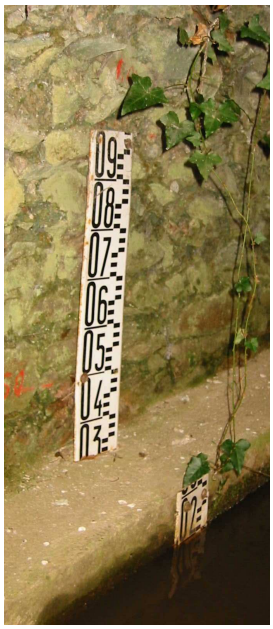


Station hydrométrique du Mercier (code PLN0314Q)

Figure 3.18 : Photographies des équipements existant sur le sous-bassin du Mercier

Equipement du déversoir d'orage de la Chaudanne au niveau du pont de la Barge

La Chaudanne en amont du pont de la Barge



Echelle limnimétrique

Tube en PVC contenant le capteur de pression

Station hydrométrique de la Chaudanne (code GLV0312Q)

Figure 3.19 : Photographies des équipements existants sur le sous-bassin de la Chaudanne

Les stations débits sont équipées de capteur de pression piezo-capacitif (0-100 mbars) et/ou capteur de hauteur d'eau par ultrasons immergés (tableau 3.7) qui sont reliés à des centrales d'acquisition (Type ALCYR, Cyrus ou Cyr II) et de transmission de données automatiques. Le logiciel d'exploitation des données est Gestat (Alcyr). Ces capteurs mesurent la hauteur d'eau au droit d'une section de rivière où un contrôle hydraulique imposant un régime d'écoulement fluvial permet dans une gamme donnée de débit (de x à y) d'obtenir une relation hauteur-débit quasi-univoque. Le passage en débit est réalisé à l'aide d'une courbe de tarage. Il faut signaler que la station du Mercier ne permet pas une mesure précise des faibles débits étant donné la largeur de la section de mesure (3,34 m) implantée sous un pont.

Tableau 3.7 : Caractéristiques des stations de mesure des bassins versants du Mercier et de la Chaudanne

Sous-bassin versant	Code et nom de la station	Type de mesure	Equipements
Chaudanne	GLV0311Q : Pont de la Barge	Débit	Capteur de pression relative piezo-résistif
	V3019110 : Vieux pont	Débit	Capteur de pression relative piezo-résistif Capteur de hauteur d'eau par ultrasons immergés
	GLV0300Q Grand canal	Débit	Capteur de pression relative piezo-résistif
	GLV0313Q : Réseau d'assainissement aval DO	Débit	Débitmètre ultrasonique à effet Doppler Starflow
	GLV0321P	Pluie	Pluviomètre à auget basculeur 1000 cm²
Mercier	V3015810	Débit	Capteur de pression relative piezo-résistif
	PLN0330P	Pluie	Pluviomètre à auget basculeur 1000 cm²

3.4 Conclusion

Ainsi, nous avons pu voir dans ce chapitre l'ensemble de données disponibles et l'instrumentation déjà en place sur le bassin versant de l'Yzeron. En dehors du manque de stations de pluie sur la partie Ouest du bassin et la non disponibilité de mesures de caractéristiques hydrauliques du sol, nous pouvons estimer que les autres données, dont nous disposons, sont suffisantes pour entreprendre une réflexion.

Concernant les données hydrométriques, il faut signaler que nous n'avons pas de station sur la rivière Charbonnières qui draine une grande partie du bassin de l'Yzeron.

Les observations pluies-débits ont été complétées par les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) qui ont été acquises (moyennant paiement) auprès de Météo-France, au niveau de la station Lyon-Bron (située à l'Ouest de notre bassin) sur la période 1997-2004. La méthode de calcul utilisée est celle de Monteith.

Il faut signaler qu'aucune étude détaillée de terrain n'a encore été menée sur le bassin de l'Yzeron pour mettre en évidence les processus dominants de génération des écoulements. Notre démarche vise donc à apporter quelques éléments de compréhension, à travers une approche expérimentale, du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Yzeron.

Afin de pouvoir tester les différentes hypothèses qui seront émises à travers ces investigations, il s'est avéré utile de disposer d'un outil de simulation. Notre choix s'est porté sur le modèle hydrologique distribué WISTOO. Les deux chapitres suivants (4 et 5) présentent respectivement l'outil de modélisation (modèle WISTOO) et son implémentation sur le bassin de l'Yzeron.

Notre démarche vise donc à mettre en œuvre un nombre potentiellement suffisant de mesures qui permettent de mettre en évidence n'importe quel mécanisme, même si celui-ci n'est pas dominant. Ainsi, nous nous sommes donc volontairement gardé de certains préjugés sur les processus pouvant être observés sur le bassin.

----------oOo----------

CHAPITRE 4 : PRESENTATION DU MODELE HYDROLOGIQUE DISTRIBUE WISTOO

CHAPITRE 4 : PRESENTATION DU MODELE HYDROLOGIQUE DISTRIBUE WISTOO

4.1 Introduction

Le modèle WISTOO (Visualisation Of Integral Rainfall-Runoff Transformation System) a été développé à l'Université Polytechnique de Cracovie avec la coopération de l'Université Polytechnique de Varsovie. C'est un modèle distribué mécaniste de transformation pluie-débit intégré à un SIG (le modèle exploite des couches thématiques en provenance d'IDRISI). Sa structure inclut les principaux processus hydrologiques tels que : l'interception, l'évapotranspiration, l'infiltration, les écoulements de surface, de subsurface et souterrains. Il est adapté aux bassins versants montagneux et à relief accidenté. De ce fait, la modélisation de la nappe souterraine est très simplifiée. Ces caractéristiques correspondant à celles du bassin de l'Yzeron, l'application de ce modèle est rendue possible. Le couplage entre processus hydrologiques et Systèmes d'Informations Géographiques au sein d'un même modèle facilite la simulation de plusieurs scénarios (d'évolution des usages des sols, par exemple) au niveau du bassin versant.

Le modèle est en phase de recherche et développement et par conséquent il n'existe que peu de publications dans la littérature. Pour décrire WISTOO, nous nous sommes fondés sur l'article d'Osga-Zielinska et al. (2002) qui a paru dans "Mathematical models of large watershed hydrology" et sur des discussions avec son concepteur (Wiesław GĄDEK de l'Institut des Ressources en Eau et de l'Ingénierie de l'Eau de l'Université Polytechnique de Cracovie).

Le modèle WISTOO est écrit en langage C++ et développé sous environnement Microsoft Windows (en polonais). Il est capable de faire des simulations au pas de temps horaire mais aussi journalier. Le modèle utilise les couches thématiques de base : Modèle Numérique d'Altitude, réseau hydrographique, pédologie, occupation du sol (figure 4.1).

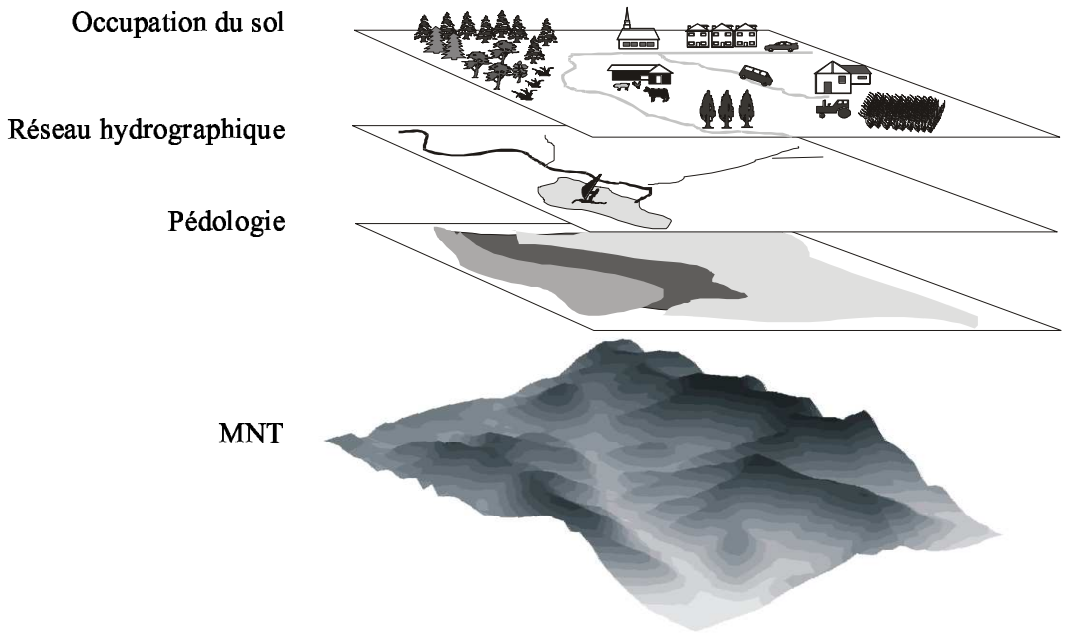


Figure 4.1 : Cartes thématiques de base utilisées dans WISTOO
(Ozga-Zielinska, et al., 2002)

Les données d'entrée du modèle sont :

- Modèle Numérique d'Altitude en format raster ;
- réseau hydrographique avec les altitudes ;
- structure et type du sol, suivant une classification bien déterminée ;
- les propriétés hydrauliques du sol qui sont la conductivité hydraulique et la teneur en eau à saturation ;
- occupation du sol ;
- localisation des stations de mesure.

Les données hydrométérologiques enregistrées au pas de temps horaire ou journalier sont entrées directement par une procédure spéciale (à travers une macro écrite sous Excel). Cette procédure met en forme et exporte les données dans un format interne. La première étape consiste à mettre les couches thématiques dans un ordre permettant de générer les paramètres du bassin versant. Toutes les couches thématiques doivent avoir le même système de coordonnées géographiques et la même résolution spatiale.

La sortie du modèle fournit les débits calculés en plusieurs points du bassin versant définis au préalable par l'utilisateur. A chaque pas de temps de calcul, la distribution spatiale de la pluie nette est visualisée à l'aide de l'interface graphique.

Au niveau du code de calcul, ce sont des mailles carrées qui sont utilisées pour décrire la répartition des processus hydrologiques à l'échelle spatiale. La taille de la maille dépend de l'échelle des différentes cartes de base, mais aussi des différents processus implémentés dans le modèle.

4.2. Description du modèle hydrologique distribué WISTOO

Le développement de ce modèle a été réalisé suite au besoin d'un outil d'aide à la protection de la partie sud de la Pologne contre les inondations. Ce besoin a été révélé notamment lors des crues catastrophiques de 1997. Cette région est caractérisée par un mode complexe d'utilisation des terres et des stations hydro-météorologiques et hydrologiques dispersées. La protection de cette région contre les inondations impose :

- l'évaluation quantitative du risque des inondations, incluant la délimitation des zones exposées à des forts débits ;
- le développement d'une stratégie convenable et le choix des actions de protection économiquement justifiées, incluant principalement des traitements qui minimisent les débits de pointe.

Pour répondre à ces objectifs, il était nécessaire de développer un modèle de simulation qui résolve le problème de la transformation pluie-débit à une échelle spatiale adéquate. La clé de la conception de ce modèle réside dans sa structure qui constitue un support de description du débit en liaison avec les caractéristiques physiques du bassin versant.

Le modèle WISTOO décrit en détail certains processus intervenant dans les écoulements, en représentant leurs composantes à l'échelle spatiale adéquate. Ce type de modèle, en plus de son application pratique, aide à l'identification des caractéristiques physiques du bassin versant. Dans les applications pratiques, il est utilisé principalement pour la détermination de l'effet du changement de l'occupation du sol à l'échelle spatio-temporelle sur le débit à l'exutoire.

4.2.1 Structure du modèle

La structure générale du modèle est basée sur la représentation du cycle de l'eau au niveau d'un bassin versant. La schématisation des processus hydrologiques dans le modèle WISTOO est illustrée sur la figure 4.2. La distribution spatiale des paramètres et la réponse hydrologique du bassin sont représentées horizontalement selon une maille carrée régulière et verticalement par une colonne correspondant à chaque maille. Le réseau hydrographique est décrit par la limite vectorielle de la maille.

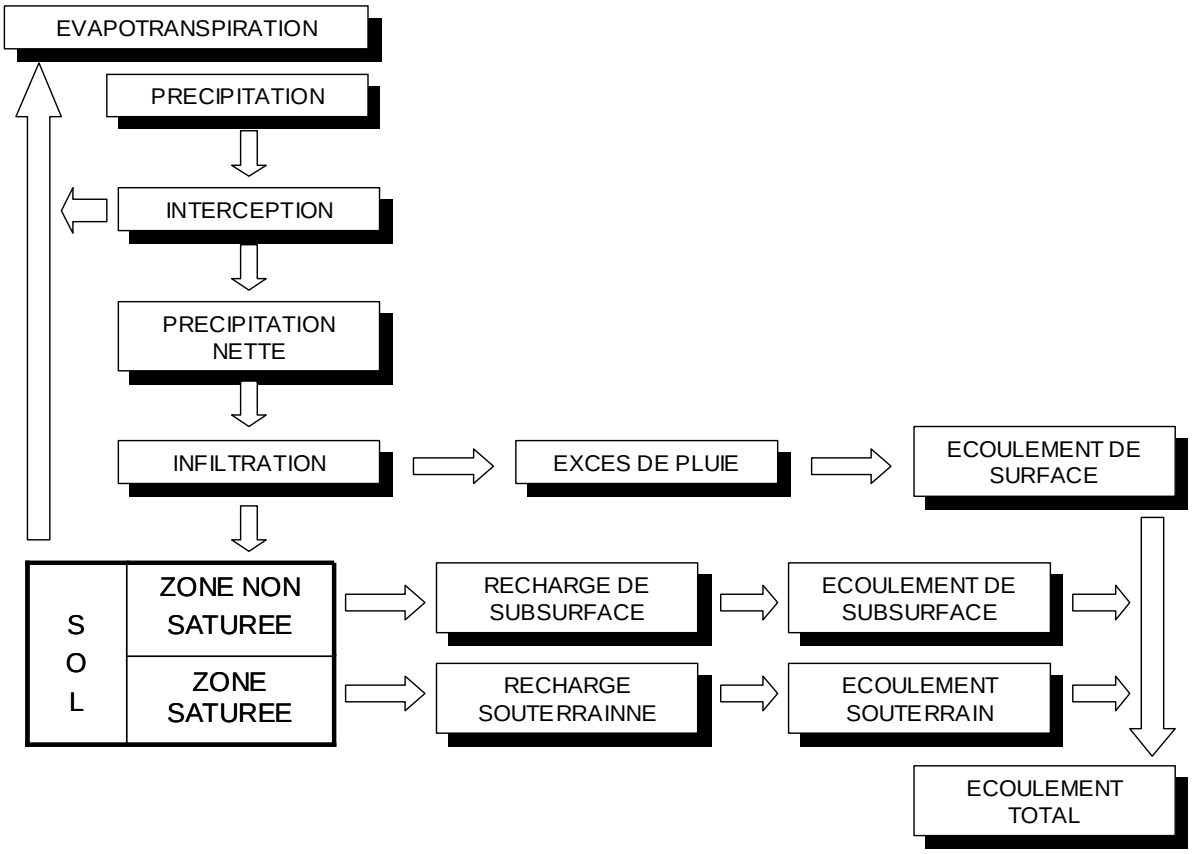


Figure 4.2: Schéma du modèle WISTOO

4.2.2 Spatialisation des données météorologiques dans WISTOO

La distribution spatiale des données météorologiques est un facteur très important dans un modèle hydrologique distribué. Nous entendons par distribution spatiale des données météorologiques l'estimation de la valeur du paramètre météorologique en tous points ou toutes mailles du bassin versant sur la base d'un réseau de stations.

La méthode implémentée dans WISTOO, pour l'interpolation spatiale des données météorologiques est la méthode de pondération selon la distance inverse (IDWA, Inverse Distance Weighted Averaging, en anglais) (figure 4.3). C'est une méthode d'estimation qui détermine les valeurs par une combinaison linéaire des valeurs des points connus. Elle se base sur le principe que l'influence relative d'un point d'observation diminue avec la distance qui le sépare de l'endroit où il faut effectuer une estimation de la même variable. Plus le facteur de puissance utilisé dans cette méthode est élevé, plus la valeur du nœud approche la valeur des points proches. Moins la valeur est élevée, plus les poids auront une distribution uniforme autour des points voisins.

Les facteurs de pondération sont généralement des fractions et leur somme doit impérativement être égale à 1. Quand l'observation coïncide avec le nœud, le facteur de pondération est 1 et le poids des autres est nul.

La fonction de pondération est celle de l'inverse de la distance, élevée par un exposant n :

$$P_i = \frac{\sum_{k=1}^{j}\left(\frac{1}{d_k^n}P_k\right)}{\sum_{k=1}^{j}\frac{1}{d_k^n}} \qquad \textbf{Eq. 4.1}$$

Où : P_i est la valeur estimée au point i, $i = 1, 2, \ldots m$; P_k est la valeur mesurée au point k, $k = 1, 2, \ldots j$; j est le nombre de stations de mesure et d_k la distance entre le point à estimer i et la station de mesure k.

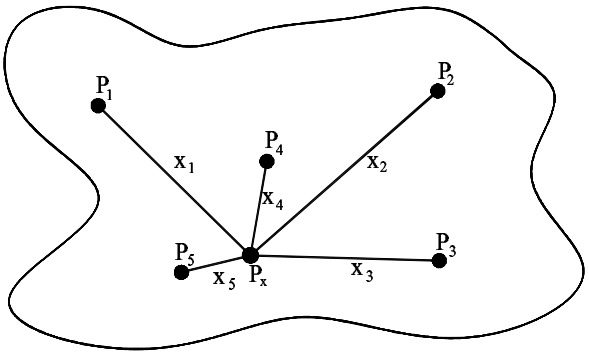


Figure 4.3: Méthode de distance inverse utilisée dans WISTOO
(Ozga-Zielinska, et al., 2002)

La valeur de l'exposant n dépend de la topographie du bassin versant. Elle varie de 1 pour les régions plates, à 3 pour les régions montagneuses où les effets orographiques sont pris en compte au travers de cet exposant. Il dépend aussi de la distance inter-poste.

L'un des problèmes avec cette méthode est la génération de bulles (bull's eye) autour des stations de pluies observées.

Prise en compte du relief dans la spatialisation des précipitations

Dans le cas où nous avons plus d'information permettant d'étudier l'effet de l'altitude sur les précipitations au niveau de la zone d'étude, une courbe de gradient pluviométrique peut être établie. Cette courbe décrit la distribution des précipitations en fonction de l'altitude. Il faut signaler qu'il y a un autre facteur, pouvant influencer ce gradient, qui est l'intensité de la pluie. Pour les épisodes de pluie intense, l'inclinaison de cette courbe est moins prononcée que pour les événements moyens.

Ainsi, la hauteur de précipitation corrigée est calculée par la formule suivante :

$$R_x^{'} = R_x + B\left(H_x^{'} - H_x\right)R_x \qquad \textbf{Eq. 4.2}$$

Où : $R_x^{'}$, [mm], est la hauteur de précipitation corrigée ; R_x, [mm], est la hauteur de précipitation calculée au point considéré par la méthode de distance inverse ; B, [m^{-1}], est le coefficient d'inclinaison de la courbe du gradient pluviométrique ; $H_x^{'}$, [m], est l'altitude corrigée et H_x, [m], l'altitude de la station de mesure.

L'altitude corrigée $H_x^{'}$ est liée à l'altitude de la station de mesure. Sa valeur est constante pour certaines stations de mesure et peut être évaluée par la méthode de distance inverse en utilisant comme paramètre l'altitude de la station de mesure.

Le coefficient d'inclinaison de la courbe de gradient pluviométrique peut être calculé de la façon suivante :

$$B = \frac{R_i - R_{i+1}}{\left(H_i - H_{i+1}\right) R_i} \qquad \textbf{Eq. 4.3}$$

Où : R_i et R_{i+1}, [mm], sont les hauteurs de pluie enregistrées respectivement au niveau de la station la plus basse et la plus haute du bassin versant et H_i et H_{i+1}, [m], sont les altitudes, au-dessus du niveau de la mer, respectivement de la station la plus haute et la plus basse du bassin versant.

La même méthodologie peut être appliquée pour spatialiser les autres paramètres météorologiques (vitesse du vent, température de l'air, humidité relative de l'air), s'ils sont disponibles. La pression atmosphérique et la radiation solaire (qui dépend beaucoup de l'exposition) sont supposées homogènes sur le bassin versant.

4.2.3 Description des processus modélisés par WISTOO

a. Bilan vertical

Dans le modèle WISTOO, l'unité de simulation du bilan hydrologique correspond à une maille carrée. Le bilan vertical est schématisé selon la figure 4.4. Le réservoir sol est composé en trois couches qui sont considérées comme les horizons du sol. De la surface vers la nappe : la zone racinaire, la zone non saturée et la zone saturée. Ces conceptualisations sont des simplifications des processus d'interactions entre la végétation, le sol, la nappe et les processus associés (l'évapotranspiration, l'infiltration et le drainage). Le flux d'eau vertical vers la nappe peut se produire dans la zone de drainage par gravité quand le sol atteint sa capacité au champ.

La couche A est relativement mince (10 à 20 cm). Elle contrôle le ruissellement de surface. La couche B est une couche de transition entre la couche de surface et la couche C. Cette couche devrait être habituellement non saturée et contrôler l'écoulement de subsurface (écoulement du sol).

Le modèle calcule le bilan vertical pour simuler la teneur en eau du sol à l'intérieur de la maille. Les entrées d'une maille sont : la précipitation, l'écoulement de base et le ruissellement provenant de la maille amont. Les sorties de la maille sont : l'évapotranspiration, l'écoulement de base et le ruissellement vers la maille aval. Le ruissellement de surface en provenance de l'amont s'infiltre si la maille n'est pas saturée.

Lorsque le bilan vertical est effectué au niveau d'une maille, les divers écoulements qui s'y produisent sont transférés de maille à maille selon un trajet défini par l'orientation de chacune de ces mailles, jusqu'à la première maille traversée par un cours d'eau.

Le modèle est composé de plusieurs sous modèles pour calculer :

- l'interception, l'évaporation et l'évapotranspiration,
- l'infiltration,
- l'écoulement de surface et l'écoulement de subsurface,
- l'écoulement en zone saturée,
- l'écoulement dans le réseau de drainage.

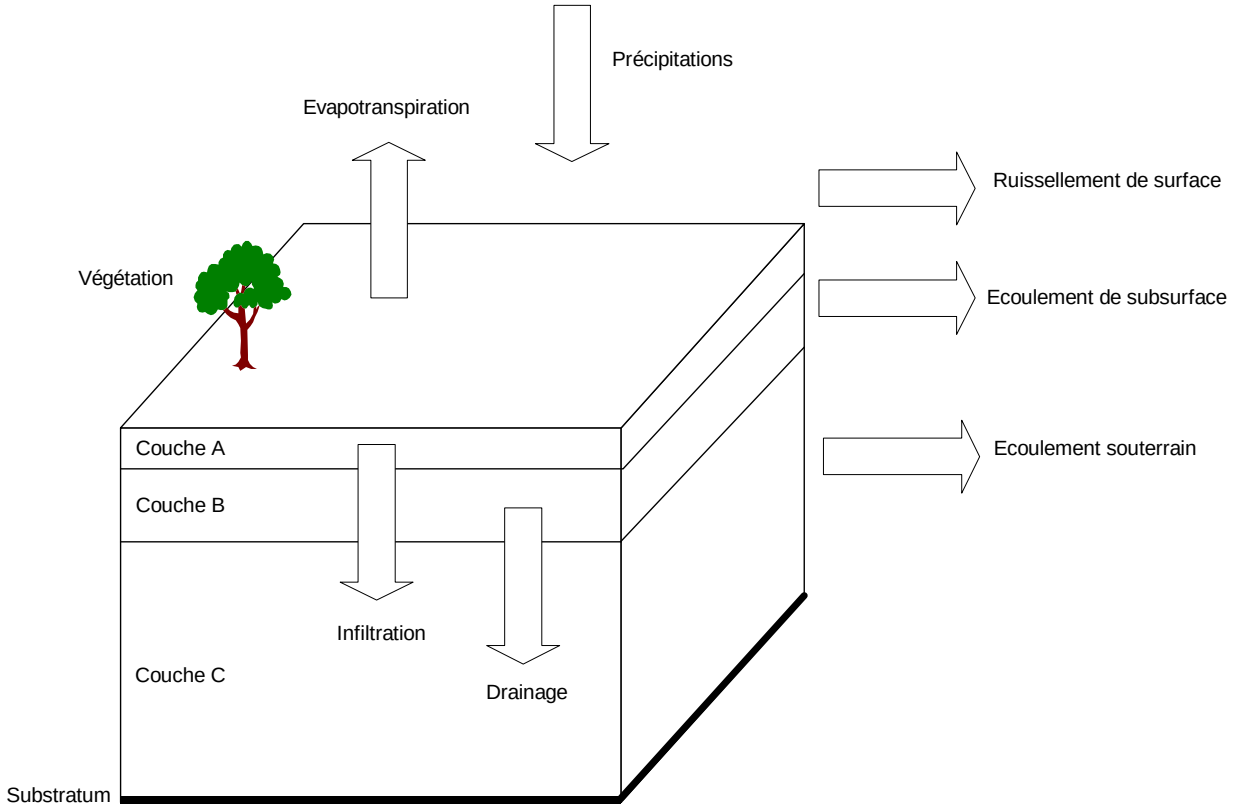


Figure 4.4 : Bilan vertical en trois couches à l'échelle de la maille carrée utilisé dans WISTOO

L'approche par différences finies est utilisée pour résoudre la combinaison des équations aux dérivées partielles de la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie qui décrit l'écoulement de surface et l'écoulement de la nappe.

Les équations de base des processus modélisés sont données dans les paragraphes suivants.

b. Interception

Le sous modèle d'interception calcule le stockage de l'eau dans le couvert végétal. Le modèle de Rutter (Rutter et al., 1971) est utilisé :

$$\frac{dc}{dt} = (1-p)R - E_p \frac{c}{s} \text{ si } c < s \qquad \textbf{Eq. 4.4}$$

$$\frac{dc}{dt} = (1-p)R - E_p - D_0 e^{b(c-s)} \text{ si } c \geq s \qquad \textbf{Eq. 4.5}$$

Où : c, [mm], est la hauteur d'eau sur les feuilles ; p, [sans unité], est le coefficient de séparation qui définit la part de la pluie qui atteint directement la surface du sol sans interception par la végétation ; R, [mm/min], est l'intensité de la pluie ; E_p, [mm/min], est l'évapotranspiration potentielle ; s, [mm], est la capacité de stockage des feuilles, elle est définie comme la hauteur minimale de l'eau nécessaire pour mouiller toutes les surfaces des feuilles ; D_0, [mm/min] et b, [mm^{-1}], sont des paramètres de drainage ; e est le logarithme népérien et t le temps.

La précipitation nette est calculée par la relation :

$$R_{nette} = pR \text{ si } c \leq s \qquad \textbf{Eq. 4.6}$$

$$R_{nette} = R \text{ si } c > s \qquad \textbf{Eq. 4.7}$$

Où : R_{nette}, [mm/min], est la précipitation nette.

c. Evaporation

Le processus d'évaporation est pris en compte lorsqu'il y a de l'eau dans le sol et après un événement pluvieux. La hauteur d'eau sur les feuilles est calculée par :

$$C_t = c_0 + \left[(1-p)R - \frac{c_0}{s} E_p \right] \Delta t \qquad \textbf{Eq. 4.8}$$

Où : C_t, [mm], est la hauteur d'eau sur les feuilles au pas de temps t et c_0, [mm], la hauteur d'eau sur les feuilles au pas de temps $t-1$.

Pour les événements précoces et tardifs (d'avril jusqu'à octobre), la capacité de stockage et le coefficient de séparation sont indépendants des plantes et prennent les valeurs arbitraires suivantes : $s = 0.1\ mm$ et $p = 0,05$.

d. Evapotranspiration

Le sous modèle d'évapotranspiration calcule l'évapotranspiration réelle et la traduit comme une perte correspondante au prélèvement de l'eau dans la zone non saturée par la transpiration et l'activité racinaire. Le modèle utilisé dans WISTOO est l'équation de Penman-Monteith, (Monteith, 1965) :

$$E_a = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \dfrac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\lambda \left[\Delta + \gamma \left(1 + \dfrac{r_c}{r_a} \right) \right]} \qquad \textbf{Eq. 4.9}$$

Où : E_a, [mm], est l'évapotranspiration réelle ; Δ, [hPa/K], est la vitesse d'augmentation de la pression de vapeur à saturation selon la température de l'air ; R_n, [W/m²], est la radiation solaire nette ; G, [W/m²], est le flux de chaleur par conduction dans le sol ; ρ est la densité de l'air ; c_p est la chaleur spécifique de l'air à la pression constante ; $\rho\, c_p$, [J/m³K] ; $(e_s - e_a)$, [hPa], représente le déficit de la pression de vapeur ; r_a, [s/m], est la résistance aérodynamique de transport de vapeur d'eau ; γ, [hPa/K], est la constante psychrométrique ; λ, [J/kg], est la chaleur latente de la vapeur d'eau et r_c, [s/m], la résistance stomatique de la végétation.

L'évapotranspiration potentielle E_p est calculée en prenant r_c nulle. La valeur de r_c peut être évaluée par l'équation suivante :

$$r_c = a_a + \frac{b_a}{R_n + c_a} \qquad \textbf{Eq. 4.10}$$

Où : a_a, [s/m], b_a, [sW/m³], et c_a, [W/m²], sont des coefficients empiriques déterminés à travers l'expérimentation sur deux types de végétation (forêt et cultures).

La résistance aérodynamique est déterminée par la formule de Stigter (1980) :

$$r_a = 8,06 \frac{\left[\ln\left(\frac{z_v - D_k}{z_0}\right)\right]^2}{1 + 0,864\, v_w} \qquad \textbf{Eq. 4.11}$$

Où : z_v, [m], est l'altitude à laquelle la vitesse du vent est mesurée ; D_k, [m], est la hauteur de référence météorologique, $D_k = 0,63\, h_r$; z_0, [m], est la longueur de rugosité pour la culture couvrante, $z_0 = 0,13\, h_r$; h_r, [m], est la hauteur moyenne des plantes et v_w, [m/s], vitesse du vent.

La procédure de calcul est initiée si nous disposons de données d'entrée suffisantes telles que : la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et la radiation solaire. Cette dernière peut être remplacée par les valeurs de nébulosité. Souvent ces données sont indisponibles, dans ce cas nous introduisons simplement, dans le modèle, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle mensuelle calculée dans une station proche de notre bassin versant. Dans notre cas, nous avons utilisé l'évapotranspiration potentielle mensuelle calculée par la méthode de Penman-Monteith au niveau de la station de Lyon-Bron de Météo-France.

e. Infiltration

Le processus d'infiltration représente la percolation d'une partie de la précipitation nette à travers la surface du sol et son déplacement dans ce dernier. C'est le processus le plus important dans tous les modèles de transformation pluie-débit. Il conditionne la séparation quantitative de la pluie nette en : écoulement de surface, écoulement de subsurface et écoulement souterrain.

Dans WISTOO, le modèle d'infiltration de Green et Ampt, (1911) est utilisé, qui est une simplification des équations de Richards. Il résulte de la combinaison de la loi de Darcy pour des

sols non saturés et de la conservation de la masse. Il est basé sur la présence d'un front d'humidification, où règne à tout instant une succion donnée (figure 4.5) et qui peut être décrit par deux variables : la localisation z et l'humidité volumique Θ. Ce modèle inclut les paramètres hydrodynamiques du sol tels que les charges hydrauliques totales au niveau du front d'humidification et en surface. Une des hypothèses de ce modèle stipule que la teneur en eau de la zone de transmission est uniforme. La vitesse d'infiltration $i(t)$ résulte alors du produit de la variation de teneur en eau et de la profondeur d'humidification.

$$i(t) = K\,S_h = K\left(1 + \frac{h_w + h_k}{z}\right) \qquad \textbf{Eq. 4.12}$$

Où : $i(t)$, [m/s], est la vitesse d'infiltration ; K, [m/s], est la conductivité hydraulique du sol ; S_h, [sans unité], est le gradient hydraulique ; h_w, [m], est la charge de pression en surface ; h_k, [m], est la charge de pression au front d'humidification et z, [m], la profondeur atteinte par le front d'humidification.

La conductivité hydraulique est estimée par la formule :

$$K(\Theta) = K_0\left(\frac{\Theta - \Theta_s}{\Theta_0 - \Theta_s}\right)^v \qquad \textbf{Eq. 4.13}$$

Où : K_0, [m/s], est la conductivité hydraulique du sol à saturation ; Θ, Θ_s et Θ_0, [m^3/m^3], sont les humidités volumiques respectivement du sol, résiduelle et à saturation et v, , [sans unité], un paramètre de forme qui dépend de type de sol : $v \in [3\ ;\ 4]$, dans le modèle WISTOO $v = 3{,}5$.

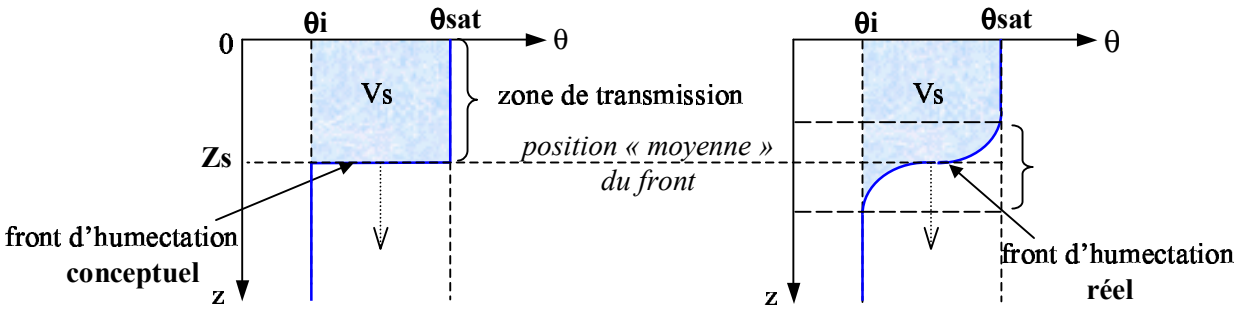


Figure 4.5 : Schématisation du processus de l'infiltration selon Green et Ampt
(Musy et Soutter, 1991)

Dans la réalité, l'écoulement total au niveau d'un bassin versant est la somme des écoulements provenant de trois couches : surface, zone non saturée (subsurface) et zone saturée. Dans le modèle WISTOO, la zone non saturée est divisée en deux sous couches : sol et sous-sol. Chaque couche possède des caractéristiques définies : humidité, paramètres hydrodynamiques, épaisseur. Cette solution est adoptée car dans les modèles d'infiltration, la théorie de diffusion est le plus souvent utilisée. Ainsi, WISTOO permet de calculer les échanges d'eau dans l'inter-couches.

Le flux d'eau q entre deux points peut être exprimé par la loi de Darcy :

$$q_f(z,t) = -K(\Psi)\left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1\right) \qquad \textbf{Eq. 4.14}$$

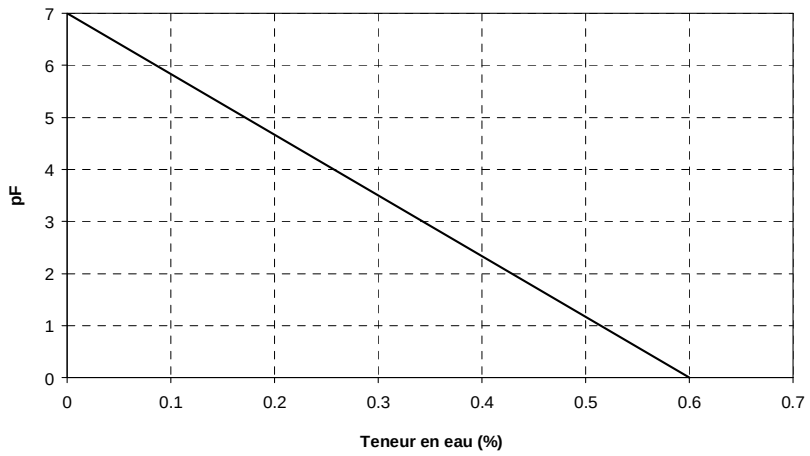
Où : q_f, [m/min], est le flux d'eau ; K, [m/min], est la conductivité hydraulique ; Ψ, [m], le potentiel hydrique du sol et z, [m], la distance.

Le flux est positif vers le bas, négatif vers le haut. Cette expression fait intervenir la gravité en plus des forces de succion matricielle (terme $\frac{\partial \Psi}{\partial z}$).

Il est nécessaire de connaître les lois $K(\Psi)$ et $\Psi(\Theta)$ de chaque couche de sol. La tension de succion du sol peut être exprimée en unités de pression ou en hauteur d'eau. Les pédologues emploient volontiers une unité particulière, le pF, qui est le logarithme de la pression négative Ψ exprimée en cm d'eau :

$$pF = \log(-\Psi) \qquad \textbf{Eq. 4.15}$$

Dans le modèle WISTOO, une représentation linéaire simplifiée de cette dernière relation est utilisée avec une valeur nulle pour une humidité égale à la porosité et une valeur maximale pour un sol sec (figure 4.6).



N. B. : Une pression de succion de 1 atmosphère (1013 hPa) correspond à un pF de 3.

Figure 4.6 : Relation linéaire entre la pression de succion exprimée en pF et la teneur en eau (Ozga-Zielinska, et al., 2002)

La vitesse d'infiltration est définie par :

$$i(t) = K\left(\frac{\Psi_g - \Psi_d}{z} + 1 + \frac{h_w}{z}\right) \qquad \textbf{Eq. 4.16}$$

Où : Ψ_g, [cm], est le potentiel hydrique de la couche supérieure et Ψ_d, [cm], le potentiel hydrique de la couche inférieure.

L'imposition d'une différence de potentiel entre le sol et le sous-sol, au lieu d'une charge capillaire, permet un contrôle automatique du processus d'infiltration. Le mouvement de l'eau dans la nouvelle formule dépend de degré d'humidité de la couche inférieure. Quand le degré

d'humidité de la couche supérieure diminue par rapport à la couche inférieure, le gradient hydraulique diminue et par conséquent la vitesse d'infiltration diminue. Quand la différence d'humidité entre les deux couches est importante, le mouvement de l'eau dans les couches du sol s'arrête lorsque le gradient d'humidité diminue. Dans cette condition, le taux d'infiltration est négatif, ce qui signifie que le transfert d'humidité se fait de la couche inférieure (sous-sol) vers la couche supérieure (sol).

La déconnexion entre la couche du sol et du sous-sol, due à une conductivité hydraulique du sol importante, cause un assèchement de la couche du sol. Durant les longues périodes sèches, l'humidité peut atteindre des valeurs voisines du point de flétrissement des plantes.

f. Conditions de genèse des écoulements dans le modèle WISTOO

Les écoulements de surface et de subsurface se produisent lorsque l'apport d'eau dépasse la capacité d'infiltration du sol. L'écoulement commence quand $i<R$ (où i est le taux d'infiltration et R l'intensité des précipitations). L'excès ($R-i$) constitue une entrée pour les sous modèles des écoulements de surface et de subsurface. L'écoulement de subsurface se produit lorsque le front d'humidification dépasse la couche de surface du sol. La vitesse de l'eau dans cette couche dépend aussi de la hauteur d'eau h_w. Cette hauteur est déterminée pour le sous modèle de l'écoulement de subsurface en prenant en compte le coefficient de filtration μ.

A chaque pas de temps, le bilan d'humidité dans le sol et le sous-sol est calculé. Le surplus dans chaque couche est égale à :

$$V = R\Delta t \qquad \textbf{Eq. 4.17}$$

Le volume total est égale à :

$$V = \sum_{i=1}^{3} v_i \ \Delta t \, \Delta\Theta_i = \sum_{i=1}^{3} z_i \ \Delta\Theta_i \qquad \textbf{Eq. 4.18}$$

Où $\Delta\Theta_i$, [sans unité], est la plage de variation du front d'humidification.

La vitesse réelle d'évolution du front d'humidification est égale à :

$$v_i = \frac{K\left(\Theta_i\right) - K\left(\Theta_{i-1}\right)}{\Theta_i - \Theta_{i-1}} \qquad \textbf{Eq. 4.19}$$

Les sorties du modèle sont : l'excès de pluie et les valeurs d'entrée pour les écoulements de subsurface et souterrain.

Il est important de déterminer les conditions initiales du bassin versant c'est à dire son état hydrique. Dans WISTOO, nous supposons que l'écoulement dans la rivière est le résultat du drainage du réservoir nappe.

$$Q_s = \sum_{i=1}^{n_z} F_i \ Rg_i = \sum_{i=1}^{n_z} F_i \ Rp_i \qquad \textbf{Eq. 4.20}$$

Où : Q_s est l'écoulement souterrain à l'exutoire du bassin ; F_i est la surface de la maille ; Rg_i est l'apport d'eau souterraine d'une maille ; Rp_i et l'apport d'eau du sol d'une maille et n_z le nombre d'éléments participant à la production d'un écoulement souterrain.

La détermination de la distribution de l'humidité initiale démarre au niveau de la couche du sol en mode itératif. La condition initiale est fixée de façon à ce que l'humidité dans chaque maille soit égale à la porosité (humidité volumique à saturation). Le processus d'itération est lancé lorsque le volume d'eau, produit par le réservoir nappe, est proche de l'écoulement dans le bassin. Une procédure similaire est utilisée pour déterminer la distribution de l'humidité dans le sol. Le bilan des débits entrant et sortant de la couche du sol est évalué au niveau de chaque maille.

g. Ecoulements de surface et de subsurface

L'écoulement de surface correspond à la partie de la pluie qui ruisselle sur la surface du sol. Le processus d'écoulement de subsurface décrit le mouvement horizontal de l'eau dans la zone non saturée. Il est à l'origine d'un excès d'eau au niveau de cette zone. Ce phénomène résulte d'un gradient hydraulique entre les couches du sol et du sous-sol car la conductivité hydraulique du sol est deux ordres de grandeur plus grande que celle du sous-sol en règle générale.

Les écoulements de surface et de subsurface sont simulés selon l'approximation basée sur le modèle de l'onde cinématique à deux dimensions.

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial t} = R_E \qquad \textbf{Eq. 4.21}$$

$$q = \alpha_k \, R_h^N \qquad \textbf{Eq. 4.22}$$

Où : q, [m/s], est le débit par unité de largeur ; R_h, [m], est le rayon hydraulique ; R_E, [m/s], est l'excès de la pluie ; t, [s], est le temps ; x et y sont les directions ; α_k et N les coefficients de l'onde cinématique.

Dans le modèle WISTOO, les paramètres sont fixés comme pour un écoulement turbulent s'accordant avec la théorie de Manning :

$$\alpha_k = \frac{\sqrt{S_z}}{n_h} \qquad \textbf{Eq. 4.23}$$

$$N = \frac{5}{3} \qquad \textbf{Eq. 4.24}$$

Où : S_z, [sans unité], est la pente du terrain et n_h, [$m^{-1/3}$], le coefficient de rugosité de Manning.

Nous supposons que l'échange d'eau, entre les mailles, se produit au niveau de frontières communes (figure 4.7). Le schéma implicite de Preismann est utilisé pour résoudre cette équation. Les dérivées partielles s'écrivent de la façon suivante :

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} \approx \beta \frac{q_4^{i+1} - q_2^{i+1}}{\Delta x} + (1-\beta)\frac{q_4^i - q_2^i}{\Delta x} \qquad \textbf{Eq. 4.25}$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial y} \approx \beta \frac{q_1^{i+1} - q_3^{i+1}}{\Delta y} + (1-\beta)\frac{q_1^i - q_1^i}{\Delta y} \qquad \textbf{Eq. 4.26}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} \approx \frac{h_{śr}^{i+1} - h_{śr}^i}{\Delta t} \qquad \textbf{Eq. 4.27}$$

$$R_E = \sigma R_E^{i+1} + (1-\sigma) R_E^i \qquad \textbf{Eq. 4.28}$$

Où : σ est un coefficient de pondération [0,5 ; 1,0] et R_E, [mm/s], l'excès de la pluie ou flux de subsurface.

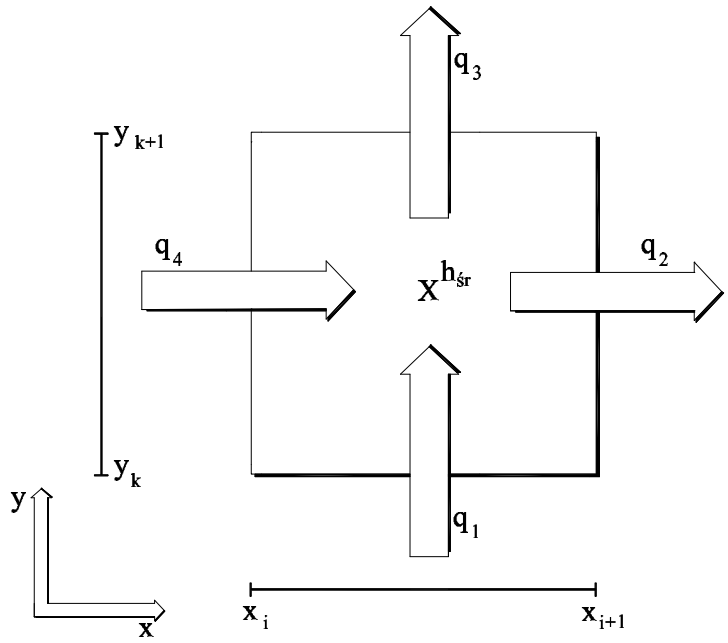


Figure 4.7 : Représentation schématique du flux d'eau de surface utilisé dans WISTOO (Ozga-Zielinska, et al., 2002)

En développant l'équation 4.21 par $h_{śr}^{i+1}$ et en supposant que Δx est égale à Δy, nous obtenons l'équation non linéaire suivante :

$$a\, h_{śr}^{5/3} + b\, h_{śr} + c = 0 \qquad \textbf{Eq. 4.29}$$

Où : $a = -\frac{\alpha\sigma}{\Delta x}$; $b = \frac{1}{\Delta t}$; $c = \frac{\sigma q_d^{i+1}}{\Delta x} + \frac{(1-\sigma)(q_d^i - q_0^i)}{\Delta x} - \frac{h_{śr}^i}{\Delta t} - \sigma R_E^{i+1} - (1-\sigma) R_E^i$; q_d est le débit total entrant dans la maille et q_0 est le débit total sortant de la maille.

La méthode de Newton-Raphson est utilisée pour résoudre l'équation 4.29, où la valeur de $h_{śr}^{i+1}$ est calculée par la relation :

$$h_{śr}^{i+1} = h_0^i + \Delta h \qquad \textbf{Eq. 4.30}$$

Où : $\Delta h = -\dfrac{f\left(h_{sr}\right)}{f\left(h_0\right)}$ et h_0 la hauteur d'eau au pas de temps précédent.

Deux schémas numériques sont utilisés pour résoudre ces équations : pour l'écoulement de surface et l'écoulement de subsurface. Si la vitesse de l'écoulement de base atteint la capacité du sol pour transférer l'eau, la saturation de surface est alors atteinte. La pluie tombe alors sur la surface saturée et ruisselle en surface. L'exfiltration devient possible. Le ruissellement peut donc être généré aussi par ces flux de surface qui dépassent la capacité d'infiltration. L'intensité de la pluie et les caractéristiques d'infiltration sont supposées uniformes dans chaque maille, mais peuvent varier d'une maille à l'autre.

Dans le modèle WISTOO, ce problème est réglé par la détermination de l'alimentation maximale qui ne dépassera pas la capacité du sol en un pas de temps. La hauteur d'eau transformée est calculée en fonction de la profondeur du sol et le coefficient de filtration μ par l'équation suivante :

$$R_{gr} = \frac{\left(q_{gr}^{j} - q_{d}^{j}\right)\sigma + \left(q_{0}^{j-1} - q_{d}^{j-1}\right)(1-\sigma)}{\Delta x\,\sigma} + \frac{H_g\,\mu - h_{sr}^{j-1}}{\Delta t\,\sigma} - \frac{(1-\sigma)\,R_E^{j-1}}{\sigma} \qquad \textbf{Eq. 4.31}$$

Où : q_{gr} est le débit maximum sortant de la maille calculé en fonction de la profondeur de la couche du sol H_g et le coefficient de filtration μ.

L'écoulement de l'eau en surface et dans la zone non saturée peut rencontrer des obstacles et différents types de sol. Par exemple, quand l'écoulement passe d'une zone imperméable à une surface naturelle le processus d'infiltration se déclenche. Dans ce cas un lien entre l'écoulement et l'infiltration se met en place. En général, la détermination de la capacité d'infiltration du sol dans chaque maille résoud ce problème. Quand l'alimentation est inférieure à la capacité d'infiltration, qu'il y a de l'eau en surface, une partie de cette eau est alors prise. La partie de l'eau ainsi prise est calculée à partir de l'équilibre en supposant que le débit sortant de la maille au pas de temps t_j est égale à zéro. Nous avons alors :

$$R_w = \frac{-q_d^{j}\,\sigma + \left(q_0^{j-1} - q_d^{j-1}\right)(1-\sigma)}{\Delta x\,\sigma} - \frac{h_{sr}^{j-1}}{\Delta t\,\sigma} - \frac{(1-\sigma)\,R_E^{j-1}}{\sigma} \qquad \textbf{Eq. 4.32}$$

Calculée par l'équation 4.32, la profondeur d'infiltration du sol constitue une entrée pour le processus d'infiltration. Quand la profondeur totale (d'alimentation R et d'infiltration R_w) dépasse la capacité d'infiltration de la couche, seulement la partie d'eau nécessaire pour compenser le bilan, résultante du potentiel d'infiltration, est prise en compte. L'intensité d'infiltration est la partie négative de l'équation décrivant le processus de transformation des écoulements de surface et de subsurface.

h. Ecoulement en zone saturée

Le sous modèle de la zone saturée détermine les flux d'eau dans la nappe. Dans WISTOO, ce sous modèle de l'écoulement souterrain est simplifié. La nappe est représentée par un seul

réservoir dont la surface est égale à celle du bassin versant et la largeur est égale à la longueur totale du réseau hydrographique du bassin.

L'écoulement total depuis ce réservoir est égal à l'écoulement du bassin au temps t_0, c'est à dire depuis le lancement de la simulation. L'alimentation latérale du réseau de drainage est proportionnelle à la longueur de la rivière. L'écoulement souterrain à l'exutoire du bassin est la somme des écoulements partiels de toutes les mailles.

Ainsi, la solution adoptée, pour quantifier l'écoulement souterrain q_g, permet de simplifier la procédure compliquée de calcul à la formule suivante :

$$q_g = K_f \, h_g \, S_{gr} \qquad \textbf{Eq. 4.33}$$

Où : K_f, [m/s], est le coefficient de filtration ; h_g, [m], est la profondeur du réservoir nappe et S_{gr}, [sans unité], la pente moyenne du bassin versant.

L'écoulement souterrain, généré par une seule maille, est donné par la formule suivante :

$$q_i = \frac{q_g}{N_z} \qquad \textbf{Eq. 4.34}$$

Où : q_i est le flux d'eau souterraine pour une maille et N_z le nombre totale de mailles du réseau de drainage.

L'alimentation du réservoir souterrain est déterminée à partir de la relation :

$$h_g^{j+1} = 1 - \frac{L_r \, K_f \, S_{gr} \, \Delta t}{\mu \, F_g} \, h_g^i + \frac{R_g \, \Delta t}{\mu} \qquad \textbf{Eq. 4.35}$$

Où : L_r, [m], est la longueur totale du réseau de drainage ; F_g, [m²], est la surface d'alimentation du réservoir nappe et R_g, [m/s], l'alimentation moyenne, du réservoir nappe, par la zone non saturée.

Les conditions initiales du modèle sont déterminées à partir du débit de base à l'exutoire du bassin.

i. Ecoulement dans le réseau de drainage

L'écoulement total dans le cours d'eau (composé de l'écoulement de surface, l'écoulement de subsurface et l'écoulement souterrain) est modélisé par l'équation de l'onde cinématique à une dimension :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = q_b \qquad \textbf{Eq. 4.36}$$

La formule de Manning-Strickler est également utilisée et les équations sont résolues par différences finies à partir des variables d'entrée suivantes : coordonnées et altitudes des extrémités des biefs, de même que les longueurs, les largeurs et les coefficients de Manning associés à ces biefs.

$$Q = \alpha_k \, R_h^{N-1} \, F \qquad \textbf{Eq. 4.37}$$

Où : Q, [m³/s], est le débit ; R_h, [m], est le rayon hydraulique ; $F(x)$, [m²], est la surface traversée par le flux et α_k et N les coefficients de l'onde cinématique.

La section du cours d'eau est rectangulaire et sa largeur est égale à celle de la taille de la maille. L'écoulement latéral est la somme des écoulements de surface, de subsurface et souterrain. Les conditions initiales sont déterminées par l'écoulement provenant de la zone saturée.

Pour résumer, nous pouvons dire qu'actuellement le modèle WISTOO dispose de 7 sous-modèles pour modéliser les processus hydrologiques dans le bassin. Le tableau 4.1 résume ces sous-modèles.

Tableau 4.1 : Sous-modèles disponibles dans WISTOO

	Sous-processus hydrologiques	Algorithmes
1	Interpolation des données pluies	Méthode de distance inverse
2	Interception	Modèle de Rutter
3	Evapotranspiration	Penman-Monteith
4	Bilan d'eau vertical	Bilan vertical à trois couches
5	Infiltration	Modèle d'infiltration de Green et Ampt
6	Ecoulement sur les versants du bassin	Onde cinématique
7	Ecoulement dans le réseau hydrographique	Onde cinématique

Les 5 premiers sous-modèles peuvent être considérés comme des descripteurs du processus vertical (la fonction de production) et les 2 derniers sont construits pour modéliser le processus latéral (la fonction de transfert).

4.3 Conclusion

Nous avons vu dans ce chapitre les éléments fondateurs du modèle WISTOO. C'est un modèle hydrologique distribué dont les processus sont simulés sur des mailles carrées. Il tient compte de la variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, des types de sols et des variables météorologiques à l'intérieur du bassin versant.

Dans le chapitre qui suit nous allons voir l'implémentation de ce modèle sur le bassin de l'Yzeron et bien évidemment la détermination des variables d'entrée, des paramètres et des conditions initiales nécessaires au fonctionnement du modèle.

----------oOo----------

CHAPITRE 5 : IMPLEMENTATION DE WISTOO SUR LE BASSIN DE L'YZERON

CHAPITRE 5 : IMPLEMENTATION DE WISTOO SUR LE BASSIN DE L'YZERON

5.1 Mise en œuvre du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron

L'implémentation de WISTOO sur le bassin de l'Yzeron s'est effectuée en 2004, dans le cadre du projet EcoNet n°08157VL intitulé "Simulation de l'effet de barrages secs sur la régulation des crues d'un bassin versant" qui s'est déroulé de 2004 à 2005 inclus et dont le responsable était C. Poulard (Cemagref de Lyon, Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique). Le but de ce projet était d'évaluer l'efficacité de la combinaison de retenues sèches en vallées et la création de lits majeurs inondables à partir de la modélisation et sur un cas réel d'implantation. C'est un projet trilatéral (France : Cemagref de Lyon, Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique, Slovénie : Université de Ljubljana - Faculty of Civil and Geodetic Engineering et Pologne : Université Polytechnique de Cracovie - Institute for Water Resources and Water Engineering) financé par le Ministère des Affaires Etrangères Français.

L'objectif à court terme de cette modélisation était de mieux comprendre les mécanismes de genèse de crues dans le bassin de l'Yzeron. A long terme, il s'agissait d'étudier son évolution sous différents scénarios.

5.1.1 Préparation des données

La préparation des données de base a été effectuée par une collaboratrice polonaise de l'Université Polytechnique de Cracovie (Beata BAZIAK). Ce travail a débuté dès 2003, avec une mission de Melle Baziak dans le cadre du projet Polonium (2001-2003, financé lui aussi par le Ministère des Affaires Etrangères Français). Les données ont été préparées lors d'un séjour de 1 mois et demi (mi-octobre et novembre 2003) au Cemagref de Lyon à l'Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique. Cette étape s'est poursuivie conjointement tout au long de 2004 et a duré en tout 8 mois en raison du nombre important de couches de base à préparer dans un format spécifique au modèle. Il faut signaler que les différentes couches thématiques ont été préparées en utilisant les logiciels ArcView 3.2 et IDRISI.

Un séjour de 3 jours pour Pascal BREIL et de 16 jours pour moi en mai 2004 à l'Université Polytechnique de Cracovie a permis de discuter avec le concepteur du modèle (Wiesław GĄDEK) sur la structure de WISTOO et les différents processus pris en compte dans la modélisation. Cela était aussi l'occasion de présenter les données de base et de terminer leur mise en forme pour leur intégration dans WISTOO. Enfin, un séjour de 23 jours en novembre 2004 m'a permis de terminer l'implémentation et de travailler sur une première version du modèle WISTOO.

Les tableaux I.6 et I.7 de l'annexe I donnent les bilans des échanges effectués par les différents partenaires dans le cadre du projet EcoNet respectivement en 2004 et 2005.

La première étape dans l'implémentation du modèle WISTOO est la description de la géométrie du système (bassin de l'Yzeron) et de la surface. Un modèle numérique de terrain de 12*12 m de résolution a été généré à partir des courbes de niveaux de la BD TOPO de l'IGN (équidistance de 10 m). A partir de ce MNT et du réseau hydrographique, numérisé à partir des cartes topographiques de la BD SCAN 25, une orientation d'écoulement a été calculée pour chacune des mailles de la grille (figure 5.1). En remontant les orientations de chacune des mailles depuis

l'exutoire du bassin, nous identifions les mailles qui se jettent directement dans la maille contenant l'exutoire et donc le bassin versant pour chaque tronçon de cours d'eau. Nous avons extrait aussi, toujours à partir du MNA, les paramètres physiques (orientations, pentes) du bassin de l'Yzeron.

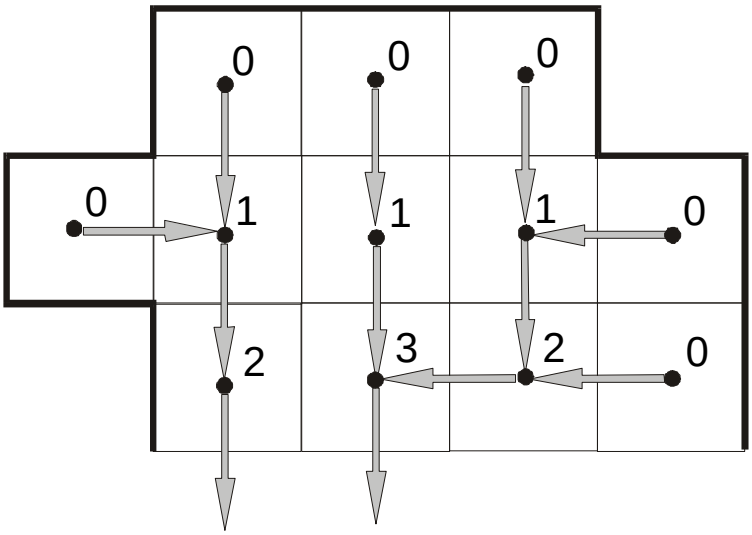


Figure 5.1 : Schéma du réseau de drainage dans WISTOO
(Ozga-Zielinska et al., 2002)

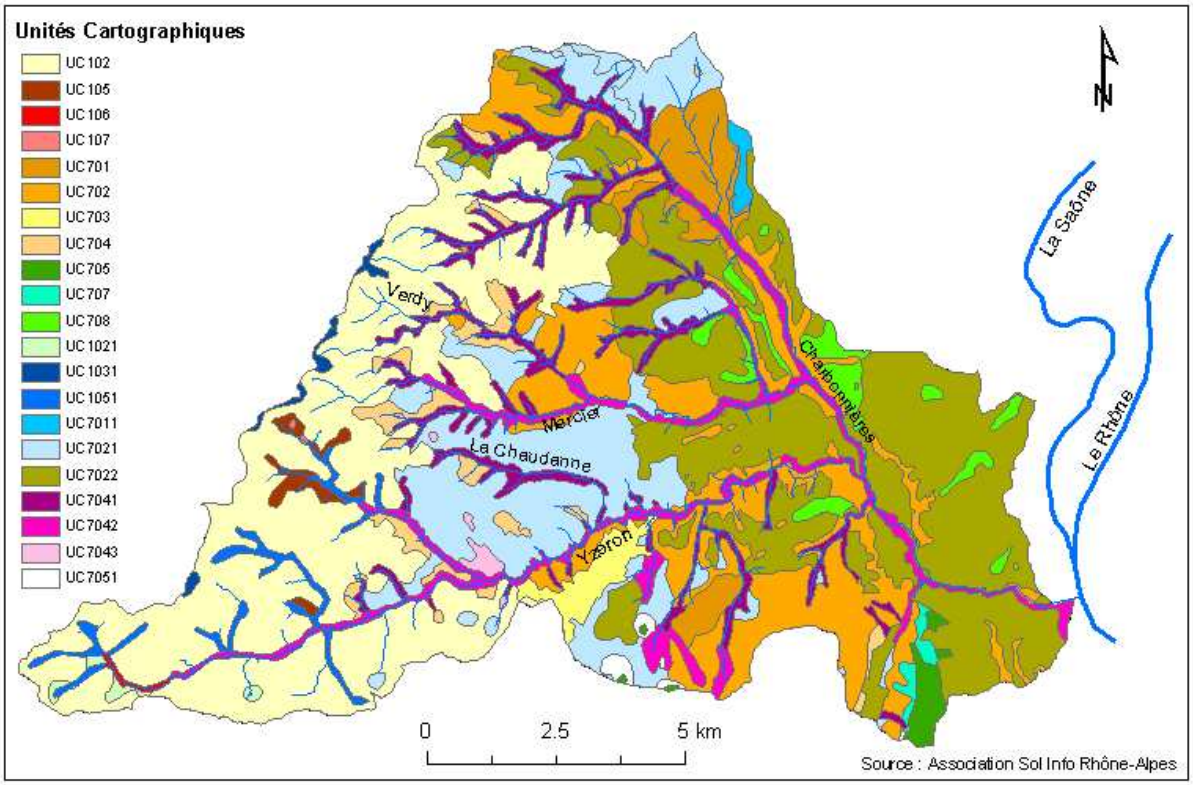
La deuxième grande étape de l'implémentation consiste à déterminer les propriétés physiques du sol (conductivité hydraulique et teneur en eau à saturation). Cette étape a été un peu fastidieuse étant donné le manque d'informations au niveau des données de base dont nous disposons. Ce problème est de plus systématique en zones urbaines. Etant donné la structure du réservoir sol, en trois couches, du modèle WISTOO, ce type d'information s'est avéré essentiel. Nous avons donc déterminé les types de sol au niveau des zones urbaines en se basant sur les cartes géologiques du BRGM à l'échelle 1/50 000 et en faisant la comparaison avec les autres types de sol. Cette démarche adoptée est bien sûr très critiquable. En effet, en zones urbaines le sol de surface est en général artificiel parfois sur des épaisseurs importantes (supérieures à quelques mètres) mais ce travail a été réalisé pour éviter des problèmes numériques au niveau du modèle. La carte résultante est donnée par la figure 5.2.

5.1.2 Détermination des caractéristiques hydrauliques des sols

Il existe dans la littérature plusieurs approches pour évaluer ces propriétés à partir des caractéristiques texturales. Rawls et Brakensiek (1983 et 1989) proposent un modèle qui relie le pourcentage de sable, d'argile et de matière organique d'un sol à ses propriétés physiques. Ce modèle a été ajusté par régression multiple à partir de données sols provenant de 32 Etats des Etats-Unis. Ainsi, après leurs analyses sur les données liées aux classes de texture, l'horizon et la composition en minéraux, Rawls et al. (1983) ont précisé que les classes de texture du sol sont des paramètres significatifs pour décrire les paramètres dans l'équation d'infiltration de type Green et Ampt.

En supposant que la variabilité des processus hydrologiques à l'intérieur de chaque cellule est aléatoire et qu'elle ne se manifeste que pour une petite échelle, cette hétérogénéité peut être remplacée par les paramètres effectifs (Kabat et al., 1997) ou par une valeur unique (Blöschl et Sivapalan, 1995 et Indarto, 2002).

Etant donné que nous avions les caractéristiques texturales dans la base de données pédologiques, nous avons utilisé les valeurs des paramètres des propriétés hydrauliques de chacune des classes de texture du sol données par Rawls et Brakensiek (1989) (tableau I.8 de l'annexe I) pour déterminer les caractéristiques hydrauliques (la conductivité hydraulique à saturation et la teneur en eau à saturation) des sols du bassin de l'Yzeron. Les valeurs de ces paramètres sont données par le tableau I.9 de l'annexe I.



N. B. : La nomenclature des unités cartographiques est donnée dans le tableau I.2 de l'annexe I.

Figure 5.2 : Carte des unités cartographiques présentes dans le bassin de l'Yzeron avec celles complétées au niveau des zones urbaines

A partir de la carte d'occupation du sol de Corine Land Cover, une reclassification a été effectuée afin d'évaluer les coefficients d'imperméabilisation. Cette opération a été réalisée par Melle Beata BAZIAK.

En ce qui concerne l'occupation du sol du bassin de l'Yzeron dans WISTOO, Melle Beata BAZIAK a utilisé la BD TOPO de l'IGN (1999) pour mettre à jour les données de Corine Land Cover.

5.1.3 Préparation des données hydro-météorologiques

La dernière étape concerne la préparation des données hydro-météorologiques. Pour l'évapotranspiration, nous avons utilisé, faute de données au moment de l'implémentation du modèle WISTOO, les valeurs moyennes mensuelles inter-annuelles de la station Lyon-Bron de Météo-France.

Les données de pluie utilisées sont issues des 5 stations pluviométriques suivantes : P15, P18, P24, P27 et GLV0321P (figure 3.6).

En ce qui concerne les données de débit, nous avons utilisé les données de la station de Craponne (code V3015010) et celles de la station de Taffignon (code V3015020) (figure 3.6).

Une macro-commande a été développée, sous Excel, par le concepteur du modèle pour mettre les données hydro-météorologiques sous un format exploitable par WISTOO.

Enfin, il faut signaler que nous n'avons pas accès au code de calcul du modèle WISTOO pour éventuellement modifier sa structure. Nous disposons seulement d'une version exécutable : **Yzeron.exe**. Une fois le programme lancé, il faut introduire, dans un ordre bien déterminé, 4 fichiers de données au format "raster ASCII", comportant tous le même entête :

- **Yzeron.est** : contient le modèle numérique de terrain, l'occupation du sol, les caractéristiques physiques et les coefficients des différentes équations du bassin ;
- **Yzeron.pxy** : contient la liste des stations pluies et débits, avec leurs coordonnées X et Y, utilisées dans la simulation ;
- **Yzeron.qxy** : contient la liste des stations, avec leurs coordonnées X et Y, où on veut calculer le débit ;
- **Yzeron.opr** : contient les données pluies et débits observées.

Des exemples de ces fichiers sont donnés en annexe I. Il faut mettre tous ces fichiers dans un même répertoire pour ne pas avoir de problèmes lors de lancement des calculs. Le modèle détecte automatiquement un fichier (**Layer_A_B_C.txt**), à condition qu'il soit dans le même répertoire que le programme exécutable, contenant les propriétés hydrodynamiques des sols. Un exemple de ce fichier est donné en annexe I avec les explications en gras.

Pour chaque profil de sol, nous avons les valeurs des propriétés hydrodynamiques des sols respectivement pour les trois couches A, B et C. Ces propriétés sont : épaisseur de la couche, perméabilité verticale à saturation, perméabilité horizontale à saturation et teneur en eau à saturation. Il faut signaler que nous avons, en tout, 36 profils type de sol dans le fichier nommé **Layer_A_B_C.txt**. Nous avons donc, en totalité, 432 paramètres à estimer. Le fichier **Layer_A_B_C.txt** utilisé dans les simulations est donné par le tableau I.9 de l'annexe I.

Les résultats de la simulation sont enregistrés par l'utilisateur dans un fichier ASCII (Yzeron.M_1) exploitable sous Excel. Il faut noter qu'il faut toujours attendre la fin de la simulation pour pouvoir enregistrer le fichier de sortie pour ne pas le perdre. Le concepteur n'a pas prévu un enregistrement au fur et à mesure de l'avancement de la simulation.

Les fichiers dont nous pouvons modifier le contenu sont : Yzeron.pxy, Yzeron.qxy, Yzeron.opr et Yzeron.txt. La figure 5.3 donne un aperçu de l'interface graphique du modèle WISTOO. Le menu de ce dernier est écrit en polonais. La procédure à suivre pour lancer une simulation avec WISTOO est donnée en annexe I.

5.1.4 Détermination des conditions initiales

Les conditions initiales du modèle prennent en compte les teneurs en eau et les niveaux de nappe au niveau de chaque maille. Faute de disponibilité de mesures sur le terrain concernant ces paramètres, les conditions initiales sont estimées à partir des données de débits observés. En effet, au début de chaque simulation, un premier calcul est réalisé par WISTOO pour estimer les valeurs de teneurs en eau et de niveaux de nappe permettant d'avoir les débits observés.

Pour les événements pluvieux de faible intensité combinés à des conditions initiales sèches, le modèle peut être très sensible à la condition initiale d'humidité du sol. Par contre, il devient moins sensibles pour les forts événements pluvieux ou dans le cas de conditions initiales humides ou proches de la saturation.

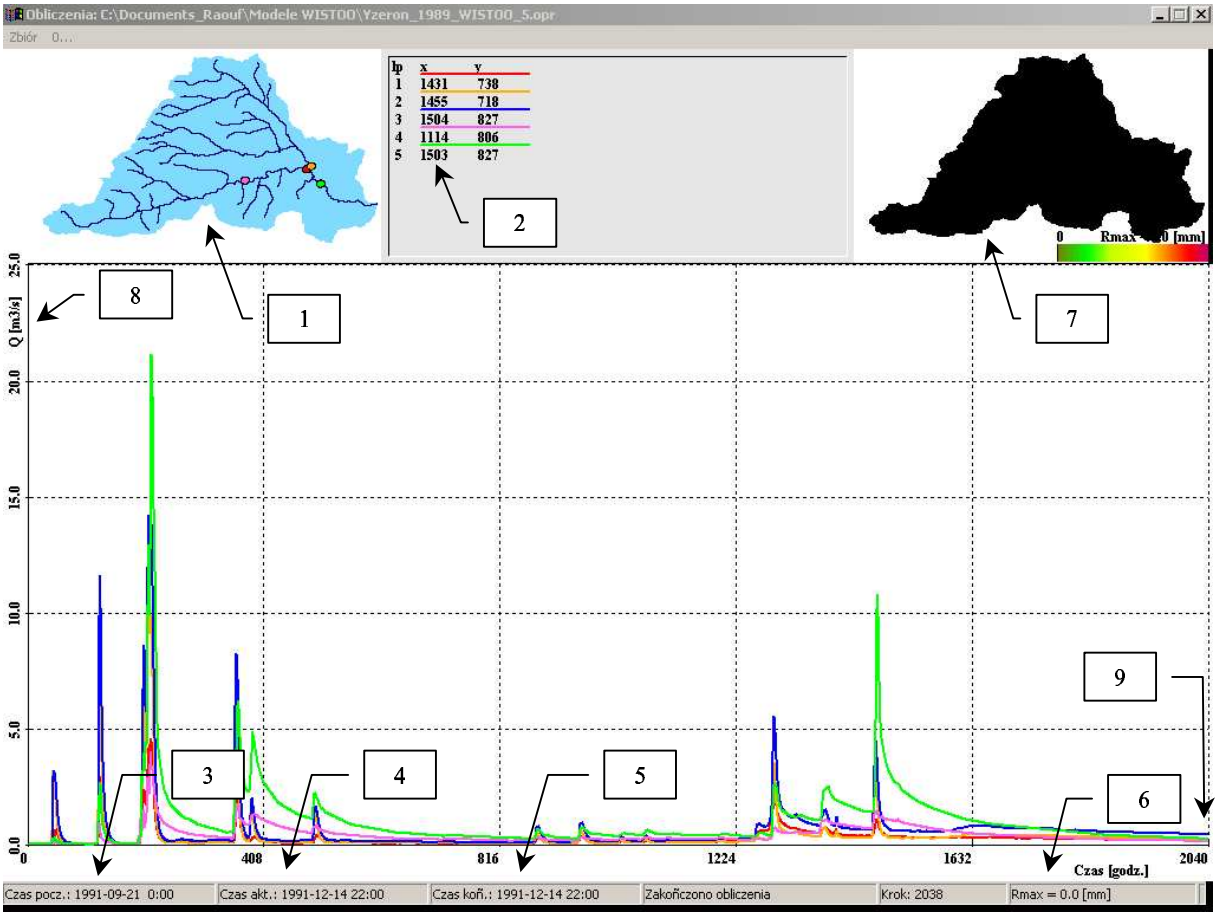


Figure 5.3 :Interface graphique du modèle WISTOO

avec :

1. Réseau hydrographique et emplacement des stations de débits (Observés et simulés),
2. Numéros et cordonnées des stations de débits (Observés et simulés), et légende des courbes (rouge, orange : hydrogrammes calculés respectivement aux points 1 et 2 ; magenta : observé au point 4. Les courbes bleu (3) et vert (5) représentent les hydrogrammes respectivement calculés et observés au même point 5)
3. Début de la période de simulation,
4. Période de calcul en cours,
5. Fin de la période de simulation,
6. Pluie nette maximale pour chaque temps de calcul,
7. Distribution spatiale de la pluie nette avec la légende (non lisible sur cette capture d'écran),
8. Axe des ordonnées : Débit (m^3/s),
9. Axe des abscisses : Temps (h).

5.2 Stratégie de calage du modèle WISTOO

Le calage du modèle a été réalisé durant l'année 2005. Deux séjours à l'Université Polytechnique de Cracovie ont été consacrés à des discussions avec le concepteur sur le calage de WISTOO sur le bassin de l'Yzeron (voir tableau I.7 de l'annexe I). Il est important de signaler que le calage numérique des paramètres du modèle est fait manuellement étant donné qu'il n'y a pas, dans la version actuelle de WISTOO, d'algorithmes d'optimisation des paramètres. De plus, le modèle est calé période par période, car nous n'avons pas la possibilité de travailler sur plusieurs périodes en même temps.

Le calage se fait donc par essai et erreur. Nous faisons un premier essai, nous modifions les paramètres et nous analysons les nouveaux résultats pour déterminer si nous devons continuer à modifier les paramètres et dans quel sens. Les essais permettent également de se familiariser avec les interactions des paramètres du modèle, c'est-à-dire de connaître le sens et l'amplitude des modifications de l'hydrogramme simulé apportées par la modification d'un paramètre.

La procédure de calage dépend du type de données disponibles pour la modélisation (Indarto, 2002). Dans notre cas d'étude, les propriétés hydrauliques des sols (rappelons-les : les perméabilités verticale et horizontale à saturation, la teneur en eau à saturation) et les épaisseurs des couches A, B et C ont été déterminées à partir des caractéristiques texturales des profils de sol dont nous disposons. Il faut noter que les données sols du SIRA (à l'échelle 1/100 000) ne fournissent pas d'informations assez précises sur les caractéristiques texturales. De plus, la majorité des profils types donnés par le SIRA ont été échantillonnés en dehors du bassin de l'Yzeron.

Rappelons que l'objectif de l'application du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron est non pas d'obtenir au final un modèle qui reproduit correctement les débits observés à l'exutoire mais plutôt d'avoir un modèle qui prenne en considération les différents processus hydrologiques pouvant avoir lieu au niveau de notre bassin lors d'un événement pluvieux. En effet, c'est le volume d'eau, écoulé durant la période de simulation, qui nous intéresse en premier lieu et non pas les processus de transfert. Nous n'aurons pas, dans ce qui suit, les étapes classiques de calage et de validation d'un modèle hydrologique mais plutôt un calage qui consiste à reproduire les volumes d'eau observés tout en considérant les processus hydrologiques.

Le calage du modèle a été effectué en mode événementiel sur des données à pas de temps horaire. Un premier calage dit d'expert a été effectué par Wiesław GĄDEK sur une seule période. Il a consisté à modifier les différents paramètres initiaux retenus dans les équations pour améliorer la simulation du modèle. Ensuite, mon travail a consisté à modifier les paramètres du fichier **Layer_A_B_C.txt** pour améliorer d'avantage la simulation sur la même période. Etant donné, le nombre de paramètres dans ce fichier, j'ai opté, dans un premier temps, pour la solution qui consiste à modifier les deux facteurs multiplicatifs (des perméabilités verticales et horizontales) du fichier **Layer_A_B_C.txt** pour améliorer la simulation toujours sur la même période.

Une fois le modèle calé sur cette période, nous avons appliqué cette version du modèle WISTOO sur d'autres périodes tout en gardant les mêmes paramètres. C'est l'étape de validation interne.

En terme de points de simulation, nous nous sommes contenté dans un premier temps de tester l'aptitude du modèle à simuler les débits des deux grandes parties emboîtées et dominantes dans le bassin versant de l'Yzeron qui sont : la partie à dominante rurale contrôlée par la station hydrométrique de Craponne et la partie qui intercepte en plus la zone urbaine contrôlée par la

station hydrométrique de Taffignon (figure 5.4). L'évaluation des comportements du modèle n'est effectuée donc, dans un premier temps, que par rapport au débit horaire disponible à l'exutoire de chaque partie.

5.3 Choix des critères d'optimisation

Le choix des critères d'optimisation est conditionné par les objectifs finaux recherchés de la modélisation. Legates et al. (1999) proposent une revue des différentes fonctions critères utilisées en hydrologie et discutent de leurs avantages et inconvénients. Ils recommandent d'utiliser plusieurs types de critères pour une meilleure efficacité du calage. Pour évaluer l'adéquation des courbes de débits observés avec celles de débits simulés, nous avons utilisé les trois critères suivants :

- le coefficient de Nash-Sutcliffe (1970),
- le critère de bilan,
- l'écart entre le volume total observé et le volume mesuré pour la chronique simulée.

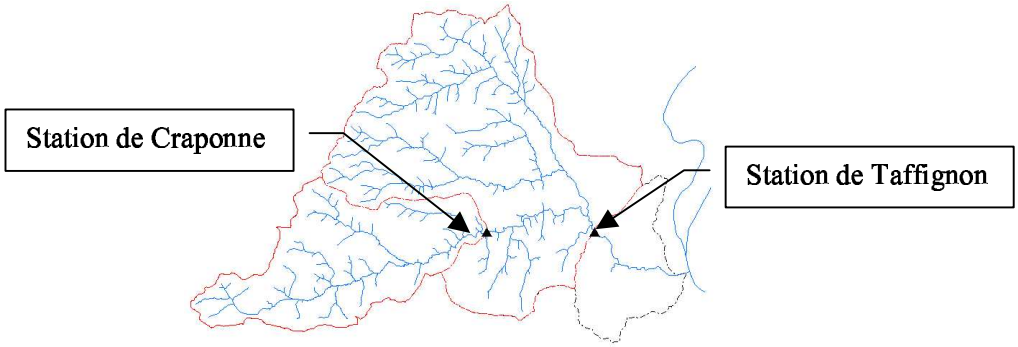


Figure 5.4 : Localisation des deux stations de débits observés et simulés et limites des bassins versants respectifs

Ces trois critères prennent tous en compte l'ensemble des débits simulés sur la période d'étude. Ils permettent de réaliser des moyennes des performances sur plusieurs périodes.

Dans la version actuelle du modèle WISTOO, il n'y a pas de procédure pour calculer ces critères d'optimisation. Ces trois critères sont calculés alors sous Excel à partir du fichier de sortie du modèle. La formulation de chacun de critère est la suivante :

5.3.1 Coefficient de Nash-Sutcliffe, (1970)

$$R_{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}\left(Q_{obs,i} - Q_{calc,i}\right)^2}{\sum_{i=1}^{N}\left(Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}}\right)^2} \qquad \textbf{Eq. 5.1}$$

Où : $Q_{obs,i}$ est le débit observé au pas de temps i, $Q_{calc,i}$ est le débit simulé au pas de temps i, $\overline{Q_{obs}}$ est le débit moyen observé pour la chronique, i est le pas de temps et N le nombre total de pas de temps de la période de simulation.

Le coefficient de Nash-Sutcliffe R_{Nash} représente le rapport de la variance résiduelle à la variance des débits observés. Il prend des valeurs qui varient entre moins l'infini et 1. Plus la valeur de R_{Nash} s'approche de l'unité, meilleure est la simulation. Lorsque cette valeur est égale à zéro, ceci signifie que le modèle réagit de manière comparable à un modèle rudimentaire qui donnerait comme débit simulé pour chaque pas de temps la valeur moyenne des débit observés pour la période de simulation (Fortin et al., 1995). A noter que si ce critère devient négatif, ceci signifie que la moyenne des valeurs observées est un meilleur simulateur des débits que le résultats du modèle. Il faut noter que ce critère présente, dans notre cas, l'inconvénient de donner plus de poids aux valeurs extrêmes.

5.3.2 Critère de bilan

Le deuxième critère d'évaluation est le critère de bilan R_{bilan} qui représente la mesure sur l'erreur du volume global écoulé. Il est de la forme :

$$R_{bilan} = \frac{\sum_{i=1}^{N} Q_{cal,i}}{\sum_{i=1}^{N} Q_{obs,i}} \qquad \textbf{Eq. 5.2}$$

Où : $Q_{calc,i}$ est le débit simulé au pas de temps i, $Q_{obs,i}$ est le débit observé au pas de temps i, i est le pas de temps donné et N le nombre total de pas de temps de la période de simulation.

5.3.3 Ecart de volume

Le troisième critère est l'écart de volume EV. C'est une comparaison des volumes d'eau simulés et observés pour l'ensemble de la chronique simulée. Cet indice se calcule de la façon suivante :

$$EV = \left(\frac{V_{tm} - V_{ts}}{V_{tm}} \right) * 100 \qquad \textbf{Eq. 5.3}$$

Où : V_{tm} est le volume total mesuré pour la chronique de simulation et V_{ts} le volume total simulé pour la chronique de simulation.

Les résultats des simulations sont aussi présentés sous forme de graphiques de comparaison entre les débits observés et simulés.

5.4 Choix des périodes de simulation pour le calage et la validation

Les principales caractéristiques de la première période utilisée pour le calage d'expert du modèle WISTOO sont données par le tableau 5.1. Il faut signaler que durant cette période, la crue enregistrée correspond à un événement extrême.

Les autres périodes ont été sélectionnées sur la période allant de 1997 à 2004. Cette chronique offre des données (de pluie et de débit) horaire en continu. Pour choisir ces périodes, nous avons établi les courbes QDF (Débit-Durée-Fréquence) au niveau des deux stations de Craponne

(figure 5.5) et de Taffignon (figure 5.6) selon l'approche développée par le Cemagref (Galéa et Prudhomme, 1997). En examinant ces courbes, nous constatons que ces ajustements ne conviennent pas pour les valeurs extrêmes de la station de Craponne qui nous intéressent et que statistiquement, nous avons deux populations.

Tableau 5.1 : Principales caractéristiques de la première période utilisée pour le calage du modèle WISTOO

Période		Ptot P15 (mm)	Ptot P24 (mm)	Ptot GLV0321P (mm)	Ptot P18 (mm)	Ptot P27 (mm)	Station de Craponne			Station de Taffignon		
Début	Fin						T (ans)	Q_{min} (m^3/s)	Q_{max} (m^3/s)	T (ans)	Q_{min} (m^3/s)	Q_{max} (m^3/s)
06/04/1989 00:00	19/05/1989 23:00	189,0	238,4	Station non installée	127,6	227,6	13,40	0,142	22,954	4,53	0,264	53,591

N. B. : Ptot P15 : représente la pluie totale enregistrée au niveau du pluviomètre P15.
T : c'est la période de retour qui correspond à celle de la crue la plus importante survenue durant la période de simulation.

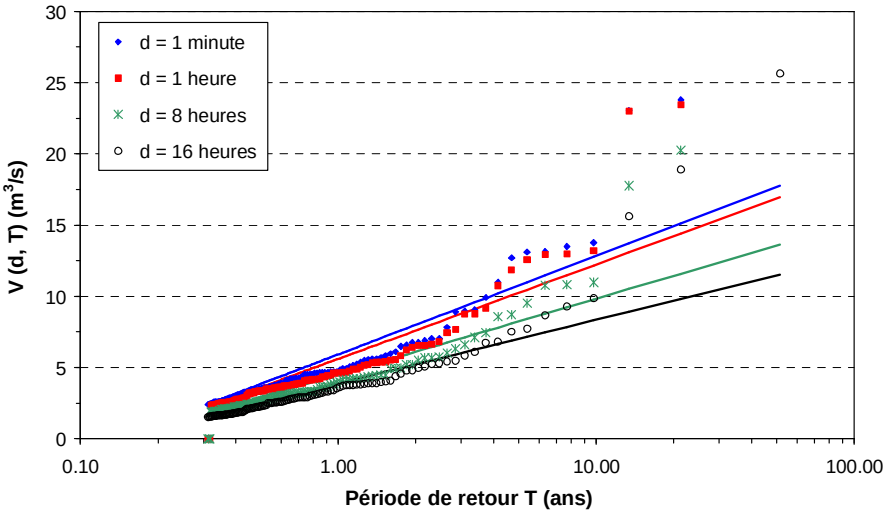


Figure 5.5 : Courbes QDF de l'Yzeron au niveau de la station de Craponne représentant la distribution des quantiles V_d (T) pour différents pas de temps

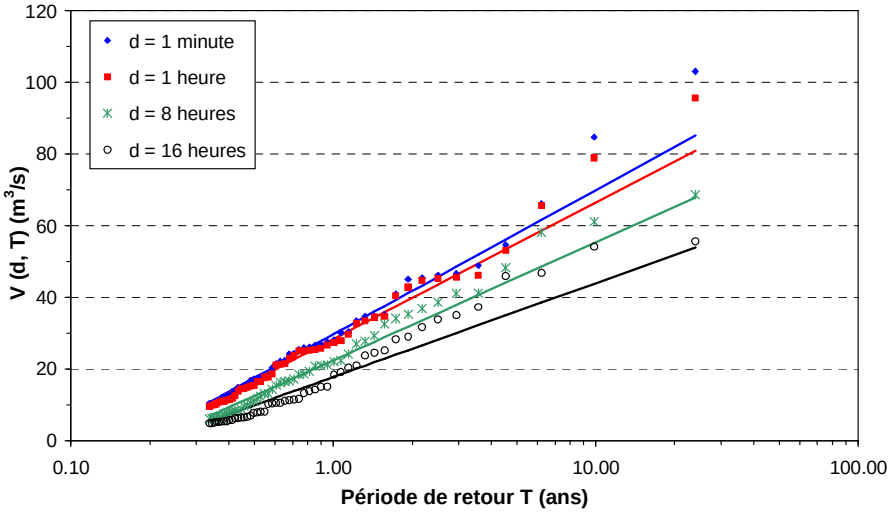


Figure 5.6 : Courbes QDF de l'Yzeron au niveau de la station de Taffignon représentant la distribution des quantiles V_d (T) pour différents pas de temps

Sur la base de ces courbes, nous avons sélectionné des événements avec des périodes de retour supérieures à 1 an. Les faibles événements ont été écartés car ce modèle va servir au final pour tester quelques scénarios d'aménagement du bassin de l'Yzeron et donc c'est plutôt les crues moyennes et importantes qui nous intéressent davantage. Bien sûr, il faut toujours garder en mémoire que les processus dominants ne sont pas nécessairement les mêmes selon l'importance de l'événement. Au total six périodes ont été sélectionnées. Les principales caractéristiques de ces périodes sont données par le tableau 5.2.

Tableau 5.2 : Principales caractéristiques des périodes utilisées pour la validation du modèle WISTOO

Période		Ptot P15 (mm)	Ptot P24 (mm)	Ptot GLV0321P (mm)	Ptot P18 (mm)	Ptot P27 (mm)	Station de Craponne			Station de Taffignon		
Début	Fin						T (ans)	Q_{min} (m^3/s)	Q_{max} (m^3/s)	T (ans)	Q_{min} (m^3/s)	Q_{max} (m^3/s)
31/10/1997 23:00	10/07/1998 13:00	348,6	486,2	202,4	399,4	421,2	-	0,017	2,058	-	0,025	6,488
15/09/1999 00:00	23/03/2000 01:00	373,8	402,4	614,8	400,6	455,8	5,40	0,000	11,700	1,93	0,000	44,533
23/03/2000 13:00	01/07/2000 08:00	248,2	202,6	203,3	237,4	258,6	1,59	0,008	4,742	1,57	0,017	33,442
12/01/2002 16:00	22/06/2002 04:00	262,6	261,6	274,0	264,0	272,2	-	0,017	1,583	-	0,017	4,742
18/08/2002 23:00	17/05/2003 01:00	592,2	581,8	586,8	622,2	555,0	2,85	0,008	12,550	1,73	0,008	40,458
24/11/2003 01:00	06/06/2004 15:00	481,0	447,0	496,0	483,6	435,8	51,68	0,033	51,758	23,97	0,083	95,500

N. B. : Ptot P15 : représente la pluie totale enregistrée au niveau du pluviomètre P15.
T : c'est la période de retour qui correspond à celle de la crue la plus importante survenue durant la période de simulation.

5.5 Résultats des simulations

Les figures 5.7 et 5.8 montrent les débits horaires simulés (par WISTOO en phase de calage sur la première période) et observés respectivement au niveau de la station de Craponne et celle de Taffignon ainsi que la pluie enregistrée à la station de Pressin (P15). Ces résultats ont été obtenus, rappelons-le, à partir du calage d'expert effectué par le concepteur du modèle et l'ajustement des deux facteurs multiplicatifs des perméabilités à saturation du fichier **Layer_A_B_C.txt**. Les valeurs correspondantes des critères d'optimisation sont données par le tableau 5.3.

Au final, nous avons retenu la valeur 25 comme facteur multiplicatif des perméabilités à saturation (horizontales et verticales) et 0,033 comme coefficient de rugosité de Manning au niveau du réseau hydrographique. En ce qui concerne les paramètres du sous-processus interception et la valeur du coefficient de rugosité de Manning, qui dépendent de l'occupation du sol du bassin, les valeurs finales retenues sont données par le tableau 5.4. Il faut mentionner que ces valeurs ont été fixées au préalable par le concepteur du modèle et donc nous n'avons pas la possibilité de les modifier.

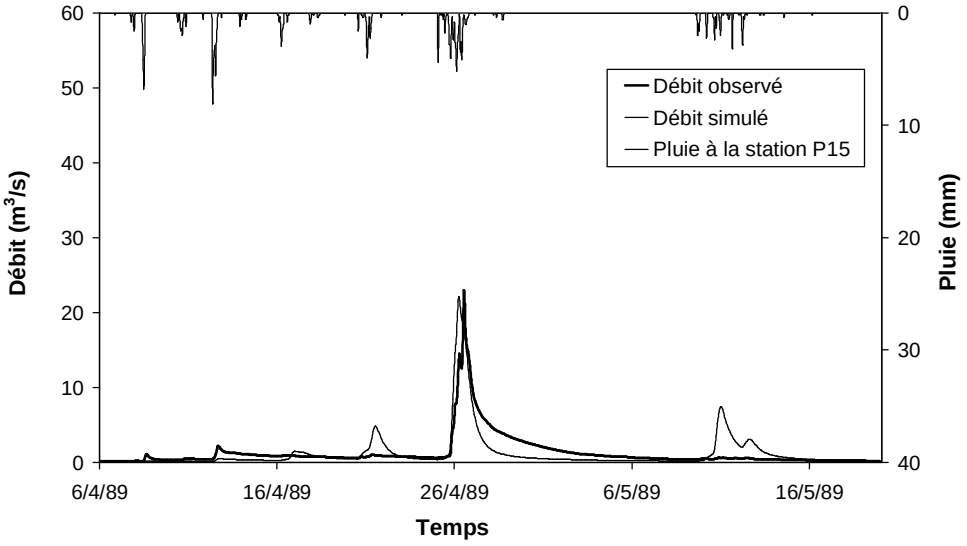


Figure 5.7 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Craponne (période du 06/04/1989 au 19/05/1989)

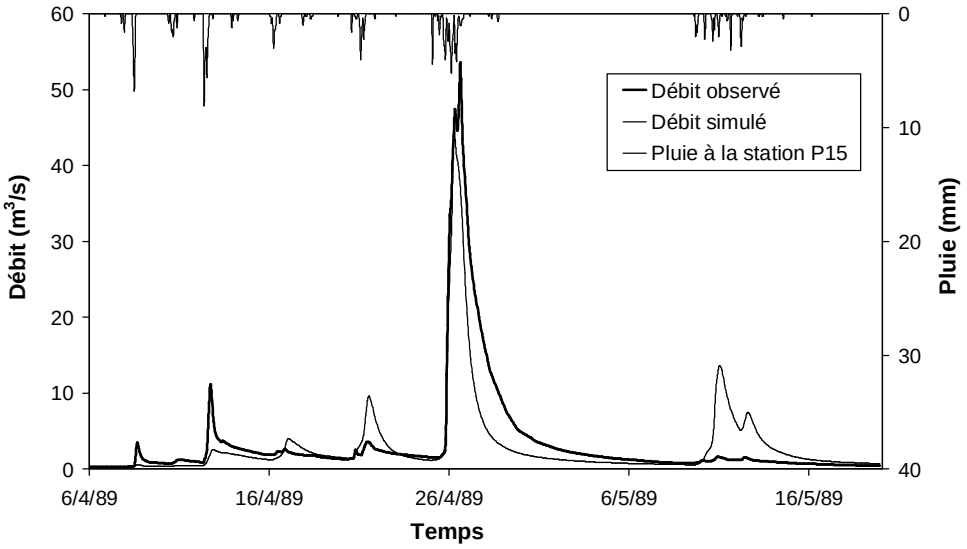


Figure 5.8 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Taffignon (période du 06/04/1989 au 19/05/1989)

Tableau 5.3 : Résultats de calage du modèle sur la première période sélectionnée

Période		Station de Craponne			Station de Taffignon		
Début	**Fin**	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)
06/04/1989 00:00	19/05/1989 23:00	0,54	0,93	7,17	0,77	0,86	13,62

Globalement, les deux figures 5.7 et 5.8 montrent que le modèle reproduit d'une manière satisfaisante la dynamique de l'événement car les pointes de crues sont synchrones. En terme de quantité, le modèle restitue correctement les volumes d'eau sur la période de simulation. Ainsi, le critère de bilan est de 0,93 au niveau de la station de Craponne et il est de 0,86 au niveau de celle de Taffignon. Quant à l'écart de volume total, il est de 7,17 % au niveau de la station de Craponne et il est de 13,62 % au niveau de celle de Taffignon.

Tableau 5.4 : Valeurs finales des paramètres retenues pour les simulations

Occupation du sol	Code	p	s	n_h
Terrains de jeux	31	0,1	1,5	0,035
Maisons particulières	5	0,0	0,1	-
Prairies	22	0,1	3,0	0,090
Terres en friche – clairières forestières	22	0,1	3,0	0,070
Forêt feuillue	18	0,4	3,5	0,800
Aéroport	33	0,1	0,2	0,040
Jardins	34	0,5	3,0	0,080
Vergers	29	0,4	3,0	0,100
Vignobles	32	0,6	3,0	0,100
Forêt jeune	34	0,3	3,0	0,120
Route locale goudronnée	1	0,0	0,1	0,010
Piste ou chemin forestier	2	0,0	0,1	0,020
Route en gravier	3	0,0	0,1	0,020
Autoroute 2-voies	41	0,0	0,1	0,010
Autoroute 3-voies	40	0,0	0,1	0,010

N. B. : p : c'est le coefficient de séparation qui définit la part de la pluie qui atteint directement la surface du sol sans mouiller les feuilles végétales, [sans unité] ;
s : c'est la capacité de stockage des feuilles végétales, elle est définie comme la hauteur minimale de l'eau nécessaire pour mouiller toutes les surfaces des feuilles, [mm] ;
n_h : c'est le coefficient de rugosité de Manning, [1/m$^{1/3}$].

Le coefficient de Nash-Sutcliffe, quant à lui, est moins bon. Il est de 0,54 au niveau de la station de Craponne et de 0,77 au niveau de celle de Taffignon.

Par contre, nous remarquons que la décrue est mal reconstituée par le modèle WISTOO et qu'à la fin de la chronique simulée, le modèle donne une réponse, suite à un épisode pluvieux, alors que réellement nous n'avons pas de réponse au niveau du bassin versant. Le ressuyage est plus rapide au niveau du modèle que réellement sur le bassin de l'Yzeron. De plus, le modèle semble stocker une partie de la crue. Ceci peut expliquer la réponse du modèle à l'épisode pluvieux survenu à la fin de la chronique simulée.

En regardant le tableau 5.1, nous constatons que les pluies totales enregistrées au niveau des 4 pluviomètres diffèrent légèrement. Nous avons donc un premier problème au niveau de la représentation spatiale de la pluie au sein du modèle. En plus, le manque de station de pluie sur la partie Ouest du bassin a, sans doute, aggravé ce problème. L'utilisation des images radar pourrait améliorer certainement les simulations. D'un autre côté, l'incertitude au niveau des propriétés hydrodynamiques des sols peut expliquer l'incapacité du modèle à reproduire correctement la décrue.

Sur la base de ces résultats et compte tenu des données de base utilisées au départ nous avons considéré, à ce stade, que le modèle était calé de façon satisfaisante et qu'il était inutile de continuer à améliorer la simulation tant que nous n'avons pas une connaissance réelle sur les processus hydrologiques pouvant avoir lieu sur notre bassin versant. Dans ce qui suit, nous

allons présenter les résultats de la validation interne du modèle sur d'autres périodes tout en utilisant les mêmes paramètres que pour le calage.

Les hydrogrammes observé et calculé au niveau de la station de Craponne et celle de Taffignon pour chaque période sont donnés par les figures I.2 à I.7 de l'annexe I. Les valeurs correspondantes des critères d'optimisation)

Tableau 5.5 : Résultats de validation du modèle sur d'autres périodes

Période		Station de Craponne			Station de Taffignon		
Début	**Fin**	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)
31/10/1997 23:00	10/07/1998 13:00	-8,96	1,39	-38,66	-6,60	1,83	-83,13
15/09/1999 00:00	23/03/2000 01:00	-22,41	1,15	-15,18	-7,69	1,65	-64,61
23/03/2000 13:00	01/07/2000 08:00	-51,20	2,96	-195,99	-3,89	3,07	-207,32
12/01/2002 16:00	22/06/2002 04:00	-107,99	2,92	-191,68	-37,16	2,81	-181,49
18/08/2002 23:00	17/05/2003 01:00	0,27	0,98	2,01	0,71	1,17	-16,54
24/11/2003 01:00	06/06/2004 15:00	0,65	0,75	25,19	0,52	0,92	7,69

En examinant les résultats de simulations des différentes périodes, nous constatons que le modèle n'est pas bon mais il peut quand même représenter correctement certaines crues. Le coefficient de Nash-Sutcliffe est négatif pour les quatre premières périodes signifiant que l'erreur relative du modèle est très importante et que ce dernier est plus mauvais qu'un modèle qui simule un débit égal au débit moyen observé à chaque pas de temps. Nous n'allons pas s'attarder beaucoup sur les résultats de ce critère étant donné qu'il est très sensible aux valeurs extrêmes.

En ce qui concerne le critère de bilan, le modèle surestime, pour certaines périodes de simulation, les volumes d'eau réellement écoulés.

Les résultats de l'écart sur le volume total semblent être importants pour l'ensemble des périodes simulées. Le modèle surestime largement les volumes au niveau des deux périodes du 23/03/2000 et 12/01/2002.

Sur la base de ces résultats, nous pouvons dire que le modèle n'est pas satisfaisant. Ci-dessous quelques éléments pouvant expliquer ces résultats :

- La distribution spatiale de la pluie semble jouer un rôle important. Par exemple, pour la période du 31/10/1997, l'écart maximale entre les pluies totales des pluviomètres peut atteindre 283,8 mm (tableau 5.6). De plus, le manque d'information sur la pluie au niveau de la partie Ouest du bassin augmente l'incertitude concernant l'interpolation spatiale de la pluie au sein du modèle ;
- La schématisation des processus hydrologiques complexes avec un modèle hydrologique simple a toujours des effets sur les résultats de la modélisation. De plus, certains processus (tel que la neige), n'étant pas représentés dans le modèle, peuvent jouer dans certaines conditions un rôle déterminant dans la réponse hydrologique du bassin ;

- Les données pédologiques utilisées ne sont pas assez fines et les valeurs des propriétés hydrauliques des sols, estimées à partir de la littérature, ne semblent pas correspondre aux valeurs réelles au niveau du bassin de l'Yzeron. Certaines valeurs utilisées dans le modèle n'ont pas de signification physique ;
- A ce stade, rien ne permet de dire que le modèle représente correctement les processus hydrologiques. Au contraire, les différentes qualités des données d'entrée du modèle et leur spatialisation perturbent la description des processus hydrologiques dans le modèle et donc la modélisation.

Tableau 5.6 : Ecart type entre les pluies totales de chaque période

Période		Ecart type
Début	Fin	
31/10/1997 23:00	10/07/1998 13:00	106,68
15/09/1999 00:00	23/03/2000 01:00	97,09
23/03/2000 13:00	01/07/2000 08:00	25,82
12/01/2002 16:00	22/06/2002 04:00	5,78
18/08/2002 23:00	17/05/2003 01:00	24,06
24/11/2003 01:00	06/06/2004 15:00	25,85

5.6 Conclusion

Ce chapitre montre bien la difficulté de calage d'un modèle hydrologique distribué compte tenu de la qualité des données d'entrée liées aux descriptions des caractéristiques physiques du bassin et essentiellement, dans notre cas, aux types de texture du sol.

En effet, Nous sommes dans un cas typique où nous avons un bassin versant avec 36 profils de sol différents et pour chaque profil, il faut renseigner 12 paramètres. Ces derniers portent sur les propriétés hydrodynamiques du sol. Sans une connaissance minimale sur les processus hydrologiques pouvant y avoir lieu, il est très difficile de trouver la "combinaison optimale" des valeurs des paramètres. D'un autre côté, l'ajustement des paramètres dépend des liens entre paramètres, de la précision des données et des caractéristiques physiques du bassin. Il est également dépendant du problème d'équifinalité.

Dans la réalité, il existe une infinité de combinaisons des valeurs des paramètres pouvant donner des résultats de simulations performants. Bien sûr, il est inconcevable de tester les différentes combinaisons possibles des valeurs des paramètres. De plus, même si nous arrivons à bien caler le modèle sur une crue, nous aurons forcément d'autres jeux de paramètres permettant d'avoir le même résultat où même un résultat meilleur. La spatialisation des paramètres ainsi que des conditions initiales et aux limites des modèles hydrologiques distribués est toujours un problème.

Pour améliorer les simulations du modèle, une connaissance minimale, sur les processus pouvant avoir lieu au niveau du bassin, semble être nécessaire. En effet, cette dernière, va surtout nous permettre d'identifier les paramètres déterminants dans la réponse hydrologique du bassin de l'Yzeron et de comprendre dans quel sens il faut les modifier. Nous proposons ainsi de faire une validation externe du modèle WISTOO. Cette dernière consiste, rappelons-le, à confronter les résultats du modèle à des observations de terrain non utilisées dans la phase de calage.

----------oOo----------

CHAPITRE 6 : ANALYSE SPATIALE DU BASSIN VERSANT DE L'YZERON ET CHOIX DES SITES A INSTRUMENTER

CHAPITRE 6 : ANALYSE SPATIALE DU BASSIN VERSANT DE L'YZERON ET CHOIX DES SITES A INSTRUMENTER

6.1 Introduction

L'hétérogénéité spatiale du milieu est un facteur primordial qui est de plus en plus pris en considération dans les modèles hydrologiques distribués. L'une des questions à laquelle la communauté scientifique a tenté de répondre ces dernières années était : quel type de découpage de l'espace faut-il adopter pour mieux représenter les différents compartiments ?. La modélisation distribuée suppose que la discrétisation de l'espace permette de mieux comprendre les processus hydrologiques. Ainsi plusieurs approches de découpage du paysage ont été développées :

- découpage en mailles carrées : dont un des modèles les plus représentatifs est le modèle Système Hydrologique Européen ou SHE (Abbott, et al., 1986a, Abbott, et al., 1986b). C'est le découpage le plus utilisé actuellement ;
- découpage selon le concept de Surface Représentative Elémentaire (SRE) ou "*Representative Elementary Area (REA)*" proposé par Wood et al. (1988) en considérant qu'à un phénomène étudié correspond une aire de travail et une échelle associée idéale. Ainsi une SRE est une unité élémentaire du bassin dont la taille permet une variabilité intra-élément négligeable par rapport à la variabilité inter-élément en terme de caractéristiques physiques (occupation du sol, pédologie, …) ;
- découpage en mailles triangulaires (Vivoni, et al., 2004) ;
- découpage selon la topographie : pouvant conduire à distinguer versant et cours d'eau, à définir des sous-bassins élémentaires ou "*Representative Elementary Watershed (REW)*" (Reggiani, et al., 1998 et Reggiani, et al., 1999), à établir des zones isochrones, ou à déterminer un indice topographique permettant de caractériser une partie des processus hydrologiques (cas du modèle TOPMODEL) ;
- découpage selon des Unités Homogènes (UH) ; des Unités Hydrologiques Similaires (UHS) ou aussi Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRH) utilisées dans le modèle HYDROTEL par exemple. Le principe de ce découpage consiste à partager le bassin versant en plusieurs zones. Pour chaque zone, la réponse hydrologique est supposée homogène et l'approche globale peut être appliquée.

Une présentation détaillée de chaque type de découpage ainsi que de quelques modèles hydrologiques utilisant ces approches peut être trouvée dans le travail d'Indarto (2002).

Le développement de ces différentes approches de découpage de l'espace a été en partie réalisé grâce aux SIG qui offrent la possibilité de tester plusieurs méthodes d'analyse spatiale. En effet, les SIG ont connu un développement considérable durant les dix dernières années en terme de technologie, de méthode d'analyse et de couplage avec des modèles hydrologiques. Ils sont devenus des outils incontournables pour définir et caractériser les unités spatiales du modèle. Une discussion sur l'apport des SIG dans le contexte de la modélisation hydrologique a été réalisée par Payraudeau (2002).

Dans ce chapitre, nous allons procéder à une analyse spatiale du bassin de l'Yzeron en croisant quelques caractéristiques physiques pour avoir une première idée sur les processus hydrologiques plausibles dans le bassin. A travers cette analyse, nous tenterons de cerner, dans l'espace, des unités hydrologiques supposées représentatives en terme de caractéristiques

physiographiques et qui peuvent avoir un rôle déterminant sur la réponse hydrologique du bassin de l'Yzeron.

Dans une deuxième étape, nous utilisons l'approche basée sur la topographie (indice topographique) pour étudier la variabilité spatiale de cette dernière et l'effet qu'elle peut avoir sur la distribution spatiale des processus hydrologiques au sein du bassin de l'Yzeron.

6.2 Analyse spatiale du bassin de l'Yzeron et choix des sites à instrumenter

Pour toute implémentation de modèle hydrologique sur un bassin versant nous disposons, le plus souvent, de quelques données de base. Ces données peuvent être des mesures de terrain ou se présentent sous forme de cartes (en format papier ou numérique pour les données les plus récentes) présentant les caractéristiques physiograhiques du bassin. Le choix d'un modèle hydrologique parmi d'autres est le plus souvent guidé par le type du processus hydrologique que nous cherchons à reproduire. Sans une analyse préalable des données de base dont nous disposons sur le bassin, ce choix peut être difficile voire impossible.

L'objectif de l'analyse spatiale sur l'ensemble du bassin versant de l'Yzeron est de mettre en évidence des structures et des formes d´organisations spatiales récurrentes sur le bassin qui peuvent correspondre à un certain fonctionnement hydrologique. Cette analyse devrait nous aider à choisir les sites à instrumenter. Une attention particulière est apportée à la définition de l'échelon géographique considéré et au niveau d'observation.

A partir des différentes couches d'informations spatiales collectées, il est possible d'esquisser les tendances des comportements hydrologiques dans l'espace du bassin versant de l'Yzeron. L'analyse spatiale a été réalisée à partir de couches en mailles carrées (raster) à pas de 50 mètres qui ont été codées chacune en trois classes. Le choix de la taille de la maille a été conditionné par l'échelle et la résolution d'origine des différentes couches utilisées (cf. tableau 3.1). Nous avons choisi une maille de 50 m pour satisfaire l'ensemble des échelles des couches de base. Ces couches (tableau 6.1), facilement accessibles et dont l'action sur les flux d'eau et de matière est reconnue, sont :

- la couche d'occupation du sol de Corine Land Cover repartie en 3 classes (zones urbaines, prairies/cultures et forêts) ;
- la couche des pentes qui sont calculées à partir du MNT et reparties en 3 classes (faibles (0 – 5 %), moyennes (5 – 10 %) et fortes (> 10 %)) ;
- la couche de profondeur du sol déterminée à partir de la base de données du SIRA et repartie en 3 classes (profonde (> 1 m), moyennement profonde (0,5 – 1 m) et superficielle (< 0.5 m)) ;
- la couche de perméabilité du sol : des valeurs de perméabilités verticale et horizontale ont été attribuées à chaque unité pédologique à travers l'analyse des profils de sol dont on dispose et la littérature. Les perméabilités verticale et horizontale équivalentes ont été ainsi calculées. Ces valeurs de perméabilité ont été reparties en trois classes (perméable (10^{-4}-10^{-5} m/s), peu perméable (10^{-6}-10^{-7} m/s) et imperméable (< 10^{-8} m/s)). En croisant les deux cartes (perméabilité verticale et celle horizontale) nous obtenons une spatialisation de la perméabilité dans le bassin de l'Yzeron.

Ces facteurs sont considérés comme des facteurs importants car ils intègrent les aspects de production (interception, épaisseur de sol) et de dynamique (force de gravité) des écoulements. La profondeur et la perméabilité du sol peuvent influencer sur l'infiltration. Quant à la pente et l'occupation du sol, elles peuvent influencer l'écoulement de surface.

Il faut noter que les zones urbaines, pour lesquelles la donnée pédologique est indisponible (profondeur et perméabilité des sols), ont été assimilées à des sols peu épais et imperméables. Ceci permet de traduire l'effet du ruissellement. La géologie quant à elle n'a pas été prise en compte dans cette analyse spatiale car elle est homogène sur une grande partie du bassin de l'Yzeron (Monts du Lyonnais et plateau Lyonnais) (cf. figure 3.4). Elle est hétérogène au niveau de la partie Est du bassin mais cette partie est dominée essentiellement par les zones urbaines.

Tableau 6.1 : Codage des couches thématiques pour l'analyse spatiale

Couche	3 classes candidates indépendantes/couche		
Pentes	Faibles (0 – 5 %)	Moyennes (5 – 10 %)	Fortes (> 10 %)
Profondeur du sol	Profonde (> 1 m)	Moyennement profonde (0,5 – 1 m)	Superficielle (< 0.5 m)
Perméabilité	Perméable (10^{-4}-10^{-5} m/s)	Peu perméable (10^{-6}-10^{-7} m/s)	Imperméable (< 10^{-8} m/s)

L'occupation du sol a été également divisée en trois classes : zones urbaines, prairies/cultures et forêts.

La combinaison de ces quatre couches thématiques (occupation du sol, pentes, profondeur et perméabilité du sol) sous le logiciel ArcView permet d'obtenir 56 UC (Unités Cartographiques) (figure 6.1). Les caractéristiques de ces unités sont données par le tableau II.1 de l'annexe II.

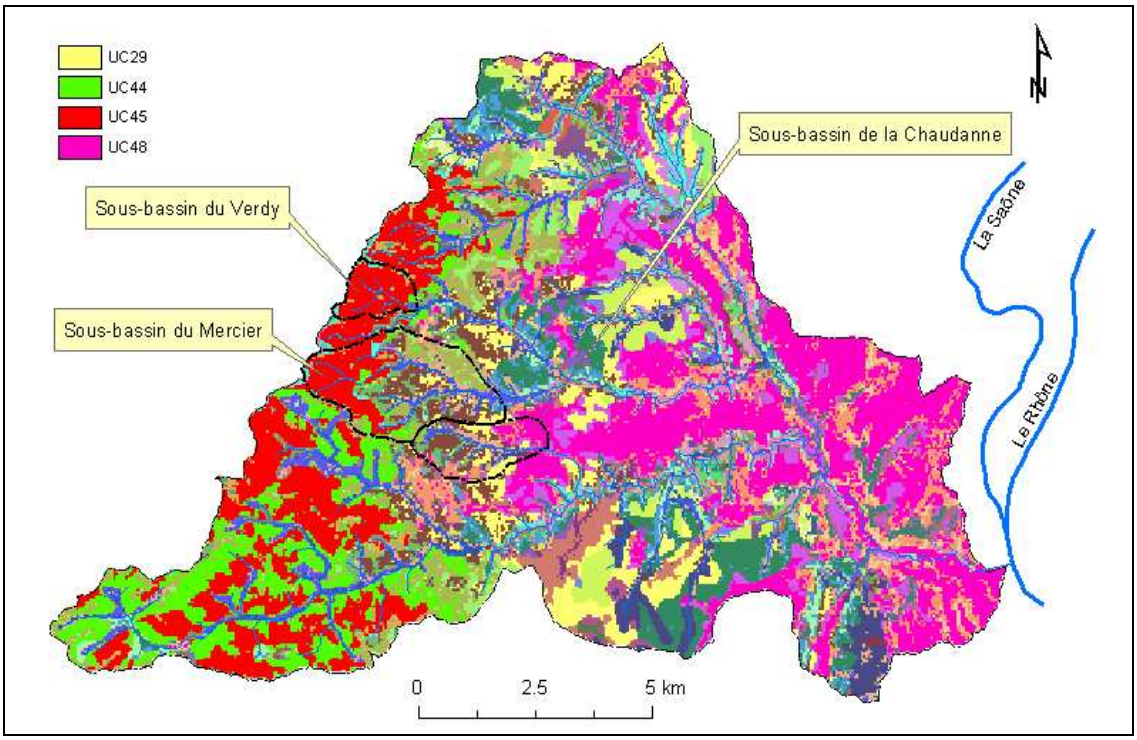


Figure 6.1 : Résultats des combinaisons des quatre couches thématiques
(occupation du sol, pentes, profondeur et perméabilité du sol)

D'après la figure 6.1, nous constatons que logiquement les unités cartographiques obtenues n'ont pas la même distribution spatiale en terme de superficie dans le bassin de l'Yzeron. Des combinaisons dominantes de classes sont observées et font apparaître une distribution spatiale

des propriétés hydrodynamiques. Globalement, quatre unités cartographiques dominantes, qui représentent à elles seules 40 % de la surface totale apparaissent à travers ce croisement qui sont :

- UC29 : elle représente 5,6 % de la surface totale du bassin de l'Yzeron (zone en jaune sur la figure 6.1) et est caractérisée par des pentes faibles, des zones en prairies/cultures et des sols peu perméables et moyennement profonds ;
- UC44 : elle représente environ 6,9 % de la surface totale du bassin de l'Yzeron (zone en vert clair sur la figure 6.1) et est caractérisée par des pentes fortes, des zones en prairies/cultures et des sols perméables et superficiels ;
- UC45 : elle représente environ 11 % de la surface totale du bassin de l'Yzeron (zone en rouge sur la figure 6.1) et est caractérisée par des pentes fortes, des zones sous forêt et des sols perméables et superficiels ;
- UC48 : elle représente environ 16,8 % de la surface totale du bassin de l'Yzeron (zone en magenta sur la figure 6.1) et est caractérisée par des pentes faibles, des zones urbaines et des sols imperméables et superficiels ;

Il faut signaler que plus de la moitié (environ 59,7 %) de la surface du bassin de l'Yzeron est occupée par des unités cartographiques de faible étendue spatiale localisées essentiellement au milieu et à l'aval du bassin. Etant donné que la partie aval du bassin de l'Yzeron est totalement urbanisée et que généralement nous arrivons à bien simuler les écoulements au niveau de ces zones urbaines, nous avons choisi de nous intéresser aux différentes combinaisons de la partie rurale (amont) de notre bassin.

La seule différence entre les unités cartographiques UC44 et UC45 est le type d'occupation du sol : une sous forêt et une en prairies/cultures. Ces deux unités couvrent toute la partie Ouest du bassin de l'Yzeron. Ainsi, il nous a semblé judicieux d'étudier leur fonctionnement hydrologique. Après quelques visites de terrain, nous avons identifié un petit sous-bassin versant de type UC45 qui est le sous-bassin du Verdy (d'une superficie de 1,5 km²) sous forêt à 97 % de sa superficie totale (figure 6.1).

Dans la figure 6.1, sont représentés les sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne. Ces deux sous-bassins sont déjà présélectionnés pour l'étude de leur fonctionnement hydrologique en raison de l'instrumentation déjà en place. Ils sont situés sur la zone de transition entre les Monts du Lyonnais dominés principalement par l'UC44 et UC45 et l'aval du bassin caractérisé essentiellement par l'UC48.

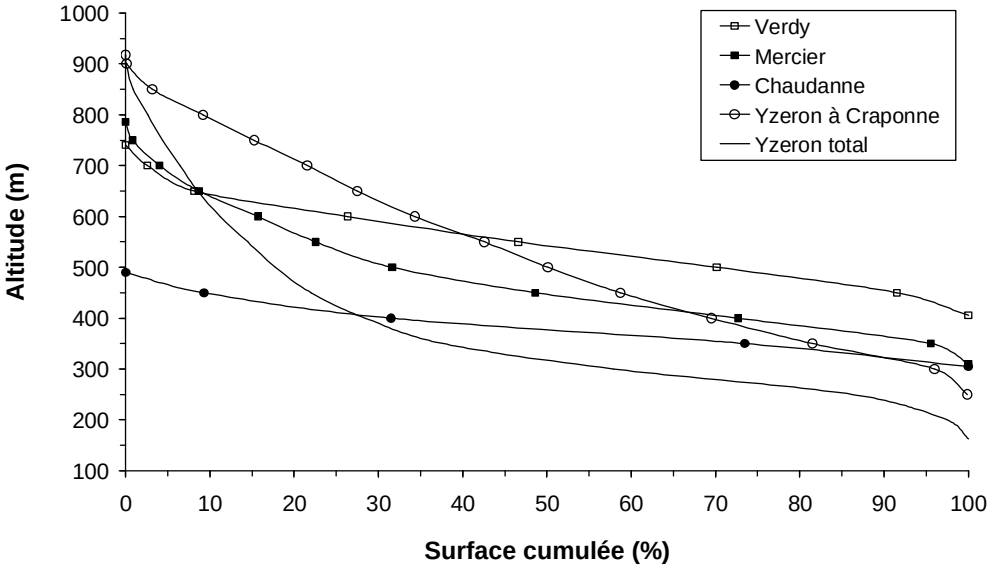
Ces trois sous-bassins ont été instrumentés ou complétés en instrumentation pour étudier leur fonctionnement hydrologique. Les principales caractéristiques de ces sous-bassins sont reportées dans le tableau 6.2.

Les différentes courbes hypsométriques du bassin de l'Yzeron ainsi que de quatre sous-bassins ont été tracées (figure 6.2). Elles donnent la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Ces courbes fournissent beaucoup de renseignements qualitatifs sur l'allure du relief. La comparaison de l'hypsométrie des sous-bassins du Verdy, du Mercier et de la Chaudanne, montre une plus forte dénivelée (d'environ 475 m entre l'amont et l'aval) pour le Mercier. Tandis que la Chaudanne présente un relief assez homogène avec une dénivelée d'environ 185 m entre l'amont et l'aval. L'allure de ces courbes traduit le caractère montagneux de l'Yzeron plus marqué à l'amont qu'au centre et à l'aval du bassin.

Tableau 6.2 : Principales caractéristiques des sous-bassins de l'Yzeron

Sous-bassin versant	Surface (km²)	Altitude (m)		Taux de couverture (%)			Distribution des pentes (%)		
		Min	Max	Forêt	Prairies/Cultures	Urbain	0 - 5	5 - 10	> 10
Verdy	1,54	405,7	740	97,4	2,6	0	5,5	7	87,5
Mercier	6,65	310	785,7	33,5	65,7	0,8	12,9	39,2	47,9
Chaudanne	2,92	305	490	0	69,3	30,7	47,6	37,6	14,8
Yzeron à Craponne	41,88	245	917,5	31,4	58,4	10,2	19,9	21,0	59,1
Yzeron total	147,3	162,5	917,5	22,2	48,9	28,9	43,0	22,8	34,2

N. B. : L'occupation du sol a été déterminée à partir de la base de données de Corine Land Cover.
Les pentes ont été déterminées à partir du modèle numérique d'altitudes avec une résolution de 50 m.



N. B. : Ces courbes ont été générées à partir du modèle numérique d'altitudes avec une résolution de 50 m.

Figure 6.2 : Courbes hypsométriques des sous-bassins de l'Yzeron

Du point de vue des caractéristiques géologiques, les trois sous-bassins (Verdy, Mercier et Chaudanne) sont situés sur des gneiss relativement homogènes. Les formations superficielles se composent pour l'essentiel de sols issus de matériaux cristallins (sols limoneux, sablo-limoneux et sablo-argileux) et de sols alluviaux et colluviaux récents (sols sablo-limoneux à sablo-argileux et sablo-argileux à argilo-sableux). L'épaisseur de ces formations peut varier de 30 à 100 cm ou plus.

La distribution spatiale de la végétation est différente au niveau des trois sous-bassins. Le sous-bassin du Mercier est caractérisé par un amont sous forêt et un aval en prairies/cultures, le sous-bassin de la Chaudanne est caractérisé par un amont en prairies/cultures et un aval urbanisé et le sous-bassin du Verdy est totalement sous forêt.

Ainsi, ces trois sous-bassins sont contrastés en terme de caractéristiques physiographiques et sont globalement représentatifs de l'ensemble des combinaisons possibles au niveau du bassin de l'Yzeron. Un protocole expérimental sera donc mis en place et à l'aide du traçage géochimique,

nous allons qualifier ces trois sous-bassins en caractéristiques d'écoulement : ruissellement naturel ou urbain, écoulement du sol et écoulement de nappe.

6.3 Dynamiques plausibles des écoulements au niveau du bassin de l'Yzeron

6.3.1 Objectifs

Les outils d'analyse spatiale qu'offrent les SIG et la disponibilité des couches thématiques permettent d'étudier les bassins versants en intégrant la dimension spatiale et d'émettre des hypothèses quant à leurs fonctionnements hydrologiques. Il nous apparaît judicieux d'exploiter les données topographiques, pédologiques et d'occupation du sol disponibles et d'esquisser les tendances d'un comportement hydrologique dans l'espace.

Bien évidemment, l'objectif principal de cette analyse n'est pas d'aboutir au final à un schéma détaillant clairement le fonctionnement hydrologique du bassin de l'Yzeron, ce qui est inimaginable sur la base des informations dont nous disposons et de la résolution des différentes couches thématiques. Il s'agit plutôt d'avoir une première idée sur la distribution spatiale de la combinaison de quelques facteurs choisis en raison de leurs effets, déjà reconnus dans la littérature, sur la dynamique des écoulements au niveau d'un bassin versant. En d'autres termes, nous cherchons à établir un premier niveau de typologie des sensibilités des unités surfaciques afin de faire ressortir les zones qui sont potentiellement les plus génératrices de ruissellement.

6.3.2 Hypothèses et méthode de travail

Afin d'étudier les dynamiques plausibles des écoulements du bassin de l'Yzeron et d'émettre des hypothèses sur son fonctionnement hydrologique, nous avons repris les quatre couches utilisées précédemment dans l'analyse spatiale (tableau 6.2). Ces couches ont été croisées une par une et à chaque croisement, nous reclassons la nouvelle couche résultante en trois sous-classes. Pour cela, nous avons fait deux hypothèses réalistes :

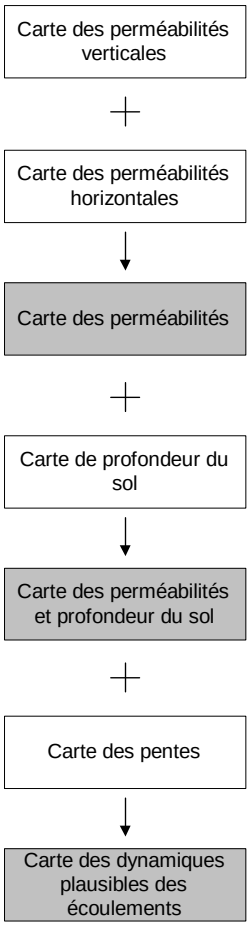
- plus la pente du versant est prononcée, plus le transfert des eaux peut-être rapide et donc intense ;
- plus l'épaisseur des sols est importante et plus la capacité de stockage peut augmenter, ce qui influence la production que nous pouvons associer à la durée des écoulements.

L'approche méthodologique du croisement des couches est résumée dans l'organigramme de la figure 6.3.

6.3.3 Résultats du croisement des couches

La carte résultante du croisement des quatre couches thématiques est donnée par la figure 6.4. Le terme dynamique désigne ici le mode de transfert de l'eau au niveau du bassin versant. Ce transfert peut être, par exemple, rapide ou lent en fonction de la pente.

A partir de la carte de la figure 6.4, nous constatons que nous avons une distribution spatiale des dynamiques des écoulements au niveau du bassin versant de l'Yzeron. Cette carte combine les principaux facteurs générant les écoulements dans un bassin. Les zones à écoulement rapide sont localisées dans les parties hautes du bassin (Monts du Lyonnais). Les zones à écoulement lent se trouvent dans les fonds de vallées et au niveau des zones plates. Dans le plateau, nous avons plutôt la situation intermédiaire.



		Perméabilités verticales		
		Perméable	**Peu perméable**	**Imperméable**
Perméabilités horizontales	**Perméable**	Perméable	Peu perméable	Peu perméable
	Peu perméable	Peu perméable	Peu perméable	Peu perméable
	Imperméable	Peu perméable	Peu perméable	Imperméable

		Perméabilités		
		Perméable	**Peu perméable**	**Imperméable**
Profondeur du sol	**Profond**	1	1	2
	Moy. profond	1	2	3
	Superficiel	2	3	3

		Perméabilités et Profondeur du sol		
		1	**2**	**3**
Pentes	**Fortes**	Infiltration	Etat intermédiaire	Etat intermédiaire
	Moyennes	Etat intermédiaire	Etat intermédiaire	Ruissellement
	Faibles	Etat intermédiaire	Ruissellement	Ruissellement

Figure 6.3 : Organigramme méthodologique du croisement des couches

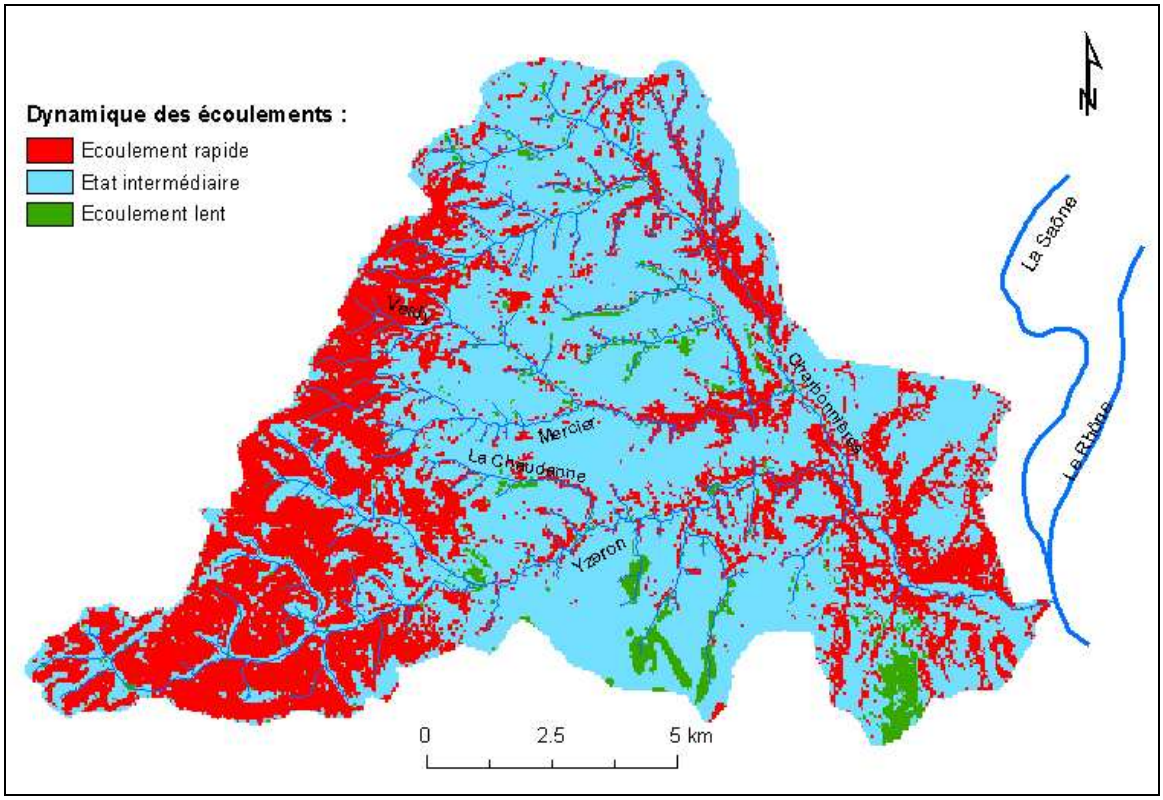


Figure 6.4 : Carte des dynamiques plausibles des écoulements au niveau du bassin de l'Yzeron

Nous observons donc, en première approche, des zones amont avec une capacité de régénération rapide des écoulements qui contrastent avec des vallées et des zones plates à temps de renouvellement des eaux beaucoup plus lent. C'est cette hypothèse que nous nous proposons de tester expérimentalement sur les trois sous-bassins de l'Yzeron.

6.4 Caractérisation hydrologique du bassin de l'Yzeron au moyen de la topographie

6.4.1 Introduction

Plusieurs auteurs (Beven et Kirkby, 1979 ; Grayson, et al., 1995 ; Charleux-Demargne, 2001) ont montré que la topographie constitue un facteur de premier ordre qui contrôle la variation spatiale des conditions hydrologiques. Elle affecte la distribution spatiale de l'humidité du sol et de l'écoulement souterrain de subsurface qui suit généralement la topographie de la surface "bed-rock" (généralement approchée localement par la surface du sol à défaut de pouvoir connaître la surface du bed-rock). Les indices topographiques, qui combinent les surfaces saturées contributives locales et la pente, ont donc été largement utilisés pour quantifier le rôle que peut avoir la topographie sur le contrôle des processus hydrologiques. Ils ont été également utilisés pour décrire la distribution spatiale de l'humidité du sol. Les méthodes de calcul de cet indice diffèrent principalement au niveau de la manière dont les surfaces saturées contributives locales sont calculées.

Il est bien évidemment clair que la topographie ne constitue pas le seul facteur déterminant de la réponse hydrologique d'un bassin versant. D'autres variabilités spatiales (transmissivité hydraulique, épaisseurs des sols, précipitations, etc.) ont été étudiées de manière combinée avec celle de la topographie en définissant des indices de similarité hydrologique. Ici seule la topographie a été étudiée, ce qui permet d'émettre des hypothèses quant à l'existence potentielle ou non du mécanisme de fonctionnement par surfaces saturées contributives. De plus, les variables permettant de calculer l'indice topographique sont, de nos jours, facilement accessibles (MNT haute résolution disponible gratuitement sur l'ensemble du globe avec le même capteur).

6.4.2 Détermination de l'indice topographique du bassin de l'Yzeron

A partir des courbes de niveau[1] disponibles, le MNT a été généré en utilisant le logiciel ArcView 3.2. L'indice topographique a ensuite été calculé pour chacune des mailles. L'algorithme utilisé est celui développé par Saulnier (1996). Il permet de tester plusieurs méthodes de calcul :

- prise en compte d'une seule direction d'écoulement ;
- prise en compte des 8 directions d'écoulement ;
- prise en compte ou non de la propagation des aires drainées dans le réseau hydrographique.

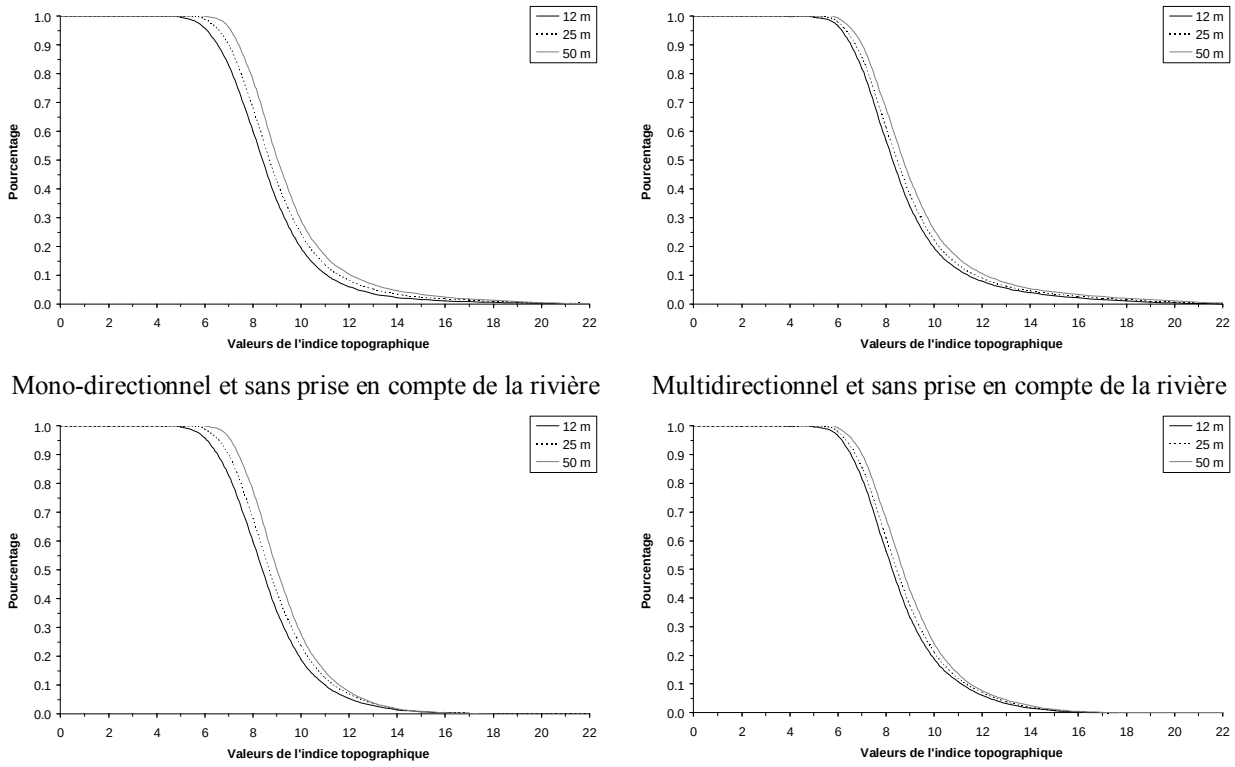
Afin dévaluer le rôle de la résolution (associée ici à l'idée de précision) du MNT sur la détermination de l'indice topographique, trois tailles de mailles ont été testées (12, 25 et 50 m). Rappelons que 12 m est la taille de la maille utilisée dans le modèle WISTOO et que 50 m est celle utilisée dans l'analyse spatiale. Nous avons choisi, en plus de ces deux tailles, la maille 25 m pour avoir une idée sur l'état intermédiaire. Ainsi pour chaque MNT, nous avons obtenu quatre cartes d'indice topographique : mono-directionnel ou multidirectionnel sans prise en compte de la rivière et mono-directionnel ou multidirectionnel avec prise en compte de la rivière.

[1] Ces courbes, rappelons-le, proviennent de la BD TOPO d'IGN 1999 à l'échelle 1/25 000.

Dans ce qui suit, l'indice topographique calculé sera présenté sous forme de carte et synthétisé au moyens d'une courbe de distribution en fonction de la surface. Le rapport Ac/A, noté pourcentage de saturation, donne le pourcentage de surface du bassin dont l'indice est supérieur à une certaine valeur. Ac correspond donc à la surface du bassin dont les valeurs de l'indice sont supérieures à la valeur choisie. Cette représentation facilite la comparaison entre les différentes tailles de mailles.

a. Evolution de la distribution de l'indice topographique avec la taille de la maille du MNT

La figure 6.5 trace l'évolution de la distribution de l'indice topographique pour les différents pas du MNT et pour chaque méthode de calcul utilisée. Nous constatons que l'augmentation de la taille de la maille du MNT, et donc la diminution de la précision de l'information topographique, provoque un décalage des distributions vers les grandes valeurs d'indice topographique. Ceci reste vrai quelle que soit la méthode employée pour calculer l'indice. En effet, nous observons un relèvement de la queue des distributions quand le pas du MNT augmente. Ceci peut être expliqué, en partie, par le fait que plus la taille de la maille augmente, plus les fortes pentes, qui correspondent aux petites variations du relief, seront "gommées" (Saulnier, 1996). Un autre facteur pouvant expliquer ces observations est l'importance relative croissante des pixels définissant le réseau hydrographique.



Mono-directionnel et sans prise en compte de la rivière

Multidirectionnel et sans prise en compte de la rivière

Mono-directionnel et avec prise en compte de la rivière

Multidirectionnel et avec prise en compte de la rivière

Figure 6.5 : Evolution de la distribution cumulée de l'indice topographique en fonction du pas du MNT et pour chaque méthode de calcul sur le bassin de l'Yzeron

b. Evolution de la distribution de l'indice topographique avec la méthode de calcul

La figure 6.6 donne les distributions de l'indice topographique en fonction des différentes méthodes de calcul et pour trois tailles de maille du MNT. Le fait de tenir compte, ou non, du réseau hydrographique semble avoir une influence sur les résultats. Dans les valeurs élevées de

l'indice, en effet, des écarts plus ou moins importants sont constatés. A titre d'illustration, pour la maille de 50 m, tant que le rapport Ac/A ne dépasse pas 15 %, les écarts entre les deux courbes représentent plus de 2 % du bassin. Cela signifie que, si le réseau hydrographique n'est pas pris en compte, nous avons tendance à surévaluer les surfaces saturées. Cette surévaluation est d'autant plus grande que la taille de la maille du MNT augmente.

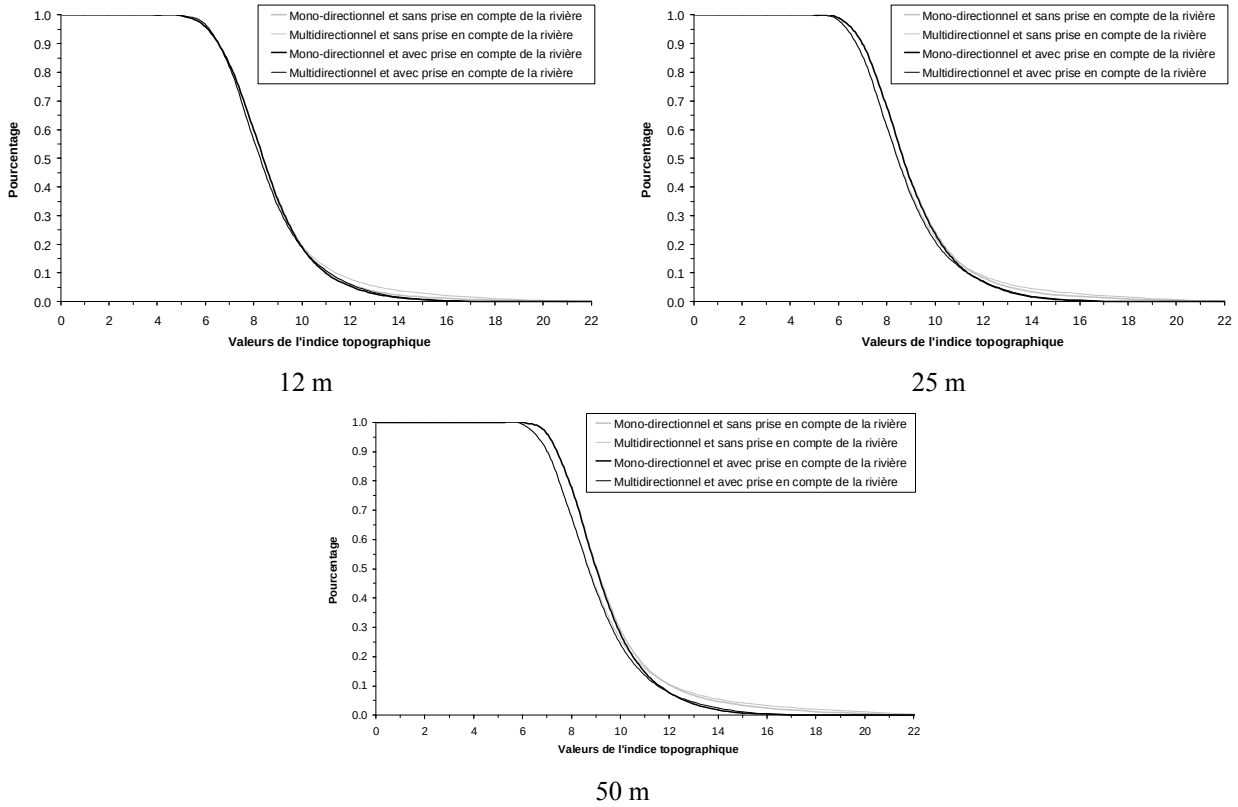


Figure 6.6 : Evolution de la distribution cumulée de l'indice topographique en fonction de la méthode de calcul et pour trois tailles de mailles sur le bassin de l'Yzeron

Ainsi, comme le souligne Saulnier (1996), ne pas prendre en compte explicitement le réseau hydrographique dans le calcul de l'indice topographique, conduit à deux effets :

- une sur-estimation des valeurs d'aires drainées pour les mailles contenant le réseau hydrographique, ou proche de celui-ci.
- une sous-estimation des valeurs des pentes d'écoulement.

Bien évidemment, les mailles affectées par ce problème sont peu nombreuses en comparaison du nombre total de mailles décrivant le bassin versant mais ces mailles sont celles qui sont les plus actives en cas de processus de génération de la saturation étant donné que ce sont celles qui ont les plus fortes valeurs d'indice topographique.

La prise en compte, dans le calcul de l'indice topographique, des huit directions d'écoulement semble avoir un effet essentiellement au niveau des valeurs faibles et moyennes d'indice topographique. En effet, nous observons un abaissement de la première partie de la courbe des distributions. Cela signifie qu'en utilisant une seule direction d'écoulement, nous surévaluons les surfaces saturées.

Si nous continuons à propager les aires drainées dans le réseau, nous finissons par trouver que l'aire drainée utilisée dans le calcul de l'indice topographique du pixel exutoire est l'aire totale du bassin versant amont. Or l'indice topographique sert à donner une lecture topographique de la propension d'un pixel à se saturer plus ou moins vite. C'est alors bien l'aire drainée des versants amont et aval qu'il faut prendre en compte et non pas l'aire drainée de tout le bassin amont (Saulnier, communication personnelle).

Si nous propageons l'aire drainée dans le réseau, nous finissons immanquablement par générer des surfaces saturées uniquement le long du réseau tant les aires drainées y sont importantes (plusieurs km²) par rapport aux aires drainées des versants (< 1 km²). Nous biaisons donc aussi la répartition spatiale des contenus en eau des sols superficiels (Saulnier, communication personnelle).

6.4.3 Distribution spatiale de l'indice topographique au niveau du bassin de l'Yzeron

Les figures 6.7 et 6.8 présentent la carte de l'indice topographique au niveau du bassin de l'Yzeron, cas multidirectionnel avec prise en compte de la rivière, respectivement pour une maille de MNT de 12 m et de 50 m. Ces figures montrent, classiquement, que l'indice topographique augmente généralement des lignes de crêtes vers les axes de drainage. Les fortes valeurs d'indice topographique sont situées essentiellement au niveau du réseau hydrographique et des versants proches. Ainsi, des zones saturées peuvent se développer au niveau du bassin de l'Yzeron et peuvent atteindre même l'amont du bassin.

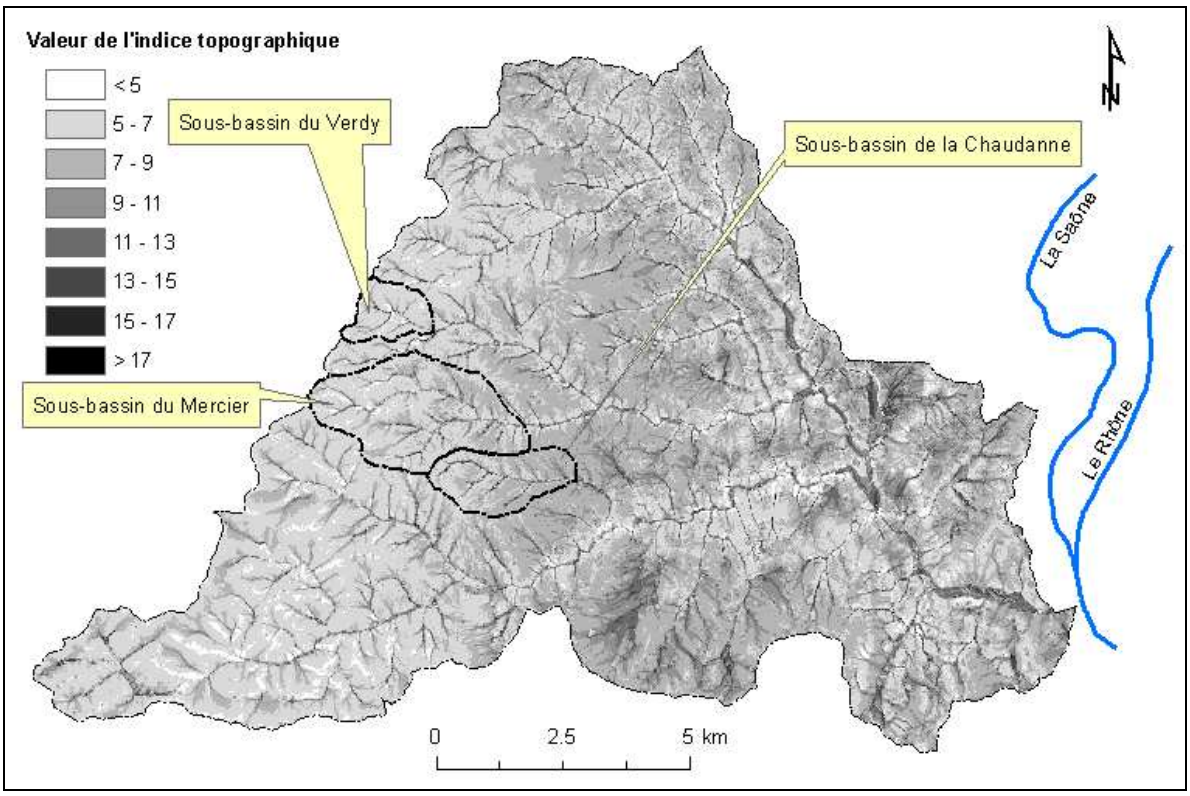


Figure 6.7 : Carte de l'indice topographique du bassin de l'Yzeron : cas d'une maille de 12 m, multidirectionnel et avec prise en compte de la rivière

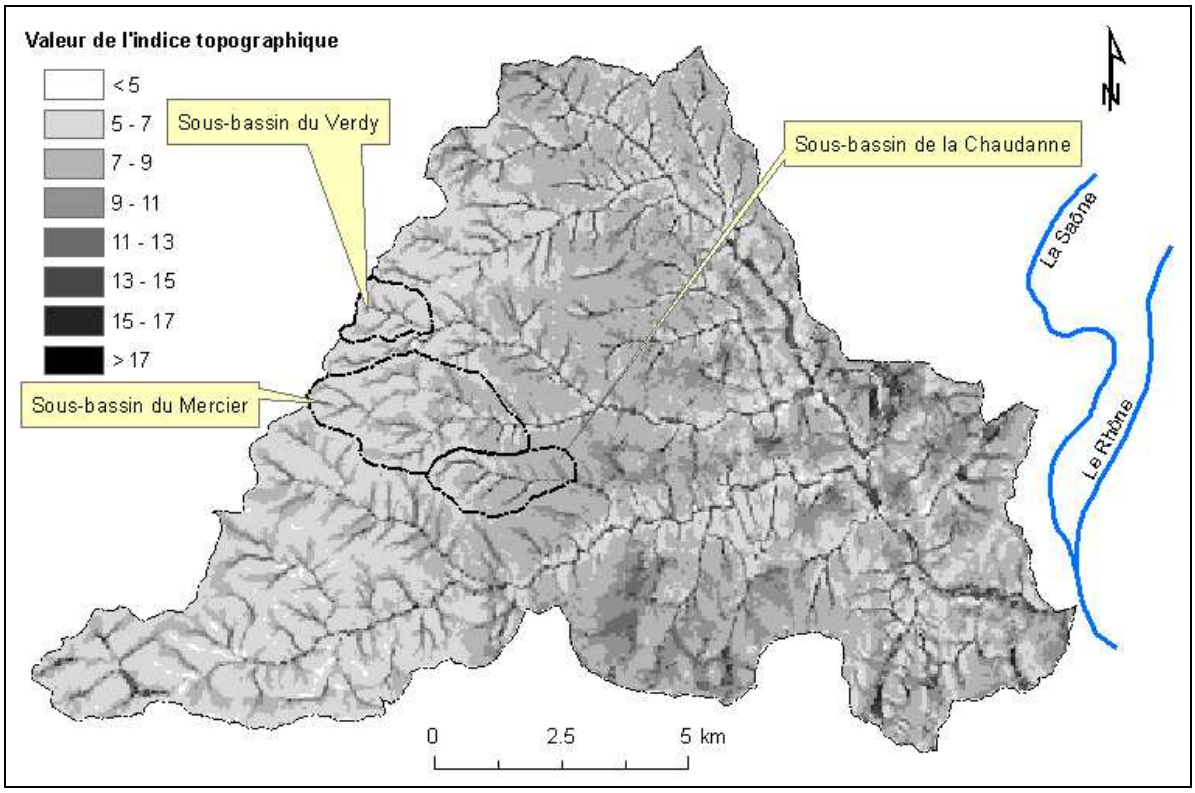


Figure 6.8 : Carte de l'indice topographique du bassin de l'Yzeron : cas d'une maille de 50 m, multidirectionnel et avec prise en compte de la rivière

----------oOo----------

CHAPITRE 7 : ANALYSE DES DONNEES HYDRO-PLUVIOMETRIQUES

CHAPITRE 7 : ANALYSE DES DONNEES HYDRO-PLUVIOMETRIQUES

7.1 Objectifs de l'analyse

Par rapport au large éventail de processus de génération des écoulements décrits au premier chapitre, l'analyse des bilans hydrologiques et des événements de crue à partir des stations de mesure de débit existantes et intégrant divers paysages donne un premier aperçu de la diversité des processus hydrologiques sur le bassin de l'Yzeron. En effet, les mesures hydro-pluviométriques recueillies, au niveau du bassin de l'Yzeron, représentent une source d'information considérable qu'il faut exploiter avant de se lancer dans l'application du traçage géochimique et l'amélioration de la modélisation par WISTOO.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier le fonctionnement hydrologique des sous-bassins versants du Mercier, drainant forêt et prairies/cultures, et de la Chaudanne, drainant prairies/cultures et zones urbaines, en analysant les chroniques pluies-débits, enregistrées sur une période commune, à l'échelle mensuelle mais aussi événementielle.

Nous ne partons donc pas d'une idée a priori du fonctionnement physique, avec tous les détails possibles, du bassin versant. Nous partons seulement des données qui reflètent la réalité, aux incertitudes près, d'une manière implicite. La pluviométrie et l'évapotranspiration reflètent les phénomènes climatologiques. Le débit, mesuré à l'exutoire, révèle le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Notre analyse sera étendue au bassin de l'Yzeron limité à la station hydrométrique de Craponne (figure 7.1). Ainsi, à l'issue de cette analyse un premier schéma du comportement hydrologique pourra être esquissé.

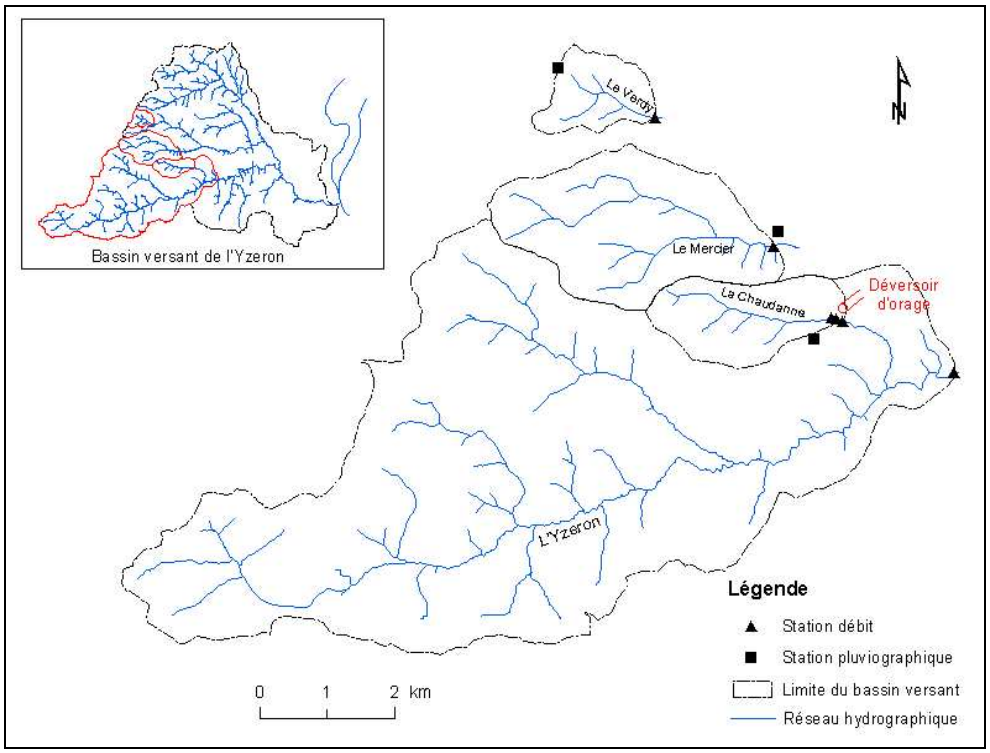


Figure 7.1 : Localisation et équipement des sous-bassins versants du Verdy, du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron limité à la station hydrométrique de Craponne

7.2 Analyse des données hydro-pluviométriques

7.2.1 Variabilité temporelle des pluies, des lames d'eau écoulées et de l'évapotranspiration

Comme période d'analyse, nous avons sélectionné les données pluies-débits enregistrées de 1997 à 2004. En observant les minima, les moyennes et les maxima mensuels des pluies et des lames d'eau écoulées, il est aisé d'estimer la variabilité temporelle au niveau des deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne. En effet, d'une année à l'autre, la répartition des lames d'eau peut différer de façon très significative (figure 7.2).

Il faut signaler que ces moyennes sont purement indicatives et ne peuvent faire état de référence. De plus, les nombreuses lacunes au niveau des débits du sous-bassin du Mercier (18 % sur la période 1997-2004) biaisent les résultats. Ainsi, les graphiques données par la figure 7.2 ne font qu'office d'illustration de la variabilité temporelle.

En ce qui concerne l'évapotranspiration, nous avons recueilli une série d'estimation de l'ETP, par la méthode de Monteith, à la station de Lyon-Bron de Météo-France. La figure 7.3 présente l'évolution de l'ETP sur la période 1997-2004. Nous remarquons que l'ETP présente une périodicité, avec un minimum en hiver et un maximum en été reflétant assez fidèlement la succession des saisons.

7.2.2 Analyse des données de débit et de pluie

Pour la Chaudanne, les débits utilisés sont traités par minima glissant afin de filtrer les rejets du déversoir d'orage au niveau de la station du vieux pont de la Barge. La figure 7.4 montre l'évolution des débits moyens journaliers et des pluies journalières au cours de l'année 2002 pour les deux sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne. Nous remarquons l'augmentation du débit en fonction de l'aire drainée. D'autres part, nous constatons que les réserves sont faibles dans les deux sous-bassins et que l'écoulement d'été est intermittent et directement lié aux pluies.

Sur la période 1997 à 2004, les deux cours d'eau manifestent un régime hydrologique caractérisé par un étiage principal d'été, allant de juin à septembre, et par une période de hautes eaux constituée par les mois d'octobre à mai (figures 7.5 et 7.6). Le mois d'octobre est caractérisé par des déficits d'écoulement très élevés (figure 7.7). Le déficit d'écoulement moyen mensuel est calculé comme la différence entre la pluviométrie et la lame écoulée moyennes mensuelles. Il faut signaler que les mois où nous avons des lacunes au niveau du sous-bassin du Mercier ont été retirés de l'analyse pour les 2 stations. La distance à vol d'oiseau entre la station de Lyon-Bron et la station pluie du Mercier PLN0330P est de 20,14 km. Elle est de 19,43 km entre la station de Lyon-Bron et la station pluie de la Chaudanne GLV0321P.

Octobre reçoit des précipitations abondantes (de l'ordre de 80 mm en moyenne), mais une grande partie sert à reconstituer les réserves en eau des sous-bassins versants et une autre alimente une évapotranspiration encore active. Les précipitations moyennes de novembre sont voisines de celles d'octobre. Les écoulements sont cependant plus abondants, car les réserves sont partiellement reconstituées.

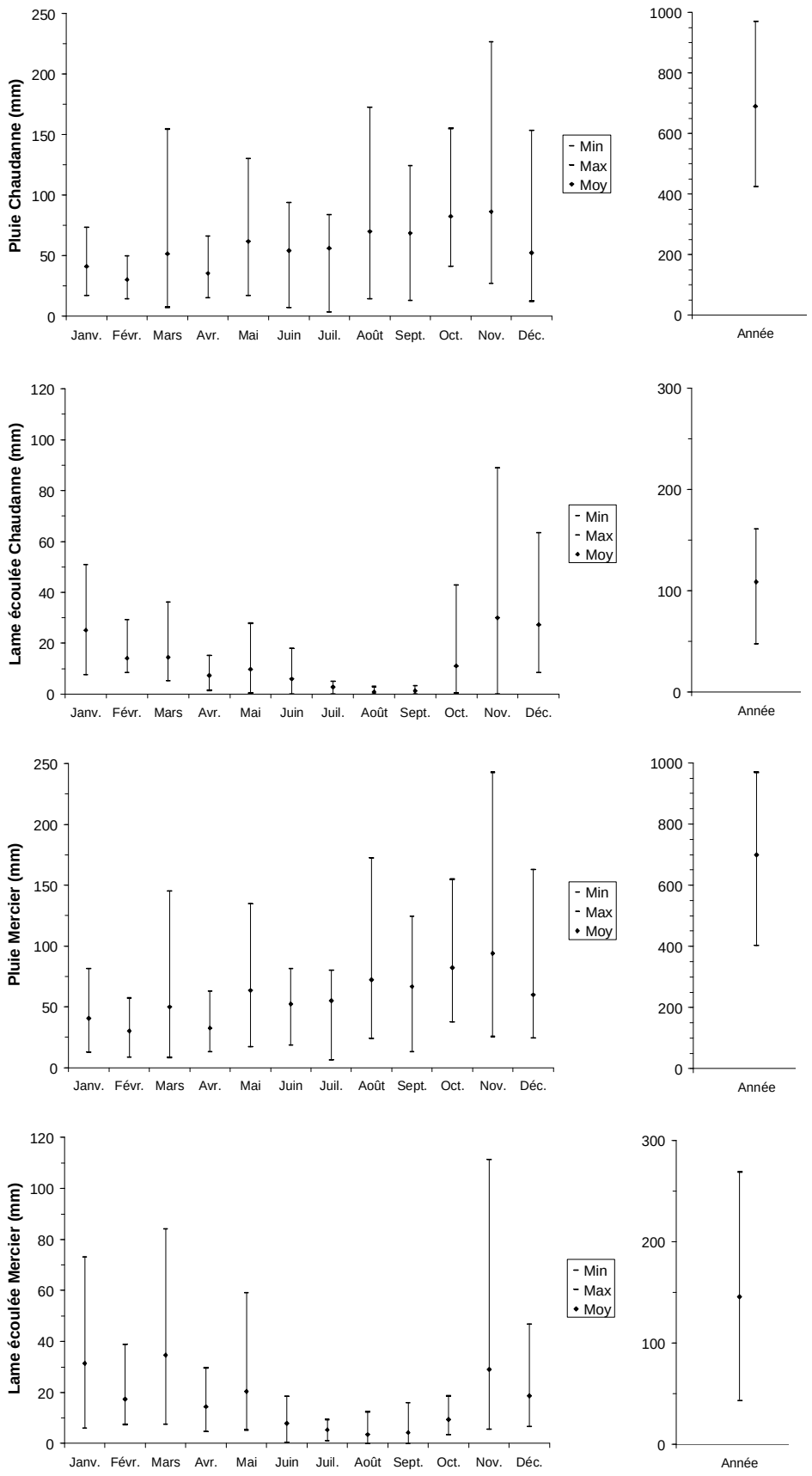


Figure 7.2 : Répartition de la variabilité temporelle des pluies et des lames d'eau écoulées moyennes mensuelles et annuelles des sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004

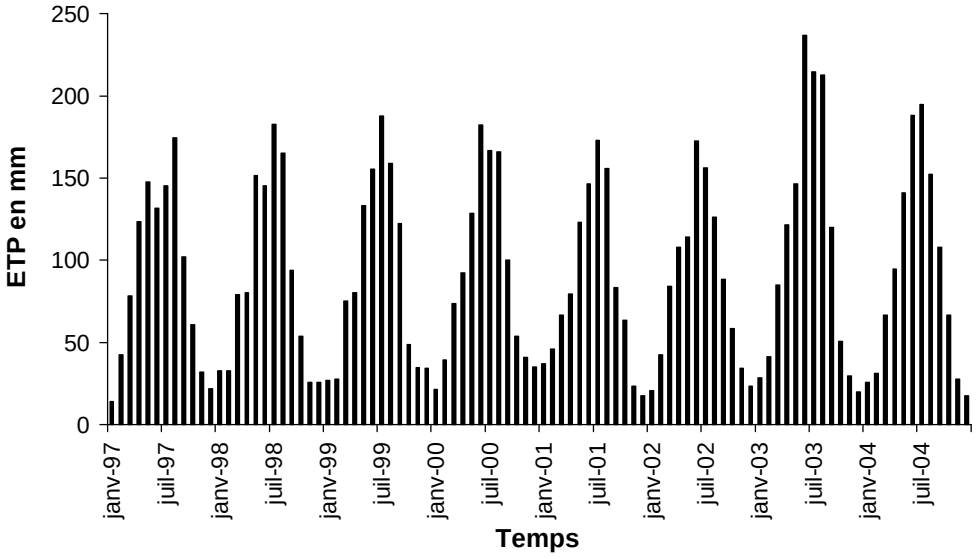


Figure 7.3 : Evapotranspiration potentielle estimée par la méthode de Monteith à la station Lyon-Bron de Météo-France sur la période 1997-2004

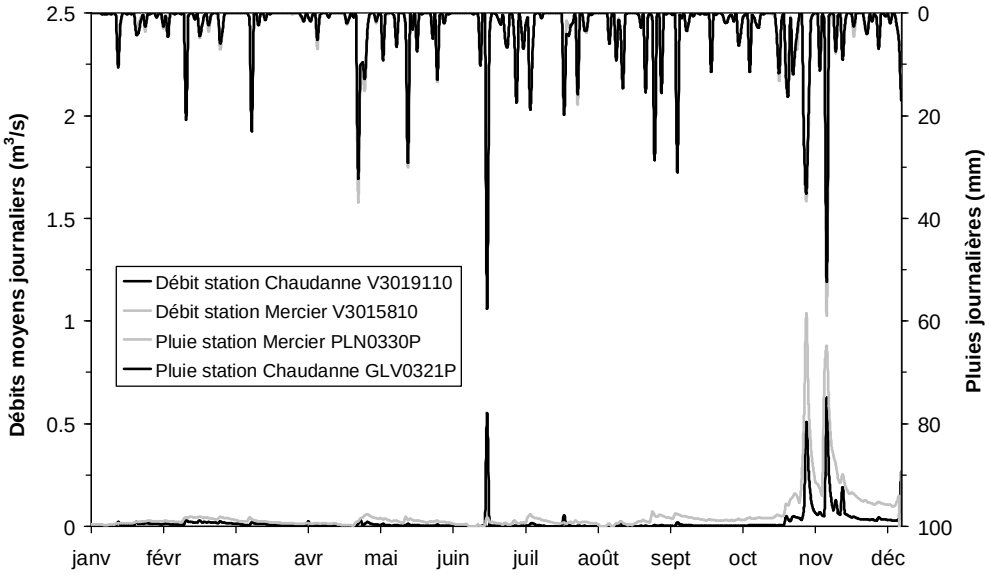


Figure 7.4 : Débits moyens journaliers et pluies journalières au niveau des deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne en 2002

Les précipitations mensuelles maximales se situent en novembre (90 mm environ en moyenne). Les pluies génèrent alors des écoulements abondants. Les déficits d'écoulement demeurent toutefois élevés. Ces derniers se réduisent en janvier (pour des précipitations de 40 mm environ en moyenne) où les écoulements sont les plus abondants, puis augmentent en février (précipitations de 30 mm en moyenne). De mars à septembre, les déficits d'écoulement continuent à augmenter ce qui peut être interprété comme le résultat d'une évapotranspiration très active .

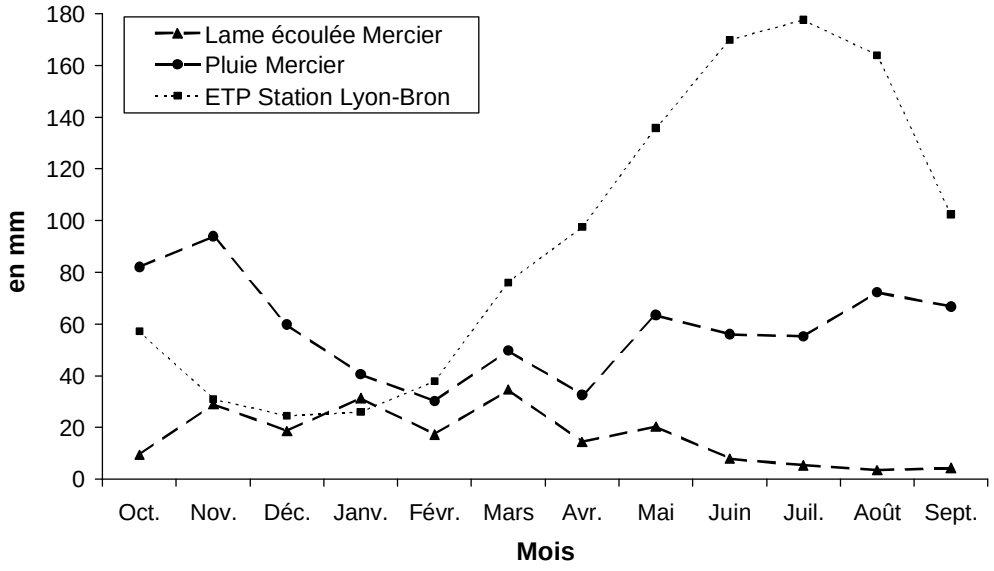


Figure 7.5 : Lame d'eau écoulée, pluie et évapotranspiration potentielle mensuelles moyennes du sous-bassin versant du Mercier sur la période 1997-2004

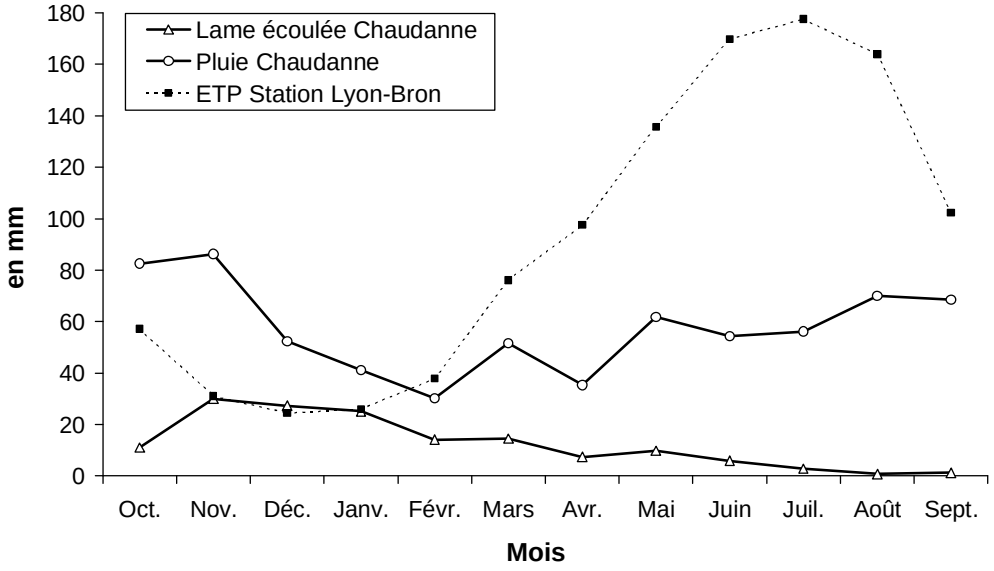


Figure 7.6 : Lame d'eau écoulée, pluie et évapotranspiration potentielle mensuelles moyennes du sous-bassin versant de la Chaudanne sur la période 1997-2004

Nous remarquons que le passage de basses eaux vers les hautes eaux connaît un décalage plus ou moins important (environ 2 mois) par rapport au début de l'année hydrologique (mois de septembre). Cela est dû au fait que les terrains desséchés absorbent, à ce moment de l'année, une grande partie des eaux de pluie au détriment de l'écoulement superficiel vers le lit de la rivière.

La figure 7.7 montre que durant la période allant du mois d'octobre au mois de décembre, il y a, en moyenne, plus de stockage sur le Mercier que sur la Chaudanne étant donné que le déficit d'écoulement est plus important sur le Mercier que sur la Chaudanne pour des pluviométries pratiquement identiques. De janvier à mai, la situation s'inverse. Le déficit d'écoulement devient plus important sur la Chaudanne que sur le Mercier. Ceci peut être expliqué, en partie, par le fait qu'au niveau de la Chaudanne et en-dessous d'un certain seuil de pluie tombée, l'eau pluviale

reste dans le réseau d'assainissement et rejoint un grand collecteur (Breil, communication personnelle). Il y a donc, au niveau de la Chaudanne, une partie de l'écoulement de surface qui ne rejoint pas le ruisseau. Cette surface est estimée à 44 ha (Breil et Jouan, 2001).

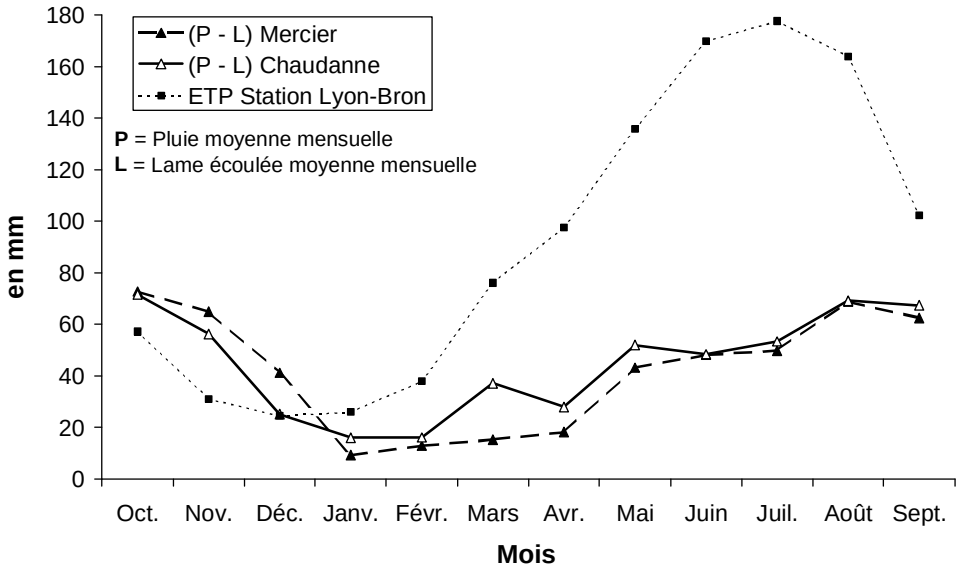


Figure 7.7 : Déficits d'écoulements mensuels moyens des sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004

Nous constatons également que les deux sous-bassins ont une période commune (octobre à décembre) consacrée à la reconstitution des réserves.

Le décalage entre le maximum de la lame écoulée et celui des précipitations pendant un cycle hydrologique nous renseigne sur la capacité de stockage en eau du sol au niveau du bassin versant. Si ce décalage est faible dans le temps, cela laisse supposer que nous avons une faible capacité de stockage et un fonctionnement hortonien prépondérant au niveau du bassin, le rôle des nappes est alors négligeable. Par contre si le décalage est important, dans ce cas nous pouvons supposer que nous avons plutôt un fonctionnement hydrologique par surfaces saturées contributives et le rôle joué par les nappes peut être important. Dans notre cas, ce décalage est d'environ de deux mois (entre novembre et janvier) au niveau des deux sous-bassins (figures 7.5 et 7.6). Durant cette période, la pluie sert plutôt à alimenter le réservoir.

Les mêmes figures ont été établies pour le bassin versant de l'Yzeron limité à la station hydrométrique de Craponne qui draine une superficie de 41,89 km². Au niveau de cette station, le bassin de l'Yzeron est à dominante rurale. Nous avons utilisé les données de pluie de la station GLV0321P de la Chaudanne car nous n'avons pas d'autres stations au niveau de cette zone.

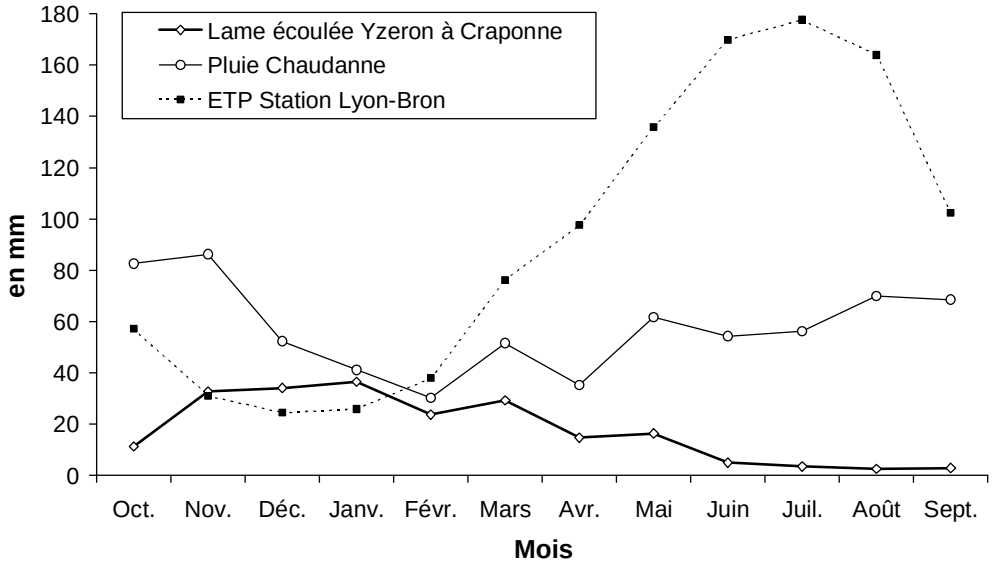


Figure 7.8 : Lame d'eau écoulée, pluie et évapotranspiration potentielle mensuelles moyennes du bassin versant de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004

D'après les figures 7.8 et 7.9, nous remarquons que nous retrouvons les mêmes observations sur les deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne. Deux périodes caractérisent le régime hydrologique : un étiage principal d'été, allant de juin à septembre, et une période de hautes eaux constituée par les mois d'octobre à mai. Nous retrouvons également une période d'environ deux mois (octobre et novembre) consacrée à la reconstitution des réserves.

Le coefficient d'écoulement mensuel moyen (tableau 7.1), défini comme étant le rapport de la lame moyenne écoulée sur la hauteur moyenne des précipitations, est maximal en janvier et février et faible en août et septembre pour les trois sous-bassins versants.

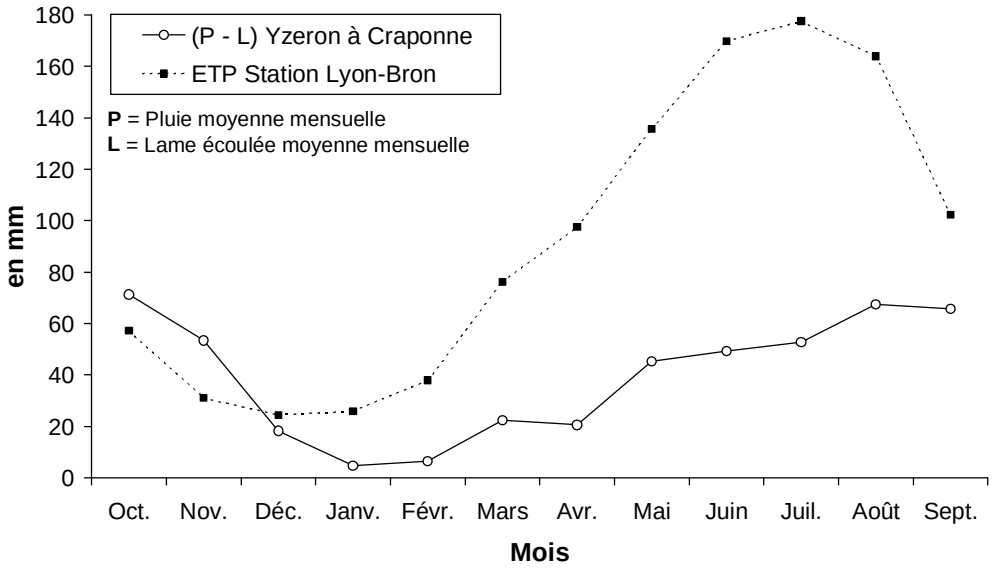


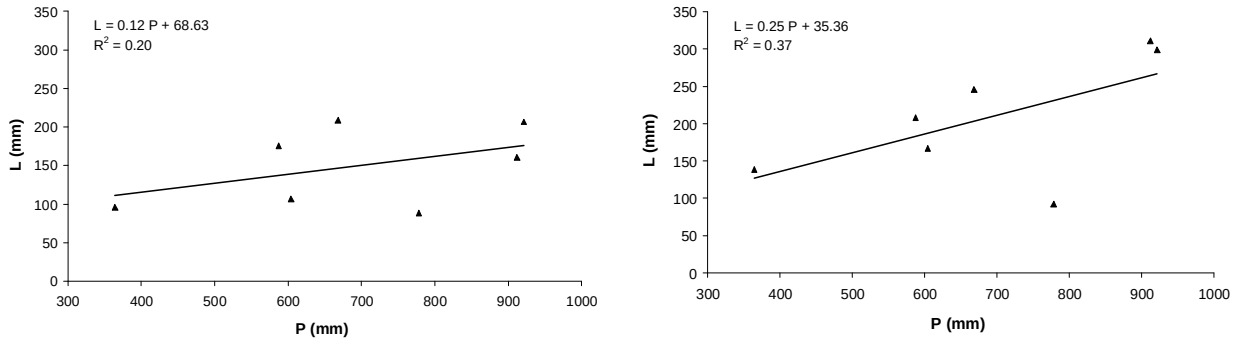
Figure 7.9 : Déficit d'écoulement mensuel moyen du bassin versant de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004

Tableau 7.1 : Coefficient d'écoulement mensuel moyen (en %) des sous-bassins versants du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004

Mois	Mercier	Chaudanne	Yzeron à Craponne
Janvier	77,29	61,02	88,70
Février	57,44	46,65	78,43
Mars	69,42	28,06	56,66
Avril	44,24	20,81	41,72
Mai	32,06	15,83	26,57
Juin	14,15	10,88	9,14
Juillet	9,69	4,99	6,21
Août	4,79	1,09	3,57
Septembre	6,43	1,77	4,27
Octobre	11,42	13,36	13,69
Novembre	30,91	34,72	38,05
Décembre	31,14	52,10	65,19

7.2.3 Relations pluies-débits et débits-débits

Du fait des nombreux autres paramètres qui influencent les écoulements (stockage ou restitution progressive d'eau par les formations superficielles et les aquifères, valeur de l'évapotranspiration, précipitations sous forme neigeuse, fonte des neiges, interception par le couvert végétal, …), il n'y a pas de relation entre les pluies et les débits mensuels pour les deux sous-bassins versants (R^2 = 0,02 pour le Mercier et R^2 = 0,00 pour la Chaudanne). Ceci est assez logique car le réservoir modifie le lien temporel qui peut exister entre ces deux variables. Une prise en compte plus globale de chacun des facteurs, influençant les relations pluies-débits, peut être réalisée en travaillant sur les données annuelles. La qualité de la régression entre les précipitations et les lames d'eau écoulées s'en trouve sensiblement améliorée (figure 7.10), tout en restant insuffisante pour définir une tendance qui puisse être appliquée à d'autres périodes que la période d'observation considérée. Cette relation n'a pas été calculée pour le sous-bassin du Mercier à cause des lacunes.



(a) Sous-bassin de la Chaudannne (b) Sous-bassin de l'Yzeron à Craponne

Figure 7.10 : Relation entre les lames écoulées annuelles et les précipitations annuelles sur la période 1997-2004

Par ailleurs, du fait que la réponse hydrologique d'un bassin versant dépend des conditions propres à ce bassin versant (volume des précipitations bien sûr, mais aussi remplissage des aquifères, état du couvert végétal, etc.), les régressions entre les lames d'eau journalières écoulées pour les deux sous-bassins versants sont de qualité moyenne ($R^2 = 0,32$). Le traitement de données mensuelles conduit à une amélioration sensible du coefficient de détermination (figure 7.11).

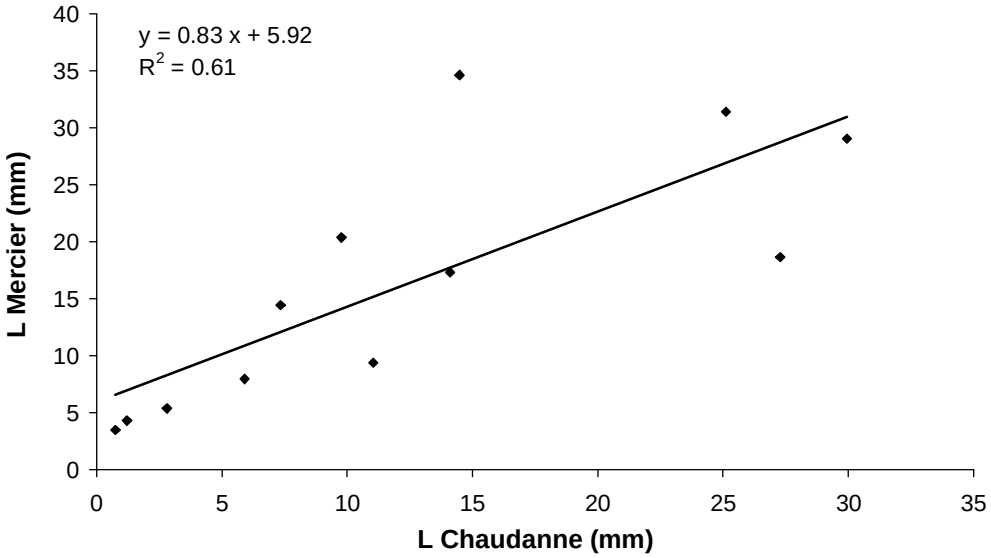


Figure 7.11 : Relation entre les lames d'eau écoulées mensuelles des sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004

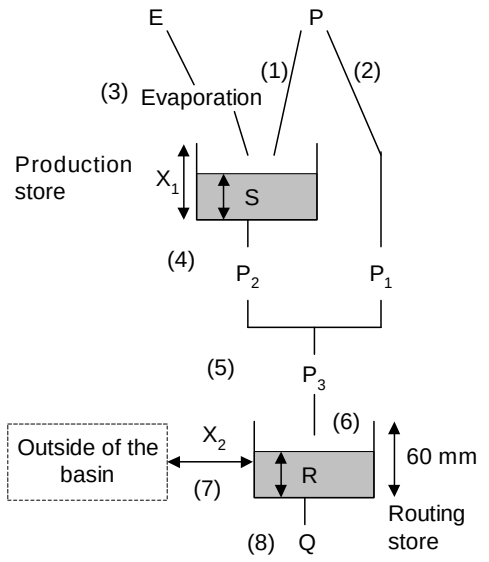
7.2.4 Réactivité et restitution des bassins à l'échelle mensuelle

L'examen de la productivité d'un bassin versant à l'échelle mensuelle peut s'aborder à l'aide du modèle hydrologique global pluie-débit ***GR2M*** (modèle du **G**énie **R**ural à **2** paramètres au pas de temps **M**ensuel) du Cemagref (Mouelhi, 2003 et Mouelhi, et al., 2006). C'est un modèle à 2 paramètres où la fonction de production est représentée par un réservoir de stockage "S", caractérisé par le paramètre X_1 qui représente sa capacité maximale, et un réservoir quadratique de routage "R" qui a une capacité fixée et dépend d'un paramètre X_2 (figure 7.12).

Ce modèle a été appliqué sur le Mercier, la Chaudanne et l'Yzeron limité à la station de Craponne sur la période 1997-2004. Les entrées du modèle sont constituées par les pluies mensuelles (en mm) et les évapotranspirations potentielles (ETP) mensuelles (en mm). Les débits mensuels (en mm) sont utilisés uniquement pour le calage des paramètres et l'évaluation des performances. Pour pouvoir comparer par la suite les résultats des trois sous-bassins, nous devons utiliser les mêmes entrées. Pour les précipitations, nous avons utilisé, pour les trois sous-bassins, celles de la station GLV0321P. En ce qui concerne l'évapotranspiration, nous avons utilisé la série d'estimation de l'ETP, par la méthode de Monteith, à la station de Lyon-Bron de Météo-France.

La période allant de janvier 1997 à décembre 2000 a été réservée pour la mise en route du modèle. L'effet d'une mauvaise initialisation de ces états internes dans le calcul des critères est en fait limité par l'utilisation d'une période de mise en route. Les figures 7.13, 7.14 et 7.15 montrent les hydrogrammes observés et simulés par GR2M respectivement au niveau du

Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à Craponne. Les paramètres du modèle ont été optimisés pour chaque sous-bassin. Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau 7.2. Les critères d'efficacité ont été calculés sur la période 2001-2004. Nous avons utilisé la fonction "Solveur" d'Excel pour optimiser le critère de Nash-Sutcliffe. Il faut signaler que le calage du modèle au niveau du Mercier n'est pas très satisfaisant étant donné les lacunes au niveau des données de débit sur la période d'étude.



$$(1)\ S_1 = \frac{S + X_1\varphi}{1 + \varphi\dfrac{S}{X_1}} \quad \text{avec } \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right)$$

$$(2)\ P_1 = P + S - S_1$$

$$(3)\ S_2 = \frac{S_1\left(1-\psi\right)}{1 + \psi\left(1 - \dfrac{S_1}{X_1}\right)} \quad \text{avec } \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)$$

$$(4)\ S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\dfrac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} \quad P_2 = S_2 - S$$

$$(5)\ P_3 = P_1 + P_2 \quad (6)\ R_1 = R + P_3 \quad (7)\ R_2 = X_2 . R_1$$

$$(8)\ Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad R = R_2 - Q$$

Signification des variables :

P : pluviométrie du mois
Q : débit du même mois
E : évapotranspiration moyenne du mois (ETP

Figure 7.12 : Architecture du modèle GR2M (Mouelhi, et al., 2006)

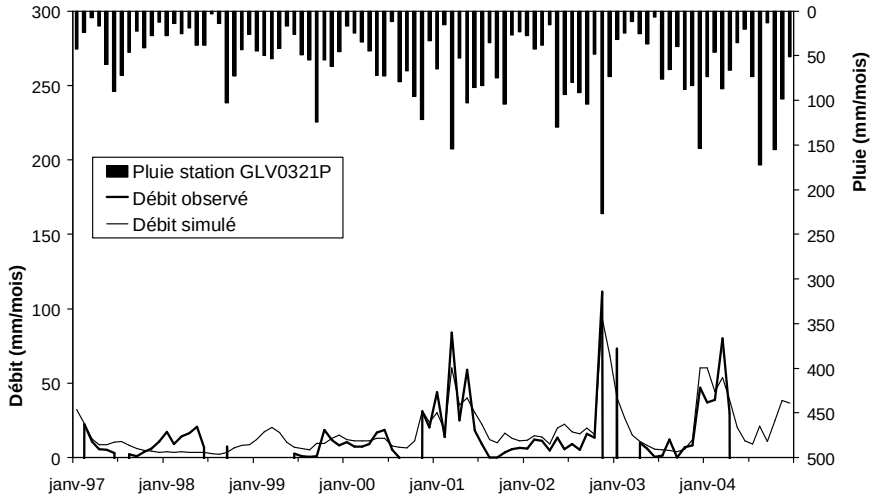


Figure 7.13 : Hydrogrammes observé et simulé par GR2M sur le sous-bassin du Mercier (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)

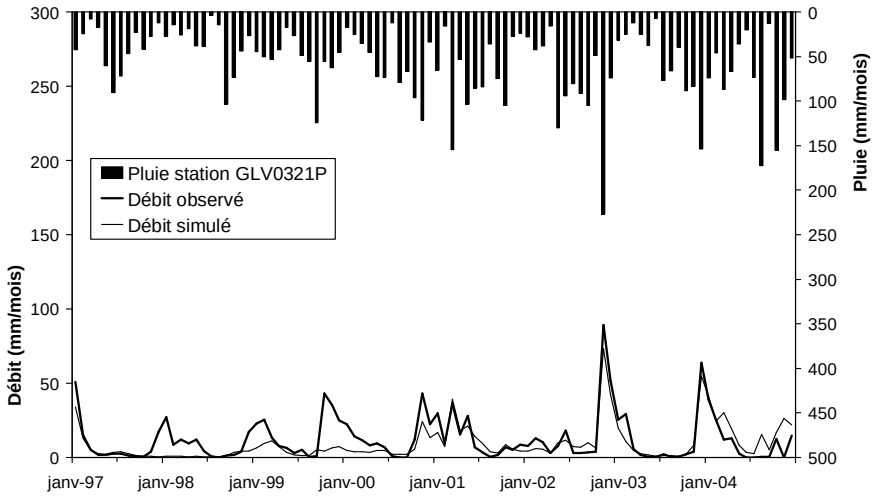


Figure 7.14 : Hydrogrammes observé et simulé par GR2M sur le sous-bassin de la Chaudanne (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)

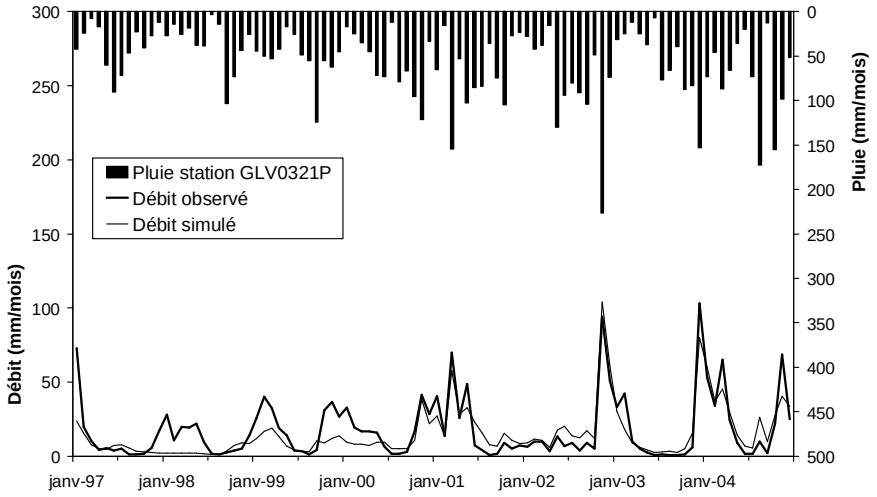


Figure 7.15 : Hydrogrammes observé et simulé par GR2M sur le sous-bassin de l'Yzeron à Craponne (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)

Tableau 7.2 : Résultats de l'application du modèle GR2M

		Mercier	Chaudanne	Yzeron à Craponne
Paramètres	X_1 (mm)	5,92	5,36	5,33
	X_2 (mm)	1,14	0,81	1,01
Critères d'efficacité	R_{Nash}	0,79	0,82	0,84
	R_{bilan}	1,10	1,06	1,08

N. B. : R_{Nash} est le critère de Nash-Sutcliffe et R_{bilan} est le critère de bilan (cf. formules dans le paragraphe 5.3).

Signalons qu'il est délicat d'interpréter physiquement les valeurs des paramètres du modèle prises indépendamment, vis-à-vis des capacités de stockage, étant donné que le modèle utilise deux fonctions à la fois (et deux paramètres) pour ajuster son bilan en eau. Une capacité plus

grande du réservoir de production signifie souvent une capacité tampon plus importante. Une valeur plus grande de X_2 signifie des échanges plus importants (pertes ou gains suivant que l'on est inférieur ou supérieur à 1) (Perrin, communication personnelle).

Les figures 7.16 et 7.17 donnent une idée sur la répartition des masses d'eau opérées par le modèle. Elles représentent respectivement le niveau S du réservoir de production et le niveau R du réservoir de routage simulés par GR2M au niveau des trois sous-bassins versants.

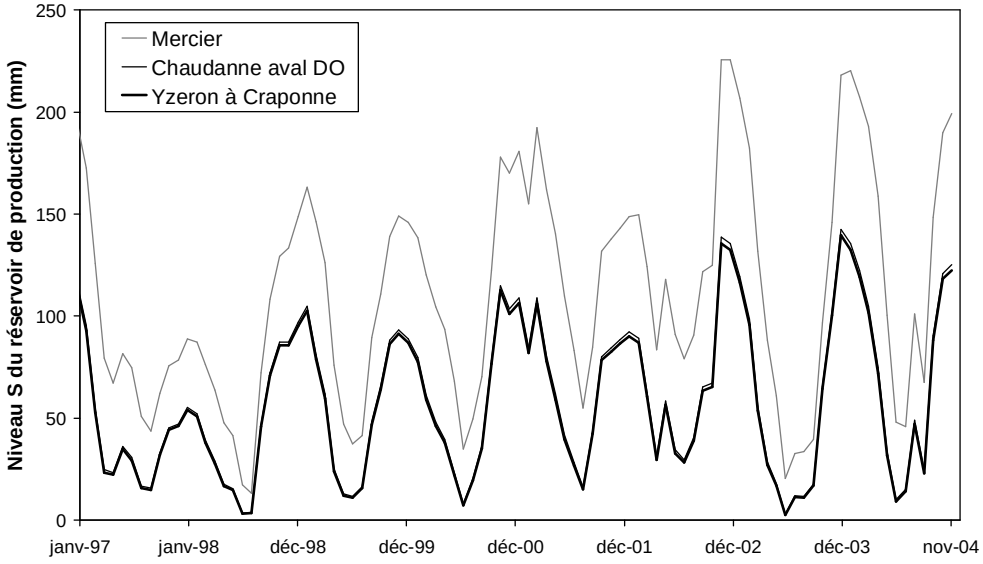


Figure 7.16 : Niveau S du réservoir de production simulé par GR2M au niveau des trois sous-bassins versants (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)

En examinant les valeurs du paramètre X_1 pour chaque sous-bassin ainsi que la figure 7.16, nous constatons que le Mercier semble stocker plus d'eau que la Chaudanne et l'Yzeron à Craponne.

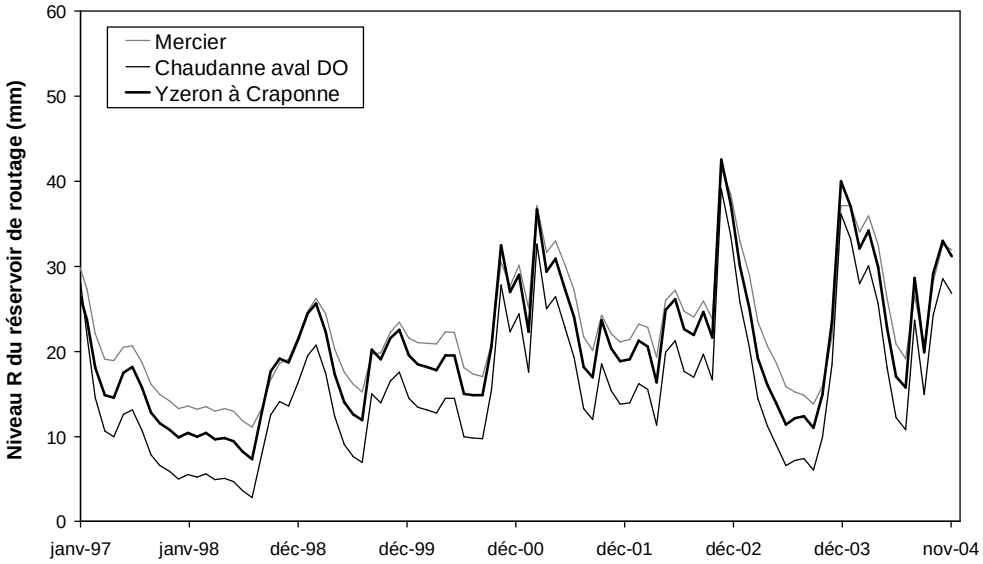


Figure 7.17 : Niveau R du réservoir de routage simulé par GR2M au niveau des trois sous-bassins versants (données au pas de temps mensuel sur la période 1997-2004)

7.2.5 Calcul du bilan hydrologique mensuel du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à Craponne

Dans sa formulation la plus générale, le bilan hydrologique d'un bassin versant s'écrit pour une période de temps donnée :

$$P = Q + ETR \pm \Delta S \qquad \textbf{Eq. 7.1}$$

Où : P, [mm], est la précipitation (pluie, neige, rosée) ; Q, [mm], est le débit exprimé en lame d'eau écoulée en tenant compte de la surface du bassin versant ; ETR, [mm], est l'évapotranspiration réelle et ΔS, [mm], la variation du stock d'eau dans le sol.

Tout ce qui tombe (P) dans un espace hydrologique et dans un laps de temps donné soit s'écoule (Q) soit repart dans l'atmosphère par évapotranspiration réelle (ETR), soit participe à la recharge des réserves en eau du sol ou du sous-sol (ΔS). Les variations de réserve peuvent être également négatives et contribuer aux écoulements et/ou à l'évapotranspiration. Les pluies et les débits sont le plus souvent mesurés. Les choses sont plus complexes en ce qui concerne le terme ΔS, variation des réserves en eau, soit positive, soit négative, qui cumule les variations de stockage de l'eau dans la tranche superficielle du sol et dans le sous-sol. Ces paramètres sont habituellement exprimés en mm d'équivalent eau. Le bilan hydrologique dépend beaucoup de la réserve d'eau utilisable dans les sols et des conditions climatiques.

Généralement, l'ETR demeure souvent inconnue et reste souvent la valeur à déduire par soustraction à partir de l'équation de bilan. Le problème est que, étant le terme résiduel, il est entaché à la fois des erreurs de mesure sur la pluie et les débits, des incertitudes sur la surface du bassin versant (de moindre importance), et des difficultés d'estimation des réserves. Si cette méthode des bilans hydrologiques demeure en tout état de cause la seule méthode de référence possible, à l'échelle du bassin, pour connaître l'évapotranspiration réelle, il ne faut pas pour autant en sous-estimer les faiblesses. Celles-ci sont particulièrement pénalisantes en cas de comparaison du fonctionnement hydrologique de bassins versants différents.

L'analyse en données mensuelles permet de bien comprendre les évolutions saisonnières. Ainsi, nous présentons ici un essai de calcul du bilan mensuel des sous-bassins du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à la station de Craponne. Ce bilan fait, mois par mois, le compte des entrées (comptées positivement) et des sorties (comptées négativement), exprimées en mm d'eau.

Pour le sous-bassin du Mercier, et en raison des lacunes au niveau des observations de débit, nous avons complété la chronique par les lames d'eau reconstituées par GR2M pour établir son bilan hydrologique. Pour mieux apprécier la valeur de ce modèle de bilan, et notamment pour caractériser les incertitudes qui y sont attachées, nous l'avons fait tourner sur la période allant de janvier 1997 à décembre 2004, période pour laquelle nous avons pu recueillir l'ensemble des données météorologiques (pluie et ETP) et hydrologiques (débit) nécessaires. La méthode de calcul du bilan hydrologique a été inspirée de celle qu'a utilisé P. Hubert pour établir le bilan hydrologique du bassin de la Somme (Hubert, 2001).

Entrées

Nous avons calculé pour chaque mois une évapotranspiration réelle, égale au minimum de la pluie et de l'évapotranspiration potentielle (ETR=Min[P,ETP], colonne grise du tableau II.2 de

l'annexe II), et une pluie nette, égale à la différence entre la pluie et l'évapotranspiration réelle (PN=Max[0,P-ETR], colonne jaune du tableau II.2 de l'annexe II.

Bien sûr, en procédant ainsi, nous avons simplifié le calcul de l' *ETR* et nous avons considéré que l'écoulement dans le ruisseau est le résultat du stock réalisé en automne. C'est à dire que tout ce qui coule dans le ruisseau ne peut venir que de la pluie. C'est une hypothèse forte à prendre en considération lors de l'interprétation, par la suite, des résultats du bilan hydrologique.

Sorties

L'évapotranspiration ayant été comptabilisée plus haut, la seule sortie est a priori le débit à l'exutoire du bassin. Nous avons calculé pour chaque mois le volume exporté en millions de mètres cube et l'équivalent en lame d'eau (exprimée en mm) en ramenant ce volume à la surface du bassin (colonnes en bleu du tableau II.2 de l'annexe II).

Le bilan mensuel est obtenu en retranchant les sorties des entrées (avant-dernière colonne du tableau II.2 de l'annexe II). Il est positif lorsque le stock d'eau contenu dans le bassin a augmenté au cours du mois considéré, négatif dans le cas contraire. Nous pouvons aussi décrire l'évolution de ce stock au cours du temps en lui ajoutant algébriquement chaque mois la valeur du bilan mensuel. Dans le tableau II.2 de l'annexe II, nous avons réalisé ce bilan pour la période allant de janvier 1997 à décembre 2004 en fixant arbitrairement le stock à 0 au 1^{ier} janvier 1997.

Il est utile de mentionner que les valeurs de l'ETP utilisées, calculées par la méthode de Monteith, sont surestimées (responsable Météo-France Lyon-Bron, communication personnelle).

Pour le bassin de l'Yzeron limité à la station hydrométrique de Craponne, l'application de ce modèle pour évaluer le stock est satisfaisante (figure 7.18). En effet, nous constatons quelques fluctuations du stock d'eau mais ce dernier reste constant tout au long de la période de calcul.

Au niveau du sous-bassin de la Chaudanne, le stock d'eau diminue jusqu'au mois de juillet 2000, se stabilise puis, à partir du mois d'octobre 2002, il augmente (figure 7.18). Cette augmentation coïncide avec la date d'installation de bassins d'orages. En effet, à partir de cette date, une partie de l'eau pluviale est redirigée vers ces bassins et donc échappe à notre station de mesure. Cette partie, n'étant pas comptabilisée dans notre bilan, peut expliquer l'augmentation de notre stock.

Au niveau du sous-bassin du Mercier, il apparaît que nous commettons des erreurs systématiques, jusqu'au mois de septembre 2001, car la quantité d'eau stockée dans le sous-bassin diminue régulièrement (figure 7.18). A partir de cette date, le stock se stabilise et a tendance même à augmenter en fin de période de calcul. Cette dérive traduit un manque de cohérence des données utilisées puisqu'il apparaît, avec les données actuelles dans le cadre de notre modèle, que les apports d'eau sont sous-estimés et/ou que les exportations sont surestimées de façon significative.

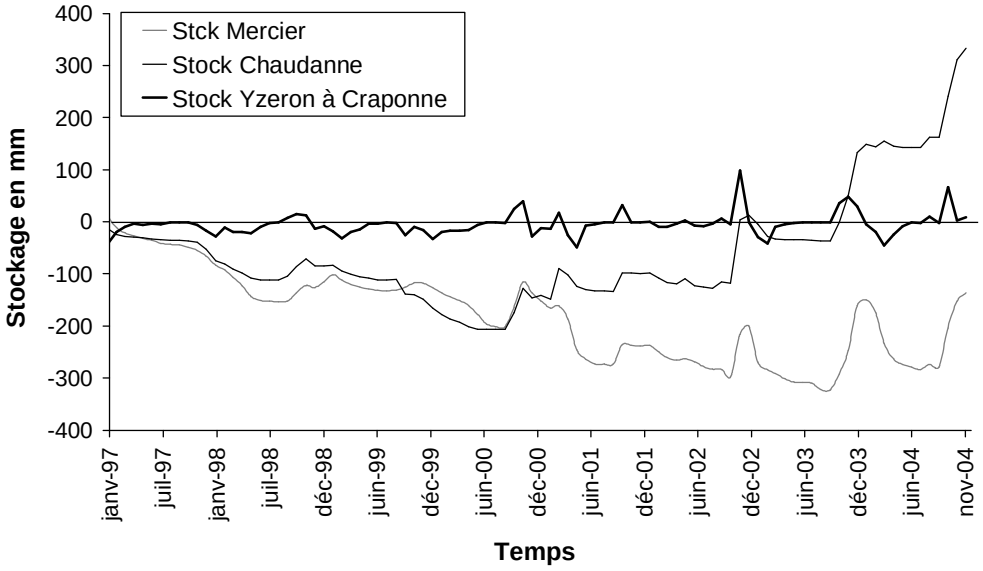


Figure 7.18 : Bilan hydrologique des sous-bassins versants du Mercier, de la Chaudanne et de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004

7.2.6 Conclusion

L'exploitation des données pluies-débits du sous-bassin versant du Mercier et celles du sous-bassin de la Chaudanne a permis de dégager les grandes tendances des comportements hydrologiques des deux sous-bassins.

Concernant les écoulements, nous remarquons classiquement :

- des déficits d'écoulement relativement élevés en début d'année hydrologique, en relation avec la reconstitution des réserves en eau des sous-bassins ;
- que la reconstitution des réserves en eau se produit essentiellement durant la période allant du mois d'octobre au mois de décembre ;
- que le coefficient d'écoulement est important en janvier et février ;
- à partir du mois de mars, nous avons une diminution de l'écoulement dans les ruisseaux ;
- l'évapotranspiration semble jouer un rôle important dans les écoulements de ces sous-bassins versants.

Pour résumer, on pouvons dire qu'à l'échelle mensuelle, les deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne semble avoir le même fonctionnement hydrologique. C'est à dire un fonctionnement saisonnier avec une période de recharge (octobre à novembre). Dans ce qui suit, nous allons affiner notre échelle d'étude, pour voir s'il y a d'éventuelles différences entre nos deux sous-bassins, à travers une analyse comparative des crues.

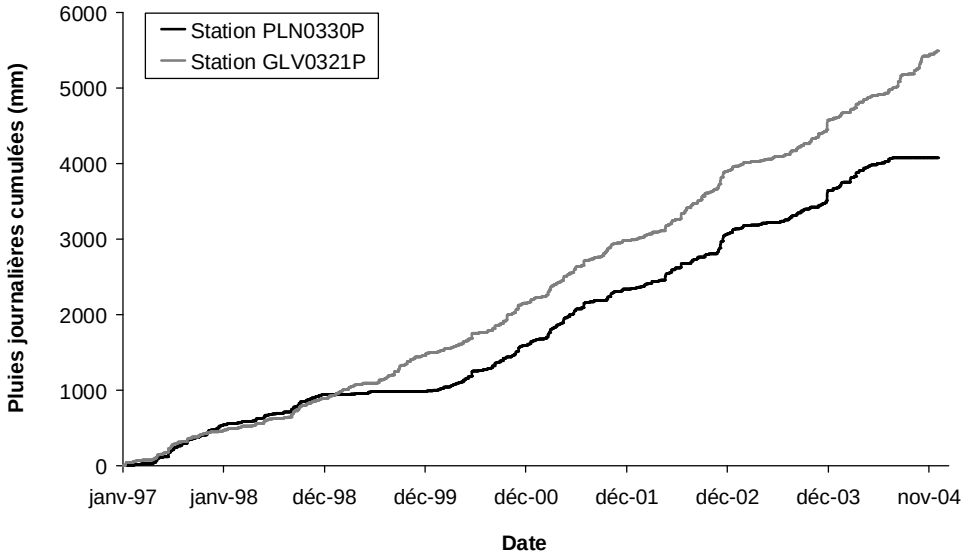
7.3 Analyse comparative des crues

7.3.1 Objectif et méthode

L'objectif de cette comparaison, portant sur les caractéristiques de l'hydrogramme de crues, entre sous-bassins est d'analyser la dynamique de la réponse hydrologique et de rechercher les facteurs explicatifs de ces crues. En effet, les formes des hydrogrammes sont liées aux mécanismes de genèses des crues, tout au moins aux facteurs prédominants de ces mécanismes, s'ils existent.

D'après Obled (1990), la variabilité spatiale de la réponse hydrologique peut avoir deux sources : l'une provient des variables d'entrée, les apports d'eau dans le bassin, essentiellement sous forme de précipitations sur notre bassin ; l'autre a pour origine les caractéristiques physiques du bassin (topographie, types, profondeurs et occupation des sols, etc.).

La première source de variabilité peut être négligée au niveau des deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne étant donné qu'il n'y a pas de différence significative au niveau des enregistrements des précipitations sur les deux sous-bassins et leurs faibles surfaces (figure 7.19). En effet, la superposition des cumuls de pluie aux deux stations (PLN0330P et GLV0321P) montre que les précipitations sont identiques de janvier 97 à décembre 98. Au-delà, la station de Pollionnay marque une interruption de mesure d'une année environ puis les pentes des cumuls sont à nouveau les mêmes. Cela indique que les précipitations sont identiques. A partir d'août 2004, la station de Polionnay est à nouveau en défaut de mesure. Ainsi, il est possible d'analyser la variabilité spatiale due aux caractéristiques propres aux sous-bassins.



N. B. : Les plateaux au niveau de la courbe de la station PLN0330P sont dus à des pannes du capteur.

Figure 7.19 : Comparaison des cumuls de pluies journalières au niveau des deux stations pluviométriques sur la période 1997-2004

Notre analyse est inspirée de la méthode qui a été appliquée par Jordan (1992, 1994a et 1994b) sur quelques sous-bassins du bassin versant de la Haute-Mentue en Suisse.

Cette analyse est appliquée, en premier lieu en raison des données disponibles, aux deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne sur la période 1997-2004. La période de mesure est suffisante pour qu'un nombre de crues (fortes à faibles) ai pu être observé. Malheureusement, nous ne disposons pas d'assez de données sur le sous-bassin du Verdy, pour avoir un échantillon statistiquement représentatif pour cette analyse étant donné que la station hydrométrique de ce dernier a été mise en place en février 2005.

a. Choix des variables

Le principe de cette analyse consiste à choisir quelques variables caractéristiques de l'hydrogramme de crue. Notre choix s'est porté sur quatre variables :

- la Lame d'Ecoulement Rapide (*LER*) en mm, qui est le rapport entre l'écoulement défini par des débits supérieurs à l'écoulement de base Q_b et la surface du bassin A,
- le Coefficient d'Ecoulement Rapide de crue (*CER*) en %, qui est le rapport entre la *LER* et la lame précipitée *Ptot*.
- le débit de pointe spécifique (*qps*) en l/s.ha, qui est le rapport entre le débit de pointe Q_p et la surface du bassin,
- l'accroissement spécifique maximal (*dqps*) en l/s.ha, qui est défini par le rapport entre l'accroissement de débit $(Q_p - Q_b)$ et la surface du bassin :

$$dqps = \frac{Q_p - Q_b}{A} \qquad \textbf{Eq. 7.2}$$

Les deux premières variables (*LER* et *CER*) nous renseignent sur le volume des crues alors que les deux autres (*qps* et *dqps*) nous renseignent plutôt sur la dynamique des crues.

La figure 7.20 définit ces variables. L'illustration est basée sur l'événement du 23 avril 2004 à partir de 00h00 observé à la Chaudanne à l'aval du déversoir d'orage.

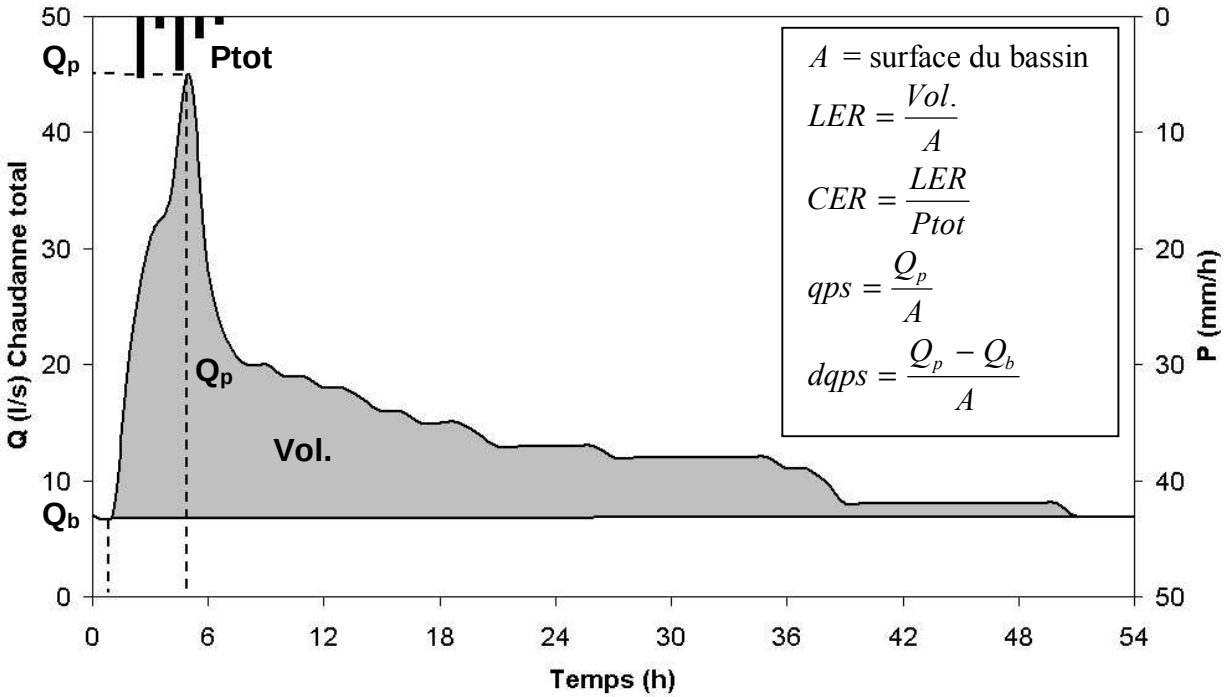


Figure 7.20 : Evénement pluie-débit du 22 avril 2004 observé à la Chaudanne à l'aval du DO et définition des caractéristiques utilisées dans l'analyse
(Débit au pas de temps horaire)

b. Séparation des écoulements

Même si elle repose sur des conventions critiquables, la séparation graphique des écoulements s'avère une étape nécessaire pour l'analyse du comportement hydrologique à l'échelle de l'événement.

Dans la littérature, il existe plusieurs méthodes de séparation des écoulements plus ou moins complexes. Fritsch (1990) fait un inventaire exhaustif des méthodes utilisées. Dans la pratique,

comme le souligne Jordan (1992), les différents types d'écoulements sont rarement discernables dans l'hydrogramme de crue. Le choix de l'une ou l'autre méthode n'a par conséquent qu'une importance relative. Ce qui compte, c'est que "*son application soit consistante au cours de l'étude*" (Linsley et al., 1949).

Le volume ruisselé a été calculé en utilisant le logiciel Hydraccess développé par l'IRD et diffusé gratuitement sur ce lien [http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess.htm]. La méthode de séparation des écoulements utilisée dans ce logiciel est simple. Le débit de base Q_b est le débit de la rivière avant le début de la crue. La projection sur l'axe du temps, de l'intersection de cette ligne avec le débit de la rivière définit la fin de la crue. Nous obtenons ainsi une approximation du volume ruisselé qui représente le volume total moins le volume de l'écoulement de base. La droite de séparation a une pente nulle. Cette hypothèse peut présenter des inconvénients lors des crues successives, lorsque celles-ci sont accompagnées de recharges très variables de la nappe ou encore lorsqu'il s'agit de comparer des bassins de tailles diverses. Cependant, l'analyse des résultats de séparation obtenus montre que cette méthode est raisonnable par rapport à la réaction de nos sous-bassins versants. A partir du volume ruisselé, les quatre variables caractéristiques de l'hydrogramme ont été calculées.

c. Déroulement de l'analyse comparative

L'organigramme présenté par la figure 7.21 résume l'approche adoptée. Cette analyse constitue une première étape importante dans l'identification des processus de formation de crue.

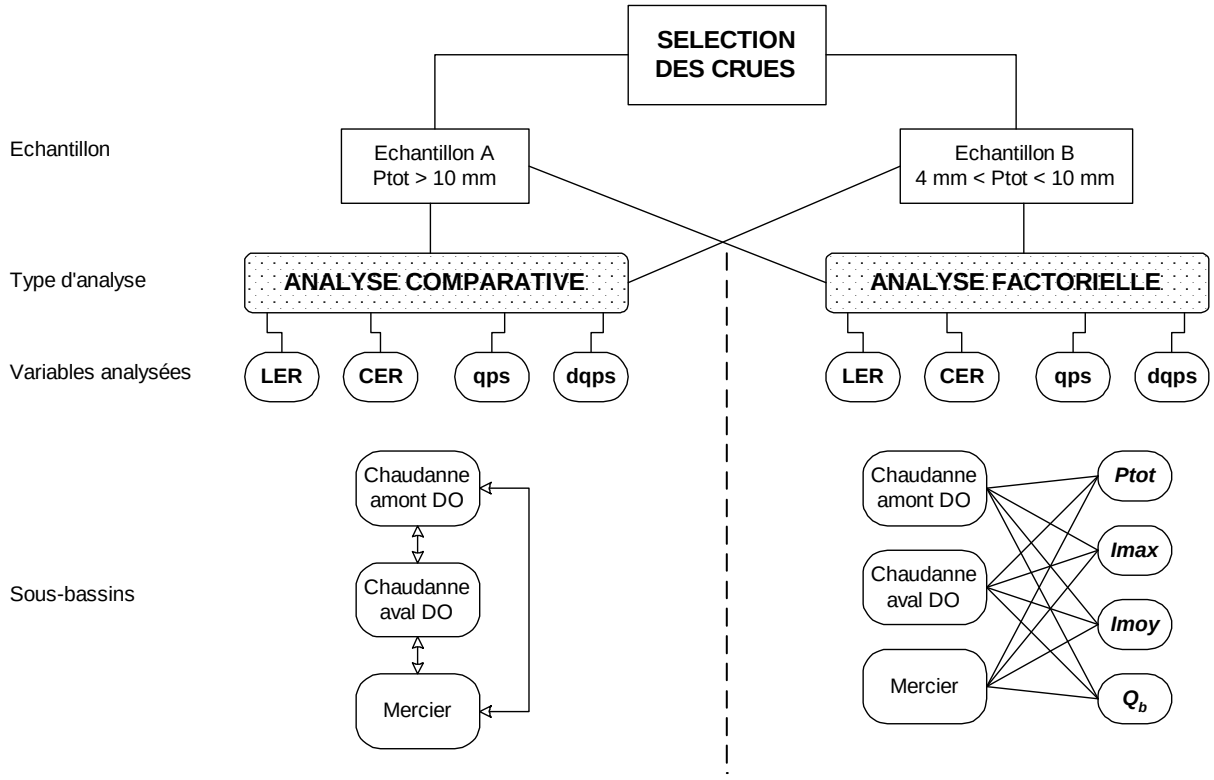


Figure 7.21 : Organigramme du déroulement de l'analyse comparative des crues

Notre analyse va se dérouler en deux étapes. Une première analyse de type comparative sera effectuée sur les deux échantillons A et B (dont les caractéristiques seront données dans le paragraphe suivant). Elle consiste à comparer les caractéristiques des hydrogrammes de crue et esquisser les rapports qui peuvent exister entre les réponses des sous-bassins versants. Ensuite,

nous procéderions à une analyse de type factoriel ayant pour but d'étudier l'influence de quelques facteurs sur la formation des crues. Ceci permettra de mieux comprendre quels sont les processus dominants, étant donné que ceux-ci ne sont pas activés de la même manière suivant les facteurs (Jordan, 1992).

7.3.2 Echantillonnage sur la période 1997-2004

Choix des averses et précisions sur les données analysées

Deux averses sont considérées comme distinctes s'il existe une période de deux heures entre ces averses pour laquelle les précipitations ne dépassent pas 1 mm. Les averses ont été sélectionnées en tenant compte de l'homogénéité spatiale de la pluie, condition nécessaire pour l'analyse de la variabilité spatiale de la réponse hydrologique ayant pour origine les caractéristiques physiques du bassin. Cette étape a été effectuée en comparant simplement les hauteurs de pluie enregistrées au niveau du pluviomètre du Mercier (PLN0330P) et de la Chaudanne (GLV0321P).

Deux crues sont considérées comme indépendantes lorsque les effets résultant de la première ont cessé avant le début de la deuxième. Ceci se traduit sur le cours d'eau par le fait que le débit doit être revenu au niveau du débit de temps sec après la première période de pluie avant que la deuxième période de pluie ne commence. Si les hydrogrammes de crue se chevauchent, nous avons considéré que les deux précipitations constituent un seul événement pluvieux indépendant.

Deux échantillons d'averses ont été créés en fonction de la hauteur totale de la pluie. Les averses supérieures à 10 mm (échantillon A), qui provoquent toutes un écoulement rapide de crue et les averses comprises entre 4 et 10 mm de hauteur totale (échantillon B). La valeur de 4 mm représente un seuil au-dessous duquel l'intumescence des hydrogrammes n'est plus suffisante pour une analyse de leurs caractéristiques. Cet échantillon B est en outre probablement représentatif des mécanismes observables au début des crues importantes.

L'analyse a été appliquée sur la période 1997-2004 au pas de temps variable pour mieux prendre en considération la dynamique de la réponse hydrologique. Dans une première étape, nous avons sélectionné les événements du sous-bassin de la Chaudanne en deux points d'observation de débit : à l'amont ($A = 2,924\ km^2$) et à l'aval ($A = 2,933\ km^2$) du DO (Déversoir d'Orage). Ceci dans l'idée de séparer la réponse hydrologique propre aux caractéristiques physiques du bassin de celle résultante d'un effet urbain additionnel et ainsi avoir une idée sur les volumes d'eau déversés par le déversoir d'orage à l'échelle d'un épisode pluvieux. Dans une deuxième étape, nous avons sélectionné les événements des deux sous-bassins du Mercier ($A = 6,652\ km^2$) et de la Chaudanne à l'amont du DO afin de comparer les caractéristiques de leurs hydrogrammes de crue et d'identifier le rôle que peuvent jouer les zones sous forêt au niveau du Mercier par rapport à la Chaudanne qui est essentiellement en prairies/cultures. Le même travail a été effectué entre le Mercier et la Chaudanne en aval du DO afin d'observer l'effet urbain.

7.3.3 Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes de crue

a. Principes de l'analyse

Un certain nombre de règles ont été adoptées pour cette analyse :

- Nous supposons que les deux variables choisies (*LER* et *qps*) sont fonction de la surface du bassin topographique. Le bassin topographique est pris comme référence. Ce qui ne signifie pas que la taille du bassin réel ne puisse pas varier suivant les mécanismes en jeu.

- Dans la mesure du possible, une relation linéaire qui passe par l'origine sera mise en évidence. La régression forcée à l'origine facilite la comparaison, même si le coefficient de corrélation s'en ressent.

b. Cas de la Chaudanne amont et aval DO : étude de l'effet urbain

Au total, 63 averses ont été retenues, au niveau du sous-bassin de la Chaudanne, sur la période 1997-2004. Elles sont réparties comme suit : 47 averses pour l'échantillon A (averses supérieures à 10 mm) et 16 averses pour l'échantillon B (averses comprises entre 4 et 10 mm). Les caractéristiques de ces événements sont données par les tableaux II.3 et II.4 de l'annexe II.

Les matrices de corrélations linéaires au niveau de la Chaudanne amont et aval DO pour l'échantillon A et l'échantillon B sont données respectivement par les tableaux 7.3 et 7.4.

Tableau 7.3 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO pour l'échantillon des pluies supérieures à 10 mm

		Chaudanne amont DO						Chaudanne aval DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***			***LER***	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne amont DO	***LER***	1,00				**Chaudanne aval DO**	***LER***	1,00			
	CER	**0,75**	1,00				***CER***	**0,75**	1,00		
	qps	**0,76**	0,59	1,00			***qps***	**0,72**	0,59	1,00	
	dqps	**0,75**	0,57	**1,00**	1,00		***dqps***	**0,72**	0,58	**1,00**	1,00

Tableau 7.4 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO pour l'échantillon des pluies comprises entre 4 et 10 mm

		Chaudanne amont DO						Chaudanne aval DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***			***LER***	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne amont DO	***LER***	1,00				**Chaudanne aval DO**	***LER***	1,00			
	CER	**0,99**	1,00				***CER***	**0,99**	1,00		
	qps	0,69	0,65	1,00			***qps***	0,65	0,60	1,00	
	dqps	0,47	0,42	**0,95**	1,00		***dqps***	0,48	0,42	**0,97**	1,00

Classiquement, nous avons une bonne corrélation entre les deux variables de volume (*LER* et *CER*) et celles de dynamique (*qps* et *dqps*) et ceci pour les deux échantillons (A et B).

Les résultats des régressions linéaires effectuées, sur les quatre variables, entre la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO sont consignés en annexe II. Les tableaux 7.5 et 7.6 résument les coefficients de corrélation (r) des différentes variables respectivement pour l'échantillon A et l'échantillon B. Nous ne reprenons dans ce qui suit que les résultats significatifs et utiles pour notre analyse.

Analyse de l'échantillon A des averses supérieures à 10 mm

Logiquement, les quatre variables sont bien corrélées entre la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO. Les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,98 (figure 7.22). Une dispersion un peu plus importante est néanmoins constatée pour les débits spécifiques de pointe et les accroissements du débit spécifique de pointe. Pour les quatre variables, une relation

linéaire s'impose entre la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO. Ces résultats sont tout à fait attendus étant donné que nous comparons ces variables entre deux points d'observations, distants d'une dizaine de mètres et où le seul apport est celui du déversoir d'orage.

Tableau 7.5 : Coefficients de corrélation des différentes variables pour l'échantillon A

		Chaudanne amont DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne aval DO	***LER***	**1,00**	0,75	0,76	0,76
	CER	0,75	**1,00**	0,61	0,59
	qps	0,72	0,57	**0,98**	**0,98**
	dqps	0,71	0,56	**0,98**	**0,98**

Tableau 7.6 : Coefficients de corrélation des différentes variables pour l'échantillon B

		Chaudanne amont DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne aval DO	***LER***	**1,00**	**0,98**	0,71	0,49
	CER	**1,00**	**1,00**	0,67	0,44
	qps	0,62	0,57	**1,00**	**0,97**
	dqps	0,45	0,39	**0,94**	**1,00**

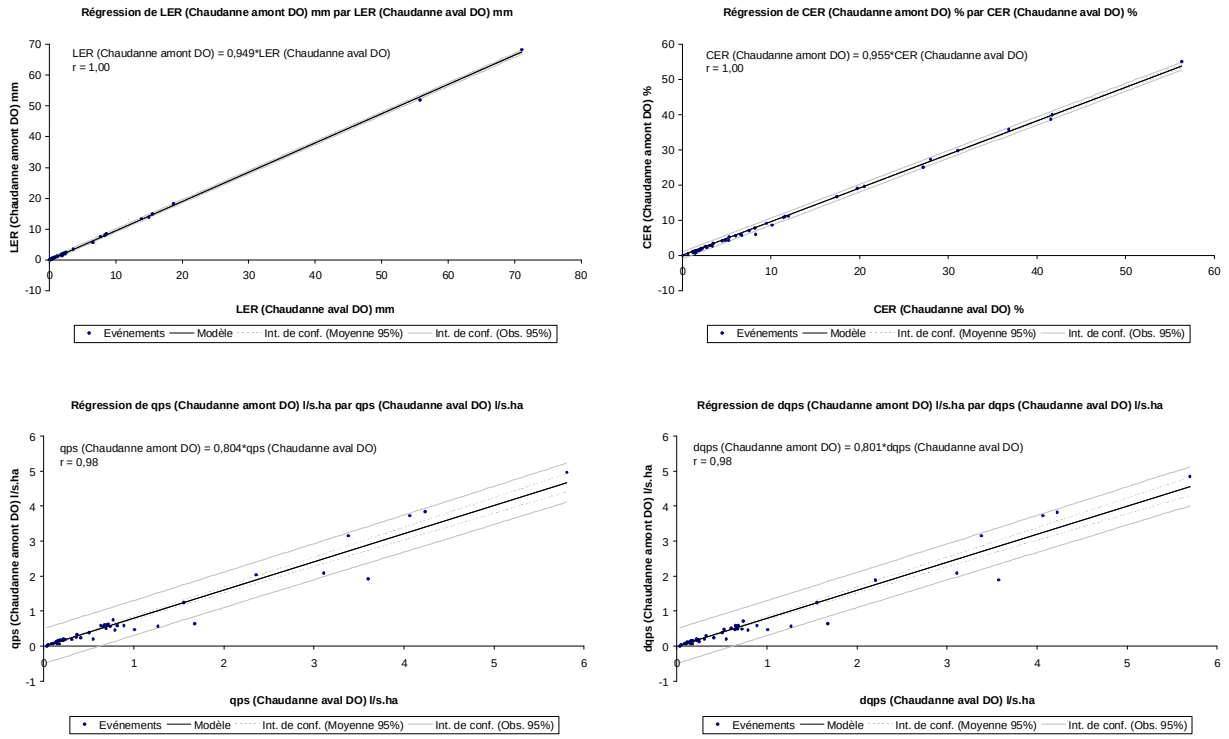


Figure 7.22 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes de crue entre Chaudanne amont DO et Chaudanne aval DO pour l'échantillon A

La comparaison des quatre variables pour les plus fortes averses observées durant la période 1997-2004 offre une première image de la contribution des zones urbaines, *via* le déversoir d'orage, à l'écoulement total de la Chaudanne. En effet, les valeurs de ces variables sont

légèrement plus grandes en aval du DO qu'en amont. Cette contribution est d'autant plus importante que la hauteur de pluie est élevée. Il faut signaler que l'apport du DO est dû au drainage des zones urbaines de la commune de Grézieu-La-Varenne qui dispose d'un réseau d'assainissement unitaire et dont la capacité est devenue insuffisante pour évacuer les eaux pluviales.

La contribution du déversoir d'orage dans l'écoulement totale de la Chaudanne peut être évaluée à travers les volumes ruisselés. Elle est en moyenne de 15 % de l'écoulement total avec un écart type de 16 % et elle peut atteindre 90 %. C'est le cas par exemple de la crue du 28 septembre 2003. Ceci illustre bien la contribution des zones urbaines dans l'écoulement total du cours d'eau.

Les deux stations d'observation présentent également une différence en terme de temps de montée de crue. Ce dernier représente le temps qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement rapide et le maximum de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface. Au niveau de la Chaudanne amont DO, ce temps est supérieur, en moyenne, de 16 % par rapport à celui de la Chaudanne aval DO avec un écart type de 24 %. Ceci montre bien la légère différence au niveau de la réponse hydrologique entre les deux stations. Cette réponse est retardée au niveau de la Chaudanne amont DO à cause des surfaces en prairies/cultures qui peuvent stocker une partie de l'eau de pluie avant de déclencher un ruissellement vers le cours d'eau.

Analyse de l'échantillon B des averses faibles (< 10 mm)

L'échantillon de 16 averses comprises entre 4 et 10 mm est analysé dans ce paragraphe. Comme pour l'échantillon A, nous retrouvons de fortes corrélations des variables (figure 7.23) entre la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO.

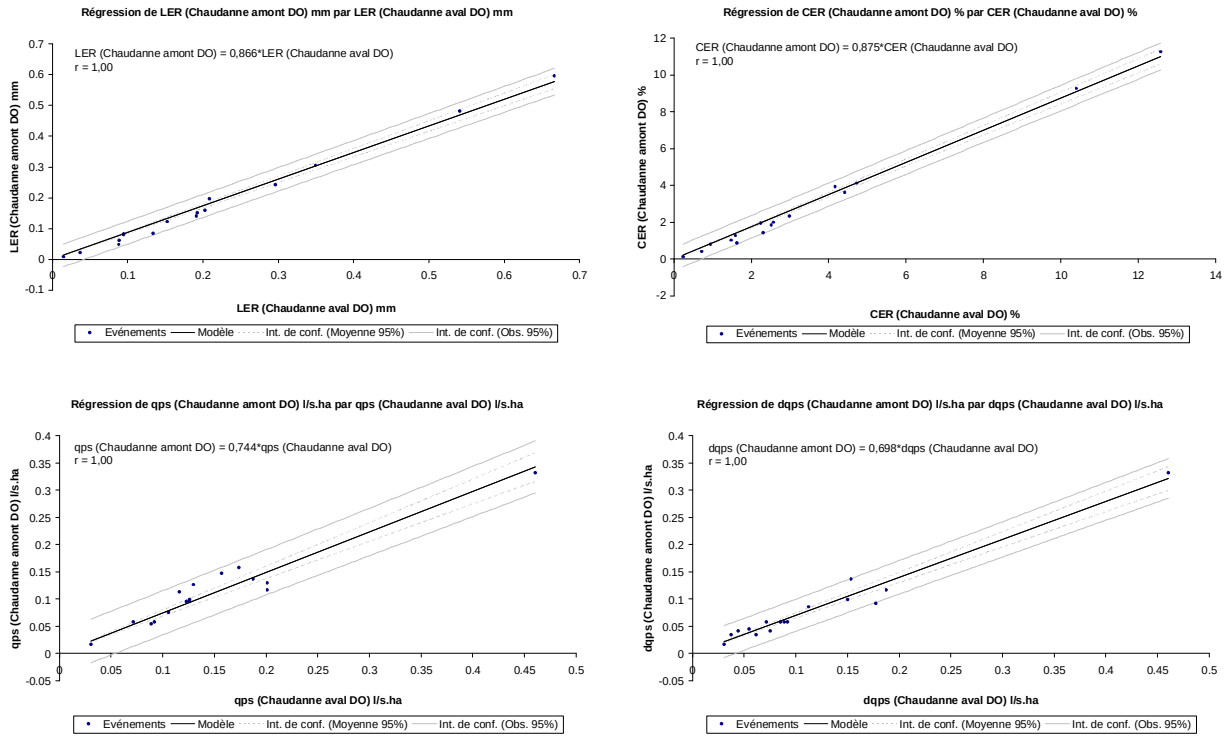


Figure 7.23 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes de crue entre Chaudanne amont DO et Chaudanne aval DO pour l'échantillon B

Ces résultats de comparaison des quatre variables entre la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO illustrent bien la contribution des zones urbaines dans le cours d'eau.

c. Cas du Mercier et de la Chaudanne amont DO

A partir de la comparaison des chroniques plusieurs événements ont été écartés pour l'une des raisons suivantes :

- la condition d'homogénéité de la pluie, entre les deux sous-bassins, n'a pas été respectée ;
- il y a des lacunes au niveau des chroniques

Au total, 46 averses ont été retenues, au niveau des sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne, sur la période 1997-2004. Elles sont réparties comme suit : 36 averses pour l'échantillon A et 10 averses pour l'échantillon B. Les caractéristiques de ces événements sont données par les tableaux II.5 et II.6 de l'annexe II.

Une indication sur la variabilité spatiale des averses entre les deux sous-bassins est obtenue en comparant les pluies totales enregistrées au niveau des deux stations (figure II.1 de l'annexe II). Une différence maximale d'environ 20 % a été admise entre hauteurs précipitées totales des deux stations. Les averses retenues sont au nombre de 46. 70 % de ces averses ont des écarts inférieurs à 10 %. La condition d'homogénéité de la pluie a été ainsi considérée comme respectée.

Cette analyse a été menée sur les deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne amont DO. Nous avons choisi ce dernier au lieu de la Chaudanne aval DO dans le but d'éliminer, le plus possible, l'influence des zones urbaines et ainsi identifier le rôle que peut avoir la forêt sur la réponse hydrologique du Mercier. En réalité, ceci n'est pas tout à fait exact car même en amont du déversoir d'orage, le ruisseau de la Chaudanne draine quelques surfaces imperméabilisées. Nous estimons, par ailleurs, que ces dernières ont la même représentativité spatiale en terme de surface que sur le Mercier.

Les matrices de corrélations linéaires (r) au niveau de la Chaudanne amont et aval DO et du Mercier pour l'échantillon A et l'échantillon B sont données respectivement par les tableaux 7.7 et 7.8.

Globalement, nous retrouvons une bonne corrélation entre les deux variables de volume (*LER* et *CER*) et celles de dynamique (*qps* et *dqps*). Nous constatons également qu'il y a une corrélation significative entre *LER* et les trois autres variables (tableaux 7.7 et 7.8). Au niveau de la Chaudanne, la différence entre les deux matrices (Chaudanne amont DO et Chaudanne aval DO) du tableau 7.7 et celles du tableau 7.3 est liée seulement à un problème d'échantillonnage. La même remarque est valable pour l'échantillon B, c'est-à-dire en comparant les matrices du tableau 7.8 et celles du tableau 7.4.

Dans ce qui suit, seule une comparaison entre le Mercier et la Chaudanne amont DO sera entreprise. Les résultats des régressions linéaires effectuées, sur les quatre variables, entre le Mercier et la Chaudanne amont DO sont consignés en annexe II. Les tableaux 7.9 et 7.10 résument les coefficients de corrélation (r) des différentes variables respectivement pour l'échantillon A et l'échantillon B. Nous ne reprenons dans ce qui suit que les résultats significatifs et utiles pour notre analyse.

Tableau 7.7 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO et du Mercier pour l'échantillon A

		Chaudanne amont DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne amont DO	***LER***	1,00			
	CER	**0,83**	1,00		
	qps	**0,85**	0,72	1,00	
	dqps	**0,84**	0,71	**1,00**	1,00

		Chaudanne aval DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne aval DO	***LER***	1,00			
	CER	**0,83**	1,00		
	qps	**0,83**	0,72	1,00	
	dqps	**0,82**	0,70	**1,00**	1,00

		Mercier			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Mercier	***LER***	1,00			
	CER	**0,79**	1,00		
	qps	**0,78**	0,63	1,00	
	dqps	**0,77**	0,60	**1,00**	1,00

Tableau 7.8 : Matrices de corrélations linéaires (r) entre les variables au niveau de la Chaudanne amont et aval DO et du Mercier pour l'échantillon B

		Chaudanne amont DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne amont DO	***LER***	1,00			
	CER	**0,98**	1,00		
	qps	**0,89**	0,92	1,00	
	dqps	**0,82**	0,87	**0,96**	1,00

		Chaudanne aval DO			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne aval DO	***LER***	1,00			
	CER	**0,98**	1,00		
	qps	**0,89**	**0,91**	1,00	
	dqps	**0,82**	**0,85**	**0,98**	1,00

		Mercier			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Mercier	***LER***	1,00			
	CER	**0,99**	1,00		
	qps	**0,85**	0,88	1,00	
	dqps	0,69	0,72	**0,94**	1,00

Tableau 7.9 : Résultats des corrélations des différentes variables pour l'échantillon A

		Mercier			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne amont DO	***LER***	**0,96**	0,72	**0,86**	**0,85**
	CER	0,83	**0,93**	0,74	0,71
	qps	0,81	0,63	**0,86**	**0,85**
	dqps	0,80	0,61	**0,86**	**0,85**

Analyse de l'échantillon A des averses supérieures à 10 mm

Les deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne présentent des corrélations très significatives (figure 7.24). La lame d'écoulement rapide et le coefficient d'écoulement rapide sont plus importants sur le Mercier que sur la Chaudanne. Par contre, en ce qui concerne le débit spécifique de pointe et l'accroissement du débit spécifique de pointe, ils sont plus importants sur la Chaudanne que sur le Mercier.

Tableau 7.10 : Résultats des corrélations des différentes variables pour l'échantillon B

		Mercier			
		LER	***CER***	***qps***	***dqps***
Chaudanne amont DO	***LER***	**0,81**	0,84	0,84	0,76
	CER	0,73	**0,78**	0,79	0,72
	qps	0,69	0,74	**0,85**	0,75
	dqps	0,57	0,63	0,82	**0,79**

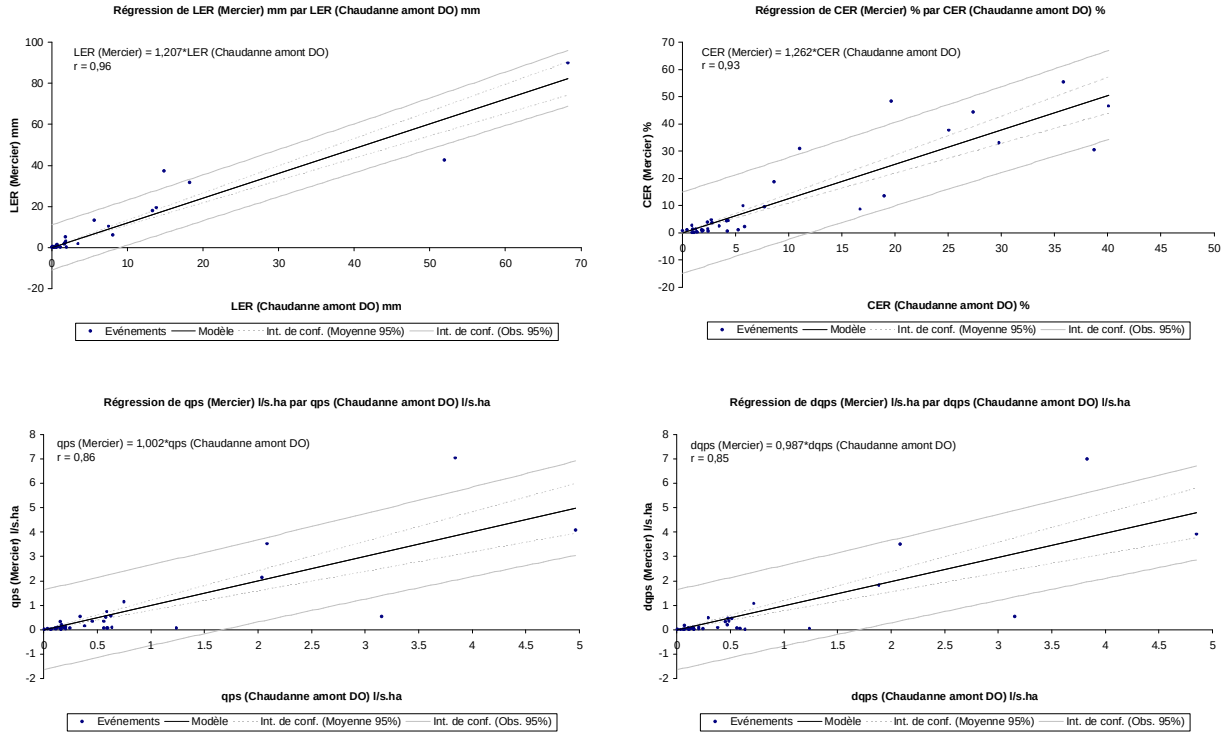


Figure 7.24 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes entre Mercier et Chaudanne amont DO pour l'échantillon A

Analyse de l'échantillon B des averses faibles (< 10 mm)

Les deux sous-bassins présentent des corrélations un peu moins bonnes, par rapport à l'échantillon A, mais qui restent tout de même significatives (tableau 7.10). Les coefficients de corrélations entre le Mercier et la Chaudanne amont DO sont de 0,81 ; 0,78, 0,85 et 0,79 respectivement pour *LER*, *CER*, *qps* et *dqps* (figure 7.25). Au niveau de cet échantillon B et par rapport à l'échantillon A, la tendance s'inverse. En effet, les quatre variables sont plus importantes sur la Chaudanne que sur le Mercier. Néanmoins, cette constatation reste à confirmer en raison du faible effectif de l'échantillon B.

Ainsi, ces régressions montrent que, pour l'échantillon A, les écoulements sont plus importants sur le Mercier que sur la Chaudanne. Au niveau de l'échantillon B, cette tendance s'inverse. Nous pouvons conclure cette partie en disant que pour les faibles pluies, le Mercier coule moins que la Chaudanne amont DO. Par contre, pour les fortes pluies, le Mercier coule davantage que la Chaudanne amont DO. Une hypothèse pour expliquer ces observations consiste à attribuer cette différence de fonctionnement au tiers du bassin amont situé sous forêt pour le Mercier.

Pour l'échantillon A, les *qps* et *dqps* sont identiques entre le mercier et la Chaudanne amont DO. Par contre, au niveau de l'échantillon B, les *qps* et *dqps* deviennent plus importants sur la Chaudanne amont DO que sur le Mercier. Ainsi, pour les fortes averses, nous avons, au niveau du Mercier, des volumes plus forts que la Chaudanne mais des dynamiques (*qps* et *dqps*) relativement identiques. Pour l'échantillon B, la Chaudanne semble "ruisseler" plus facilement que le Mercier.

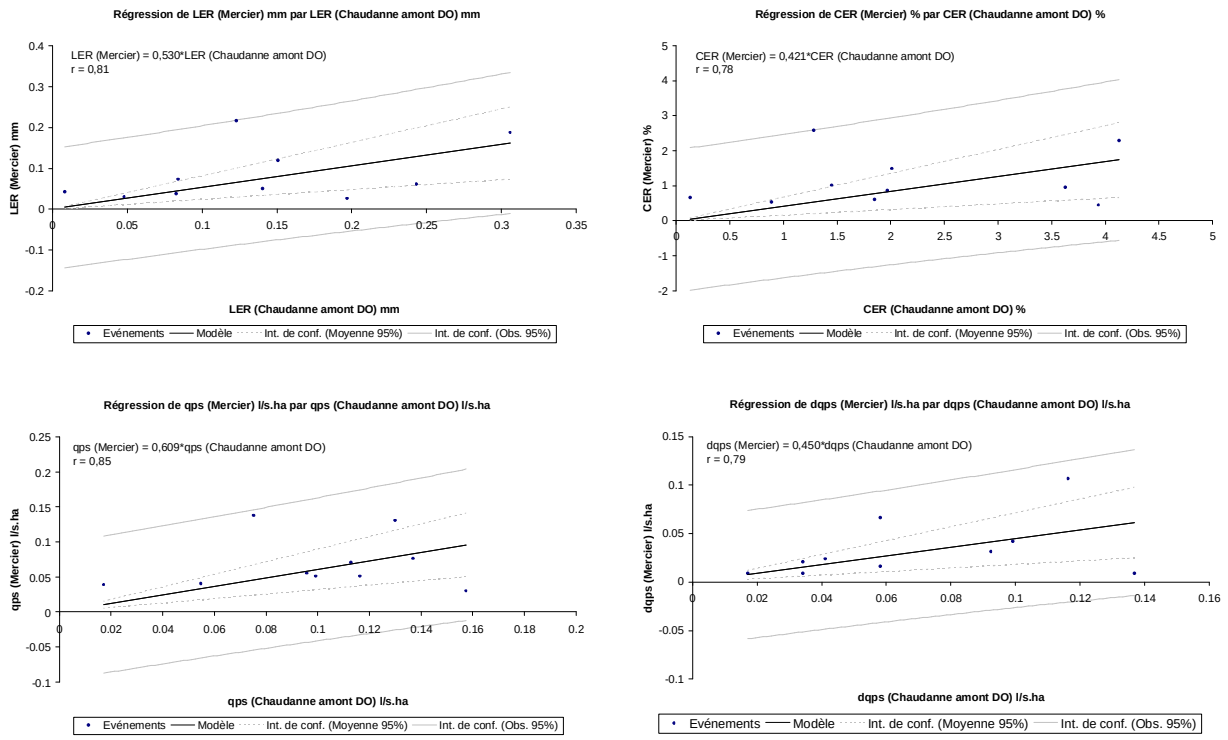


Figure 7.25 : Comparaison des caractéristiques des hydrogrammes entre Mercier et Chaudanne amont DO pour l'échantillon B

d. Interprétation

Que ce soit pour les fortes averses (*Ptot* > 10 mm) ou pour les faibles averses (4 mm < *Ptot* < 10 mm), les corrélations des variables (*LER*, *CER*, *qps* et *dqps*) entre les deux sous-bassins versants du Mercier et de la Chaudanne sont très significatives.

En comparant ces quatre variables entre la Chaudanne amont DO et le Mercier d'une part et entre la Chaudanne aval DO et le Mercier d'autre part, nous constatons qu'il n'y a pas de différence significative. Pour les fortes averses, la *LER* et le *CER* sont plus importants sur le Mercier que sur la Chaudanne. Par contre, pour les faibles averses, la *LER* et le *CER* sont plus importants sur la Chaudanne que sur le Mercier.

Le temps de réponse du Mercier est plus important que celui de la Chaudanne. Nous pouvons expliquer ceci en supposant que le Mercier stocke de l'eau au début de l'événement. Ce stockage peut être assuré par les zones sous forêt situées à l'amont du sous-bassin. La Chaudanne, quant à elle, a une faible capacité de stockage et réagit rapidement à la pluie.

En effet, le sous-bassin de la Chaudanne présente beaucoup plus (30,7 % de sa surface totale) de surfaces imperméables par rapport au Mercier (0,8 % de sa surface totale). Une partie de ces surfaces favorisent un écoulement de surface rejoignant directement la rivière. Ceci peut expliquer également les quantités d'eau importantes, par rapport à la taille du bassin de la Chaudanne, enregistrées au niveau de la station de mesure. Par contre, au niveau du bassin du Mercier et à part quelques fossés agricoles et des routes, nous avons plutôt des zones en prairies/cultures et sous forêt qui favorisent l'infiltration tout au moins pour les faibles averses.

D'après ces résultats, nous pouvons dire que les deux sous-bassins présentent globalement, pour les fortes averses, une forte similitude en terme de réponse hydrologique aux événements pluvieux malgré une occupation du sol sensiblement différente. Néanmoins, une légère différence a été constatée en terme du temps de réponse des deux sous-bassins. En effet, pour les faibles averses, la Chaudanne répond plus vivement aux événements que le Mercier. Cela peut avoir deux origines : une influence du tissu urbain clairsemé et (ou) une capacité de stockage plus importante sur le Mercier.

7.3.4 Analyse des facteurs

Le but de cette analyse est de déterminer statistiquement la dépendance des variables caractéristiques de crue vis à vis d'autres qui représentent les caractéristiques de la pluie et l'état hydrique initial du sous-bassin. Les variables retenues pour cette analyse sont les suivantes :

- variables expliquées :

la lame d'écoulement rapide	***LER***
le coefficient d'écoulement rapide	***CER***
le débit spécifique de pointe	***qps***
l'accroissement du débit spécifique	***dqps***

- variables explicatives :

la pluie totale	***Ptot***
l'intensité maximale horaire de la pluie	***Imax***
l'intensité moyenne de la pluie	***Imoy***
le débit de base avant la crue	Q_b

Nous n'avons pas pris en compte, dans ces facteurs, ni l'état de la végétation, ni l'évaporation des eaux de ruissellement. La difficulté à estimer ces variables en est la raison principale. Néanmoins, l'évaporation peut être considérée comme négligeable durant les épisodes pluvieux. L'effet de la végétation est, en partie, considéré indirectement en tenant en compte de l'état antécédent d'humidité à travers le débit de base.

Les échantillons utilisés sont composés des événements ayant servi à l'étude comparative de crue, soit 36 événements pour l'échantillon A (averses > 10 mm) et 10 événements pour l'échantillon B constitué d'averses comprises entre 4 et 10 mm.

Dans un premier temps, nous allons chercher les variables explicatives (*LER*, *CER*, *qps* et *dqps*), pour chaque échantillon et pour chaque sous-bassin, en calculant les régressions simples. Dans un second temps, des modèles linéaires basés sur les quatre variables explicatives seront ensuite calculés.

Il est important de signaler que ces corrélations sont à considérer avec prudence, car elles ne sont valables que pour la gamme de débits mesurés. Toute extrapolation n'est bien évidemment pas valide.

a. Analyse des régressions simples

Facteurs explicatifs des crues lors de fortes averses (échantillon A)

Les caractéristiques de l'échantillon A aux averses supérieures à 10 mm et qui contient 36 événements sont décrites au paragraphe 7.3.3.c. Les régressions simples ont été calculées pour chaque variable expliquée et pour chaque sous-bassin. Ces régressions ont été également calculées pour la Chaudanne aval DO pour voir s'il y a d'éventuelles différences. Le tableau 7.11 résume les résultats des corrélations.

D'après le tableau 7.11, nous constatons que la pluie totale est déterminante pour expliquer les caractéristiques des hydrogrammes de crue contrairement à l'effet du débit de base antécédent à la crue qui semble être négligeable sauf pour les *CER*, où ce dernier peut jouer un rôle. Pour les fortes averses, les similitudes des quatre variables entre les sous-bassins du Mercier et celui de la Chaudanne sont confirmées.

Tableau 7.11 : Coefficients de corrélation pour le Mercier, la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO pour l'échantillon A

	LER			***CER***		
	Mercier	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**	**Mercier**	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**
Ptot	**0,89**	**0,87**	**0,87**	**0,75**	**0,83**	**0,84**
Imax	0,29	0,22	0,22	0,39	0,31	0,33
Imoy	0,13	0,12	0,10	0,20	0,24	0,21
Q_b	0,51	0,47	0,52	**0,80**	**0,76**	**0,76**
	qps			***dqps***		
	Mercier	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**	**Mercier**	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**
Ptot	**0,82**	**0,89**	**0,90**	**0,80**	**0,89**	**0,90**
Imax	0,39	0,52	0,58	0,38	0,52	0,58
Imoy	0,23	0,48	0,49	0,22	0,48	0,49
Q_b	0,43	0,51	0,50	0,38	0,48	0,47

Les lames d'écoulement rapide des sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne sont très clairement corrélées à la pluie totale (figure 7.26). Par contre, la corrélation du débit de base avec la *LER* est peu significative. Si nous admettons que Q_b reflète un état moyen de saturation du sol dans le bassin, ce résultat laisse supposer que les caractéristiques d'intensité de la pluie pourraient favoriser par effet de saturation des transferts plus rapide et moins de stockage. Cependant *Imax* et *Imoy* restent faiblement corrélés aux volumes spécifiques (*LER*) restitués.

Les facteurs les plus significatifs pour expliquer les coefficients d'écoulement rapide de crue (*CER*) au niveau des deux sous-bassins, sont la pluie totale et le débit de base. Rappelons que le *CER* est défini comme le rapport entre la *LER* et la pluie totale. Il est donc logique que la régression entre *CER* et la pluie totale soit significative. Le *CER* exprime, en fonction du processus dominant, soit une certain pourcentage de la pluie représentée par une lame s'écoulant de manière homogène sur tout le bassin, soit un certain pourcentage du bassin contribuant à 100 % à la crue, le reste du bassin ayant un coefficient nul. Il est probable que la signification réelle de ce coefficient se situe entre ces deux définitions (Jordan, 1992).

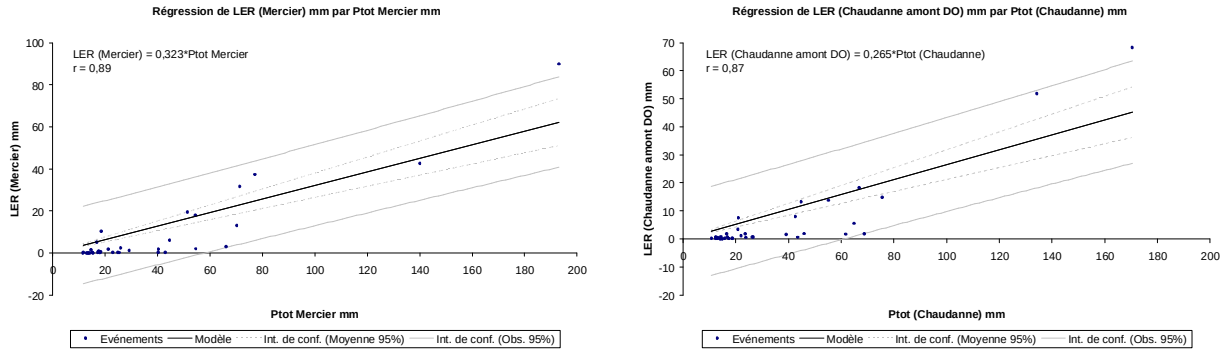


Figure 7.26 : Lames d'écoulement rapide du Mercier et de la Chaudanne amont DO en fonction de la pluie totale pour l'échantillon A

Regardons maintenant la relation avec le débit de base. Les régressions linéaires calculées sont représentées par la figure 7.27.

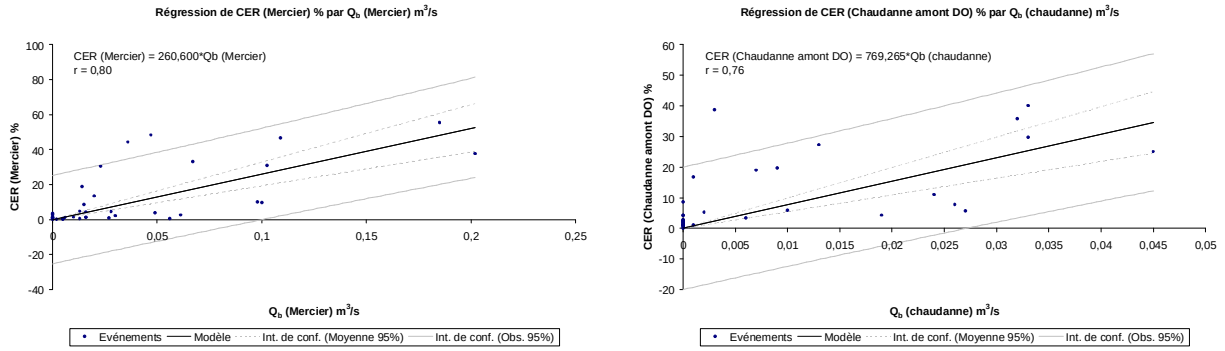


Figure 7.27 : Coefficient d'écoulement rapide du Mercier et de la Chaudanne amont DO en fonction du débit de base pour l'échantillon A

D'après la figure 7.27, nous constatons que la régression entre les *CER* et le débit de base est significative. Les coefficients de corrélation sont de 0,80 et 0,76 respectivement pour le Mercier et la Chaudanne amont DO. C'est au Mercier que la variance des *CER* est la plus importante. La Chaudanne présente toutefois des *CER* importants par rapport à la surface de son sous-bassin.

En regardant les événements sélectionnés, nous constatons que les forts *CER* correspondent à des crues d'hiver c'est à dire durant la période de hautes eaux. Si le *CER* est apparenté aux surfaces saturées contributives alors, d'après ces résultats, nous pouvons s'interroger sur l'existence de ces zones contributives au niveau du Mercier et de la Chaudanne.

Une relation semble exister entre les forts *CER* et le débit de base mais pour le même débit de base, nous pouvons avoir plusieurs *CER* (figure 7.27). Les surfaces contributives associées seraient donc également variables au sein des sous-bassins.

Pour *qps* et *dqps*, la seule variable permettant d'expliquer les caractéristiques des hydrogrammes de crue est la pluie totale. Ceci ne veut pas dire que les autres variables ne jouent aucun rôle. C'est, en effet, l'une des limites d'une approche par corrélation, qui ne permet de faire ressortir que les facteurs les plus importants.

La corrélation avec l'intensité maximale horaire et l'intensité moyenne de la pluie n'est pas très significative pour les deux sous-bassins.

Facteurs explicatifs des crues lors de faibles crues (échantillon B)

Les caractéristiques de l'échantillon, dont les averses sont comprises entre 4 et 10 mm, et qui contient 10 événements, sont décrites dans le paragraphe 7.3.3.c. Le tableau 7.12 donne les valeurs des coefficients de corrélation entre chaque variable et pour chaque sous-bassin.

Tableau 7.12 : Coefficients de corrélation pour le Mercier, la Chaudanne amont DO et la Chaudanne aval DO pour l'échantillon B

	LER			***CER***		
	Mercier	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**	**Mercier**	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**
Ptot	**0,86**	**0,86**	**0,89**	**0,90**	**0,83**	**0,86**
Imax	0,69	0,66	0,69	0,74	0,67	0,71
Imoy	0,49	**0,80**	**0,80**	0,56	**0,88**	**0,88**
Q_b	**0,91**	**0,81**	**0,83**	**0,94**	**0,80**	**0,83**
	qps			***dqps***		
	Mercier	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**	**Mercier**	**Chaudanne amont DO**	**Chaudanne aval DO**
Ptot	**0,90**	**0,89**	**0,89**	**0,76**	**0,83**	**0,85**
Imax	**0,86**	**0,80**	**0,85**	**0,73**	**0,84**	**0,88**
Imoy	0,66	**0,93**	**0,90**	0,57	**0,96**	**0,90**
Q_b	**0,91**	**0,82**	0,77	**0,72**	0,63	0,62

En examinant le tableau 7.12, nous constatons que la lame d'écoulement rapide est expliquée, pour les faibles averses, par la pluie totale et le débit de base voir en plus par l'intensité moyenne au niveau de la Chaudanne.

C'est toujours la pluie totale et le débit de base qui expliquent le coefficient d'écoulement rapide au niveau du Mercier. Par contre au niveau de la Chaudanne, nous avons en plus de ces deux facteurs explicatifs, l'intensité moyenne.

L'analyse du débit de pointe ou de l'accroissement de débit mène à des résultats légèrement différents de ceux obtenus avec l'échantillon des averses plus fortes (échantillon A). La pluie totale n'est plus le seul facteur explicatif. Au niveau du Mercier, c'est à la fois la pluie totale, l'intensité maximale et le débit de base qui sont en mesure d'expliquer le débit maximum. En ce qui concerne la Chaudanne, c'est plutôt la pluie totale, l'intensité maximale horaire et l'intensité

moyenne. A titre d'exemple, le coefficient de corrélation est de 0,96 entre l'accroissement de débit spécifique de pointe et l'intensité moyenne (figure 7.28).

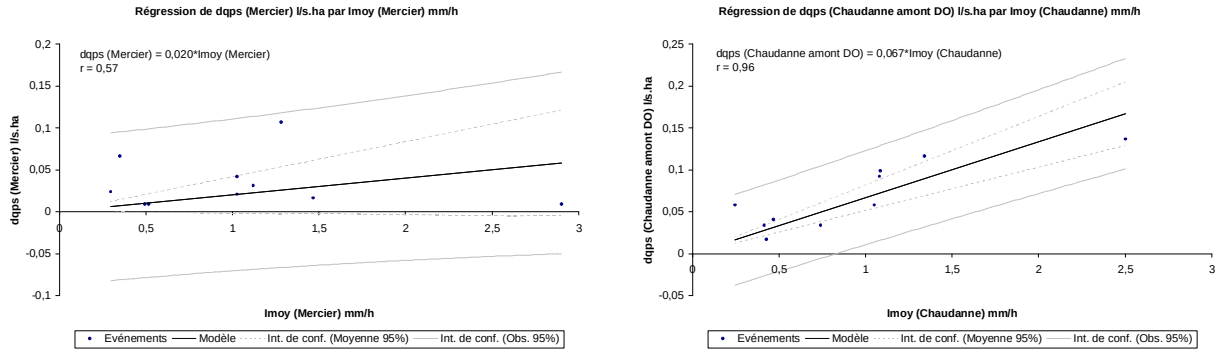


Figure 7.28 : Accroissement du débit spécifique de pointe du Mercier et de la Chaudanne amont DO en fonction de l'intensité moyenne pour l'échantillon B

b. Analyse des régressions multiples

Pour chacune des quatre variables caractéristiques de crue (*LER*, *CER*, *qps* et *dqps*), nous avons calculé un modèle linéaire où seules les variables les plus explicatives ont été conservées. Ce travail a été effectué sur les deux échantillons A et B. Le degré d'adéquation du modèle est défini grâce au coefficient de détermination corrigé (R^2 cor.) alors que le test de Student permet de voir si les variables explicatives sont significatives. Le R^2 corrigé est une correction de R^2 qui permet de prendre en compte le nombre de variables utilisées dans le modèle. Nous avons employé un seuil de signification de 0,05. Les résultats des régressions multiples sont consignés en annexe II.

Cas de l'échantillon de fortes averses (échantillon A)

Pour la lame d'écoulement rapide (*LER*), nous obtenons :

Mercier	0,418 *Ptot*	+ 64,903 Q_b	- 10,195	R^2 cor. = 0,88
Prob > t	0,000	0,005	0,000	
Chaudanne amont DO :	0,358 *Ptot*	+ 194,728 Q_b	- 8,453	R^2 cor. = 0,85
Prob > t	0,000	0,014	0,000	
Chaudanne aval DO :	0,378 *Ptot*	+ 198,530 Q_b	- 8,834	R^2 cor. = 0,85
Prob > t	0,000	0,016	0,004	

Pour le coefficient d'écoulement rapide (*CER*), nous obtenons :

Mercier	0,174 *Ptot*	+ 179,754 Q_b	R^2 cor. = 0,63
Prob > t	0,000	0,000	
Chaudanne amont DO :	0,177 *Ptot*	+ 450,352 Q_b	R^2 cor. = 0,68
Prob > t	0,000	0,000	
Chaudanne aval DO :	0,189 *Ptot*	+ 468,895 Q_b	R^2 cor. = 0,69
Prob > t	0,000	0,000	

Pour le débit spécifique de pointe (*qps*), nous obtenons :

Mercier	0,031 *Ptot*	-	0,516							R^2 cor. = 0,65
Prob > t	0,000		0,006							
Chaudanne amont DO :	0,028 *Ptot*	+	0,267 *Imoy*	+	14,920 Q_b	-	0,765			R^2 cor. = 0,84
Prob > t	0,000		0,000		0,027		0,000			
Chaudanne aval DO :	0,032 *Ptot*	+	0,006 *Imax*	+	0,221 *Imoy*	+	18,339 Q_b	-	0,931	R^2 cor. = 0,84
Prob > t	0,000		0,028		0,005		0,023		0,000	

Pour l'accroissement du débit spécifique de pointe (*dqps*), nous obtenons :

Mercier	0,031 *Ptot*	-	0,558							R^2 cor. = 0,65
Prob > t	0,000		0,008							
Chaudanne amont DO :	0,028 *Ptot*	+	0,267 *Imoy*	+	11,500 Q_b	-	0,765			R^2 cor. = 0,83
Prob > t	0,000		0,000		0,060		0,000			
Chaudanne aval DO :	0,032 *Ptot*	+	0,006 *Imax*	+	0,221 *Imoy*	+	14,933 Q_b	-	0,932	R^2 cor. = 0,83
Prob > t	0,000		0,028		0,005		0,061		0,000	

Les coefficients de détermination corrigés des régressions simples et multiples pour chaque variable sont résumés dans la figure 7.29.

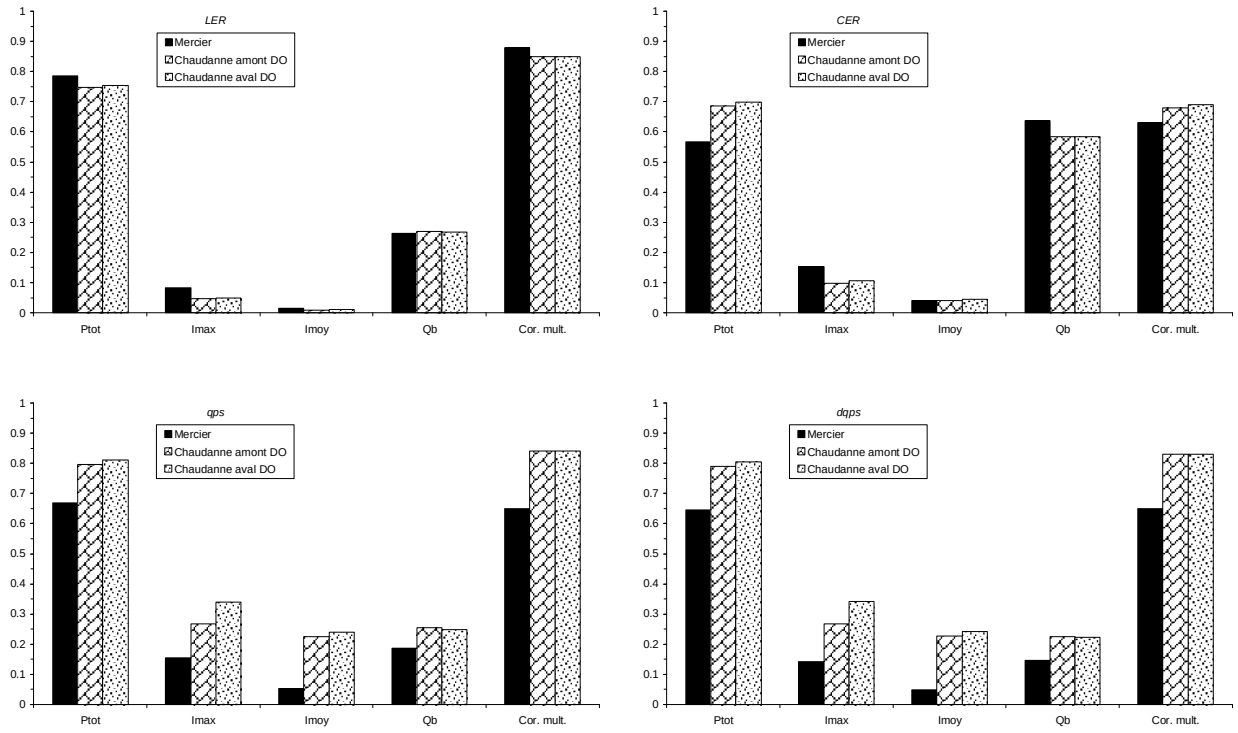


Figure 7.29 : Coefficients de détermination corrigés des régressions simples et multiples pour chaque variable au niveau de l'échantillon A

Cas de l'échantillon de faibles averses (échantillon B)

Pour la lame d'écoulement rapide (*LER*), nous obtenons :

Mercier	0,015 *Ptot*	- 0,007 *Imax*	+ 3,217 Q_b	R² cor. = 0,62
Prob > t	0,032	0,014	0,022	
Chaudanne amont DO :	0,014 *Ptot*	+ 0,103 *Imoy*		R² cor. = 0,06
Prob > t	0,040	0,055		
Chaudanne aval DO :	0,019 *Ptot*	+ 0,054 *Imoy*		R² cor. = 0,05
Prob > t	0,017	0,191		

Pour le coefficient d'écoulement rapide (*CER*), nous obtenons :

Mercier	49,733 Q_b		R² cor. = 0,45
Prob > t	0,000		
Chaudanne amont DO :	1,949 *Imoy*		R² cor. = 0,07
Prob > t	0,000		
Chaudanne aval DO :	1,182 *Imoy*	+ 1,535	R² cor. = 0,22
Prob > t	0,098	0,063	

Pour le débit spécifique de pointe (*qps*), nous obtenons :

Mercier	2,771 Q_b		R² cor. = 0,12
Prob > t	0,000		
Chaudanne amont DO :	0,048 *Imoy*	+ 0,055	R² cor. = 0,52
Prob > t	0,011	0,010	
Chaudanne aval DO :	0,053 *Imoy*	+ 0,086	R² cor. = 0,32
Prob > t	0,051	0,010	

Pour l'accroissement du débit spécifique de pointe (*dqps*), nous obtenons :

Mercier	0,005 *Ptot*	R² cor. = 0,07
Prob > t	0,007	
Chaudanne amont DO :	0,067 *Imoy*	R² cor. = 0,53
Prob > t	0,000	
Chaudanne aval DO :	0,095 *Imoy*	R² cor. = 0,04
Prob > t	0,000	

Les coefficients de détermination corrigés des régressions simples et multiples pour chaque variable sont résumés dans la figure 7.30. Les résultats des régressions multiples confirment les constatations observées auparavant c'est à dire :

- Pour les fortes averses, la pluie totale suffit pour expliquer les variables *LER*, *qps* et *dqps*. Pour le *CER*, nous avons en plus de la pluie totale, le débit de base. L'intensité maximale horaire et l'intensité moyenne ne se retrouvent pas dans les facteurs explicatifs des hydrogrammes. L'ajout de variables explicatives peut améliorer, dans certains cas, sensiblement nos variables expliquées au niveau des deux sous-bassins (figure 7.29).

- Pour les faibles averses, et sur la base de ces résultats, nous remarquons que les quatre variables explicatives peuvent avoir le même degré d'influence sur les variables expliquées. C'est à dire, il n'y a pas une variable explicative qui domine contrairement à l'échantillon A, où une ou deux variables suffisent pour expliquer les caractéristiques des hydrogrammes. La prise en compte de l'ensemble de ces quatre variables explicatives n'améliore pas forcément le modèle. Au contraire, dans certains cas le modèle est rejeté. C'est le cas par exemple du débit spécifique de pointe et d'accroissement de débit spécifique de pointe au niveau du Mercier (figure 7.30). Ceci montre bien que, pour les faibles averses, la réponse hydrologique du Mercier et de la Chaudanne est le résultat de plusieurs facteurs. L'ajout d'autres paramètres permettraient certainement d'affiner ces modèles linéaires. Cependant, le faible nombre d'événements dans l'échantillon B, nous oblige à rester très prudent dans l'interprétation de ces résultats.

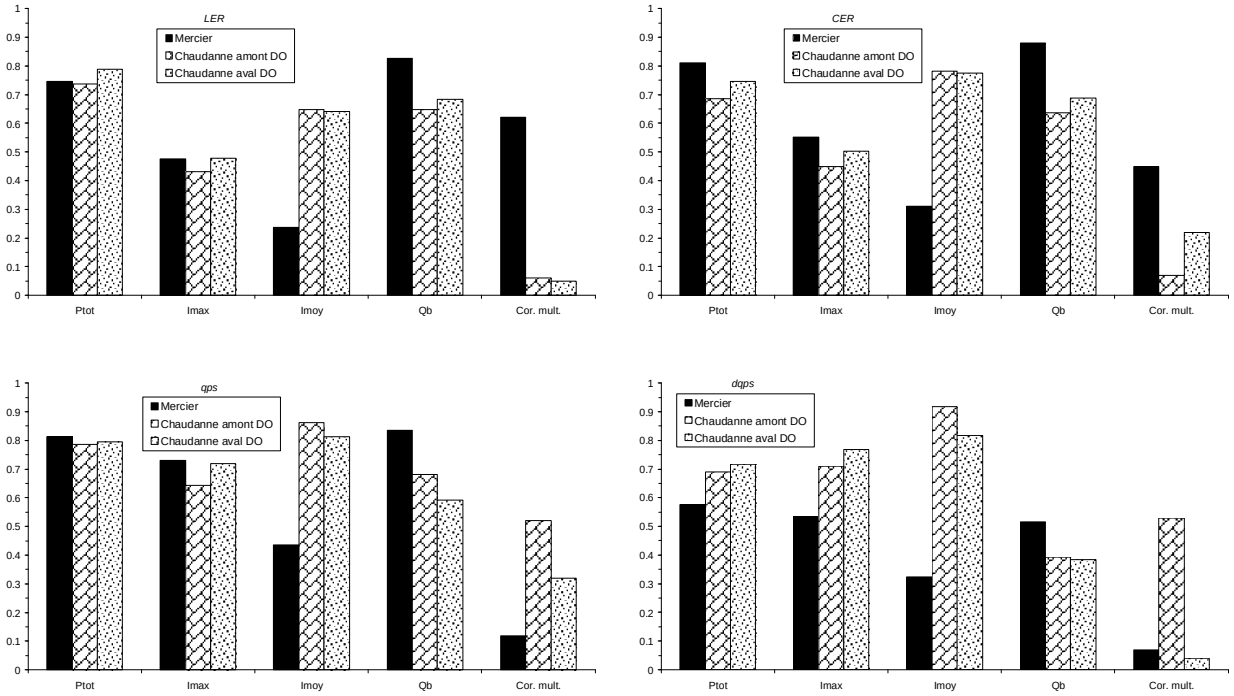


Figure 7.30 : Coefficients de détermination corrigés des régressions simples et multiples pour chaque variable au niveau de l'échantillon B

7.3.5 Conclusion

Cette analyse, basée sur quatre caractéristiques de l'hydrogramme de crue et sur quelques événements sélectionnés sur la période 1997-2004 au niveau des deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne, a montré une similitude des réactions dès que la hauteur de la pluie totale dépassait un certain seuil.

La corrélation du coefficient d'écoulement rapide avec le débit de base pour les fortes averses, peut refléter le développement de surfaces saturées contributives au niveau des deux sous-bassins.

Il faut signaler que nous n'avons pas pris en compte dans notre analyse, faute de données, l'effet de l'écoulement souterrain. Une attention particulière pourra être accordée, dans l'avenir, au niveau de la nappe quand elle existe et aux captages des sources pour confirmer s'il y a ou non

influence de la nappe sur la dynamique des sous-bassins. Des mesures éventuelles de l'humidité des sols permettraient également de compléter cette analyse.

----------oOo----------

CHAPITRE 8 : APPLICATION DU TRAÇAGE GEOCHIMIQUE SUR LE BASSIN DE L'YZERON

CHAPITRE 8 : APPLICATION DU TRAÇAGE GEOCHIMIQUE SUR LE BASSIN DE L'YZERON

8.1 Objectifs et mise en œuvre du traçage géochimique sur le bassin de l'Yzeron

Le traçage géochimique, basé sur les isotopes naturels de la molécule d'eau, est une méthodologie qui permet, si les conditions de base sont remplies, d'identifier l'origine de l'eau voire, de reconstituer l'histoire de l'eau. Il a l'avantage de ne pas induire une modification du milieu. Un autre avantage déterminant est que le traçage naturel s'applique à la même échelle que celle de la mesure des débits. C'est une méthode qui est de plus en plus utilisée par la communauté scientifique. Néanmoins, aucune application en hydrologie n'a encore été faite sur le bassin de l'Yzeron. Malgré les résultats concluants obtenus sur d'autres bassins versants, le premier objectif sera donc de démontrer son applicabilité sur l'Yzeron.

L'objectif de la conduite du traçage géochimique en parallèle sur les trois sous-bassins (Verdy, Mercier et Chaudanne) est de permettre d'étudier simultanément la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques et ainsi d'essayer de déduire des modes de fonctionnements hydrologiques (hortonien, surfaces saturées contributives, etc.).

L'origine des données produites dans le cadre de ce travail ainsi que celles simplement utilisées seront présentées en détail. Une grande partie de ce travail repose essentiellement sur des données hydro-météorologiques de terrain, il convient donc d'être aussi précis que possible sur la façon dont toute l'information a été obtenue. Les données hydrométriques et géochimiques utilisées dans ce travail pour l'application du traçage géochimique proviennent de plusieurs campagnes de mesures. Le suivi hydrochimique et isotopique sur le bassin de l'Yzeron a débuté à la fin du mois d'octobre 2004 et s'est achevé en juin 2006. Ainsi, l'échantillonnage concerne la majeure partie de l'année hydrologique 2004-2005 et une partie de celle 2005/2006.

La stratégie de prélèvements a quelque peu évolué tout au long de l'étude, au fur et à mesure des observations et des nouvelles exigences. C'est ainsi que nous avons amélioré le protocole d'investigation en terme de points d'échantillonnage et de type d'analyse. D'autre part, le nombre de mesures et la quantité d'analyses qu'un suivi d'un an et demi implique nous a tout naturellement contraint à faire des choix.

Dans ce qui suit, nous allons détailler notre protocole d'échantillonnage et les motivations qui ont guidé ces choix ainsi que la méthodologie analytique ensuite adoptée. Nous reprenons également les résultats de travail de Baptiste FRERE, de l'Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, qui a effectué son stage de Master 2 recherche au Cemagref de Lyon, dans l'Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique, durant la période mars-septembre 2005. Le sujet de son stage était : "Analyses des compartiments d'eau participant à la genèse des crues d'un bassin versant à l'aide de traceurs isotopiques" (Frère, 2005). Je l'ai co-encadré avec Pascal BREIL.

8.2 Instrumentation et protocole expérimental

Pour optimiser au maximum l'ensemble des moyens techniques mis à disposition pour ce travail, l'idée était, d'une part d'utiliser les équipements déjà en place sur les deux sous-bassins de la Chaudanne et du Mercier et d'autre part, de compléter ou d'adapter ces équipements. Il faut

signaler que les différents tâches d'instrumentation ou d'adaptation du dispositif déjà en place ont fait objet de la rédaction de plusieurs fiches projets où le scientifique expose l'objectif de l'instrumentation et où le technicien détaille les différentes étapes d'avancement. Ces fiches sont présentées en annexe II.

Le dispositif expérimental existant sur les sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne a déjà été présenté en grande partie dans le chapitre 3. Dans ce qui suit, nous allons présenter l'instrumentation du sous-bassin du Verdy et l'adaptation des échantillonneurs de l'OTHU.

8.2.1 Instrumentation du sous-bassin du Verdy

L'instrumentation du sous-bassin du Verdy a débuté le 15 février 2005 avec l'installation d'un pluviomètre à auget basculeur doté d'un entonnoir définissant une surface de réception de 400 cm². Le volume d'un auget est de 8 ml. Ce pluviomètre est relié à une centrale d'acquisition (type ALCYR - Cyr 2). Cette nouvelle station (code SPP0602P) a été installée au niveau du lieu dit "Col de la Croix du Ban" à 602 m d'altitude à l'Ouest du bassin de l'Yzeron sur la commune de Saint Pierre la Palud (69).

Etant donné que 97 % de la surface de ce sous-bassin est occupée par des zones forestières et le manque de pluviomètre sur toute la partie Ouest du bassin de l'Yzeron caractérisée par des fortes altitudes, notre choix s'est porté sur ce site. C'est pratiquement le seul endroit où le maximum des conditions requises pour l'installation d'un pluviomètre a pu être respecté. Un dispositif de mesure de la pluie au sol a été installé, le 15 juin 2005, à côté du pluviomètre pour voir s'il y a des différences entre les mesures (au sol et au-dessus du sol). La présentation de ce dispositif ainsi que les résultats obtenus sont donnés en annexe II. Ce dispositif a été démonté le 07 février 2006.

Le pluviomètre ainsi que la centrale d'acquisition ont été fixés sur un bloc en béton (figure 8.1). Une sonde de température (type PT100) a également été reliée à la centrale pour pouvoir identifier par la suite les périodes de précipitations solides. La centrale est alimentée en énergie au moyen d'une batterie de 12 volts à électrolyte gélifié rechargée par panneau solaire (photovoltaïque).

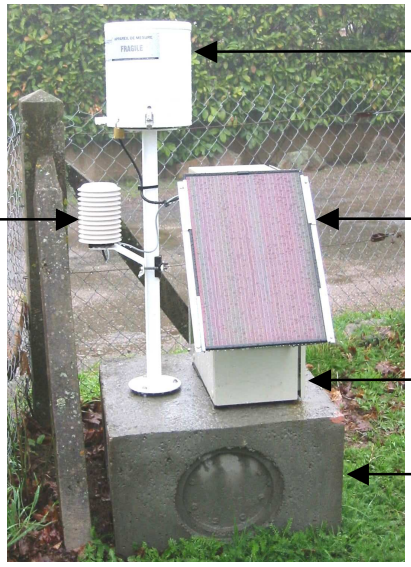


Figure 8.1 : Station pluviométrique du Verdy (code SPP0602P)

Une station de débit a été également installée, le 15 février 2005, au niveau du sous-bassin du Verdy. Elle est placée au droit du pont du Verdy, à deux mètres de l'entrée, sous la route D70 qui longe les Monts du Lyonnais (figure 8.2). Cette station est équipée d'une échelle limnimétrique et d'un capteur de pression.

La mesure classique de débit est doublée par un débitmètre à effet doppler STARFLOW (Ultrasonic Doppler Instrument) qui est relié à un point fixe par une canne souple (figure 8.2). Cet appareil mesure la vitesse de l'écoulement par la fréquence de retour des signaux acoustiques réfléchis par les particules en suspension et connaissant la section (figure 8.3), nous obtenons le débit. L'objectif de cette instrumentation était de tester la possibilité d'établir une courbe de tarage continue. L'ensemble de ces capteurs est relié à une centrale d'acquisition de données (type ALCYR - Cyr 2) alimentée par un panneau solaire. Ce dernier a été installé le 28 avril 2005.

Des jaugeages de débit ont été effectués selon différentes méthodes afin d'étalonner la mesure de hauteur en débit : au courantomètre (Comotec), par traçage chimique au sel et au seau durant la période de février à mai 2005. Une première courbe de tarage donnant la relation entre le débit et la hauteur d'eau a été obtenue (figure 8.4).

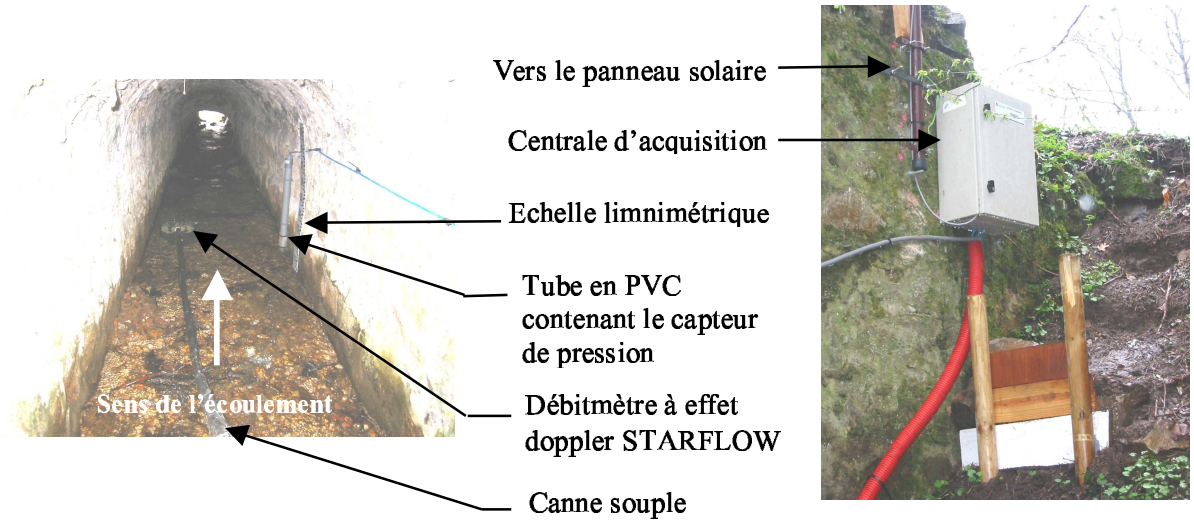


Figure 8.2 : Station hydrométrique du Verdy (code PLN0406Q)

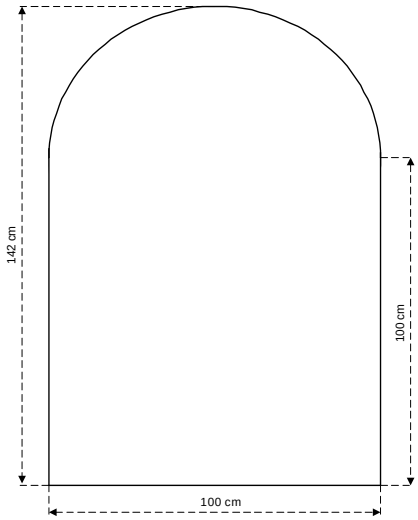


Figure 8.3 : Dimensions du pont du Verdy sous la route D70

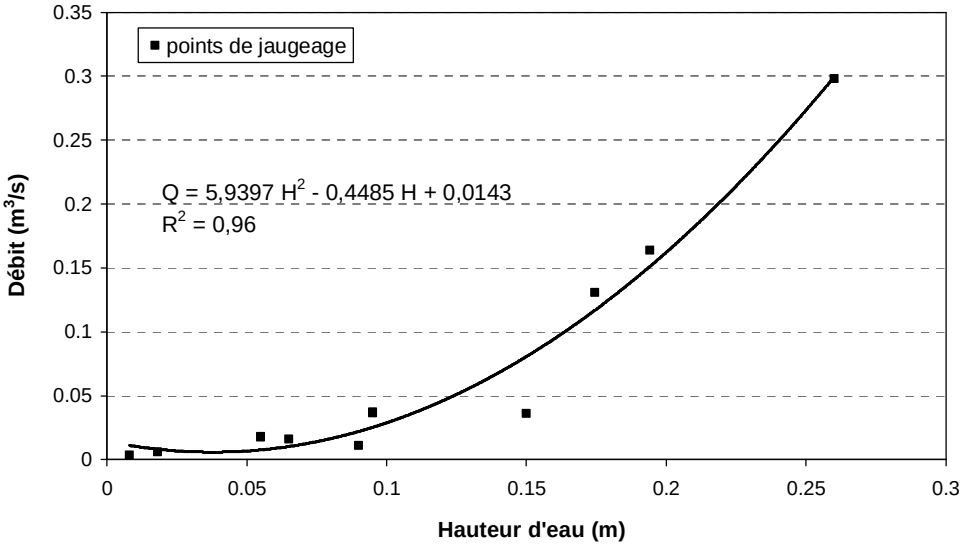


Figure 8.4 : Courbe de tarage de la station du Verdy

La formule retenue pour transformer les données de hauteur d'eau en débit est :

$$Q = 5{,}9397\ H^2 - 0{,}4585\ H + 0{,}0143 \qquad \textbf{Eq. 8.1}$$

Où : H est la hauteur d'eau, [m] et Q le débit, [m^3/s].

Cette courbe peut être utilisée pour les hauteurs d'eau supérieures à 0,04 m et inférieures à 0,3 m soient des débits de 0,005 à environ 0,4 m^3/s. Le coefficient de corrélation est de 0,96, ce qui nous permet d'avoir une assez bonne estimation des débits du Verdy.

Suite à la crue du 17 avril 2005, le fond du Verdy a beaucoup évolué et la station détarée. La lisibilité de l'échelle des hauteurs posant problème, une nouvelle échelle limnimétrique et un nouveau capteur de pression ont donc été installés, le 24 octobre 2005, à l'entrée du pont (figure 8.5). Le fond du Verdy a été bétonné en-dessous du capteur pour lui assurer une certaine stabilité. De nouveaux jaugeages ont été réalisés pour établir la courbe de tarage de cette nouvelle station. Le résultat de ces jaugeages est donné par la figure 8.6. Il faut signaler que cet endroit n'est pas sans contrainte et qu'il y a le risque que la station détarre de nouveau après une crue importante. Le transport solide peut être important dans un sous-bassin de tête comme celui du Verdy. Etant donné les démarches administratives à entreprendre dans le cas où nous allons rehausser le niveau du cours d'eau (en installant un canal jaugeur par exemple) nous avons opté plutôt pour cette solution.

La nouvelle formule que nous utiliserons pour transformer les données de hauteur d'eau en débit à partir du 24 octobre 2005 est :

$$Q = 3{,}2154\ H^2 - 0{,}3763\ H + 0{,}0104 \qquad \textbf{Eq. 8.2}$$

Où : H est la hauteur d'eau, [m] et Q le débit, [m^3/s].

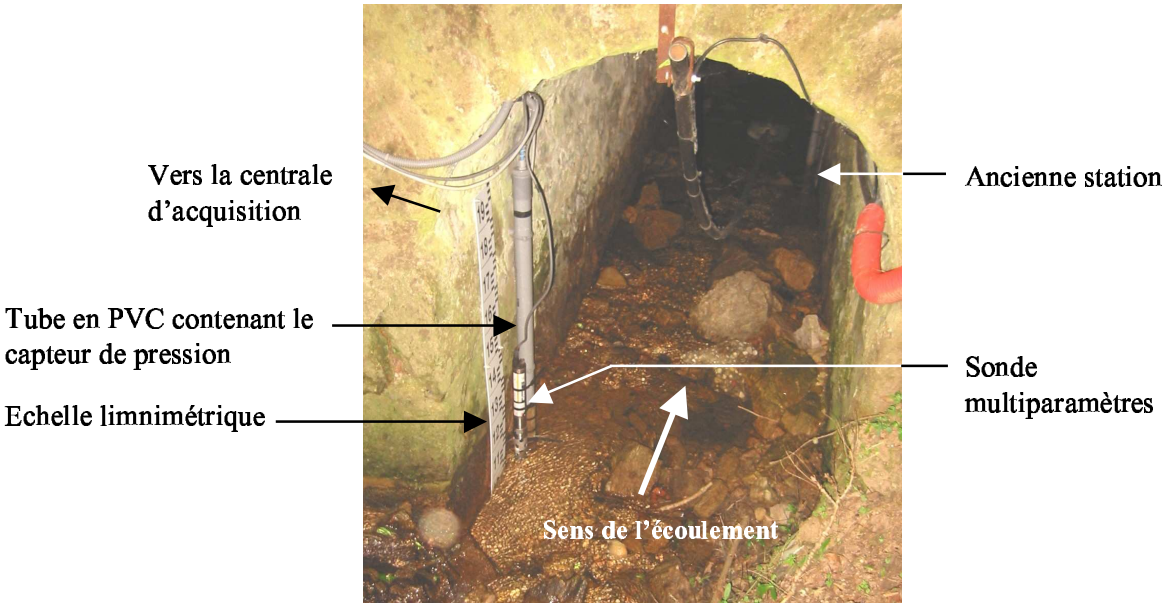


Figure 8.5 : Nouvelle station hydrométrique du Verdy (code PLN0406Q)

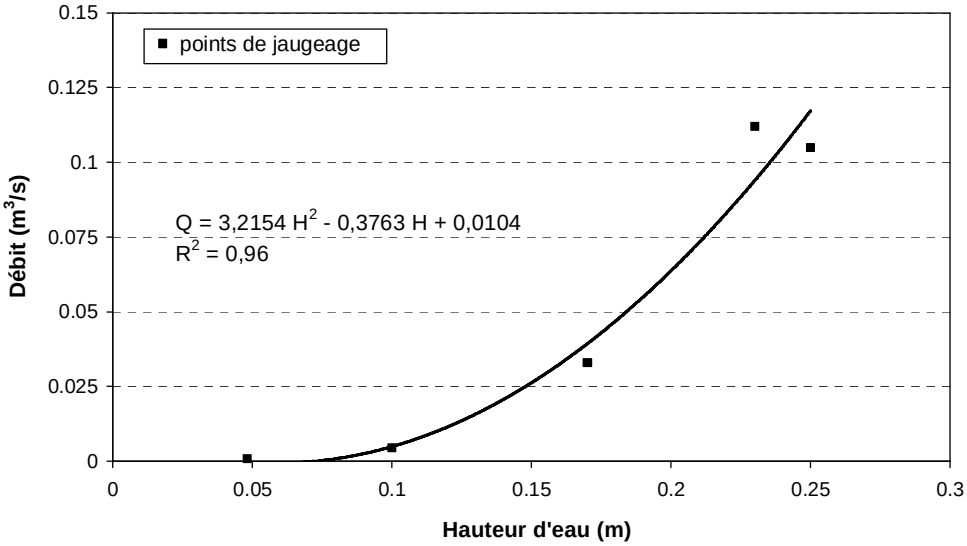


Figure 8.6 : Courbe de tarage de la nouvelle station du Verdy

8.2.2 Adaptation des échantillonneurs automatiques au niveau du sous-bassin de la Chaudanne

Les échantillonneurs automatiques des trois stations de mesure de l'OTHU au niveau du sous-bassin de la Chaudanne ont été adaptés pour effectuer des prélèvements dans des petits flacons de 30 ml de capacité (cf. fiche projet 3 en annexe II).

8.2.3 Protocole expérimental

La méthode d'expérimentation est basée sur l'hypothèse qu'il existe trois types d'écoulements dans les différents sous-bassins ou "entités hydrologiques-type" déduits de l'analyse spatiale : le ruissellement de surface (urbain ou "naturel"), l'écoulement de subsurface et l'écoulement de nappe.

Le protocole mis en place pour étudier le fonctionnement des trois sous-bassins versants va s'effectuer selon deux types de campagne de terrain : des mesures spatio-temporelles de suivi en continu (en dehors des crues) et des mesures événementielles en période de crue. Ces deux types de campagne seront complémentaires et permettront l'amélioration les interprétations de la séparation de l'hydrogramme de crue. Les paramètres géochimiques sélectionnés sont la teneur isotopique en oxygène 18 et la conductivité électrique des eaux de pluie, de surface, du sol et de la nappe (figure 8.7).

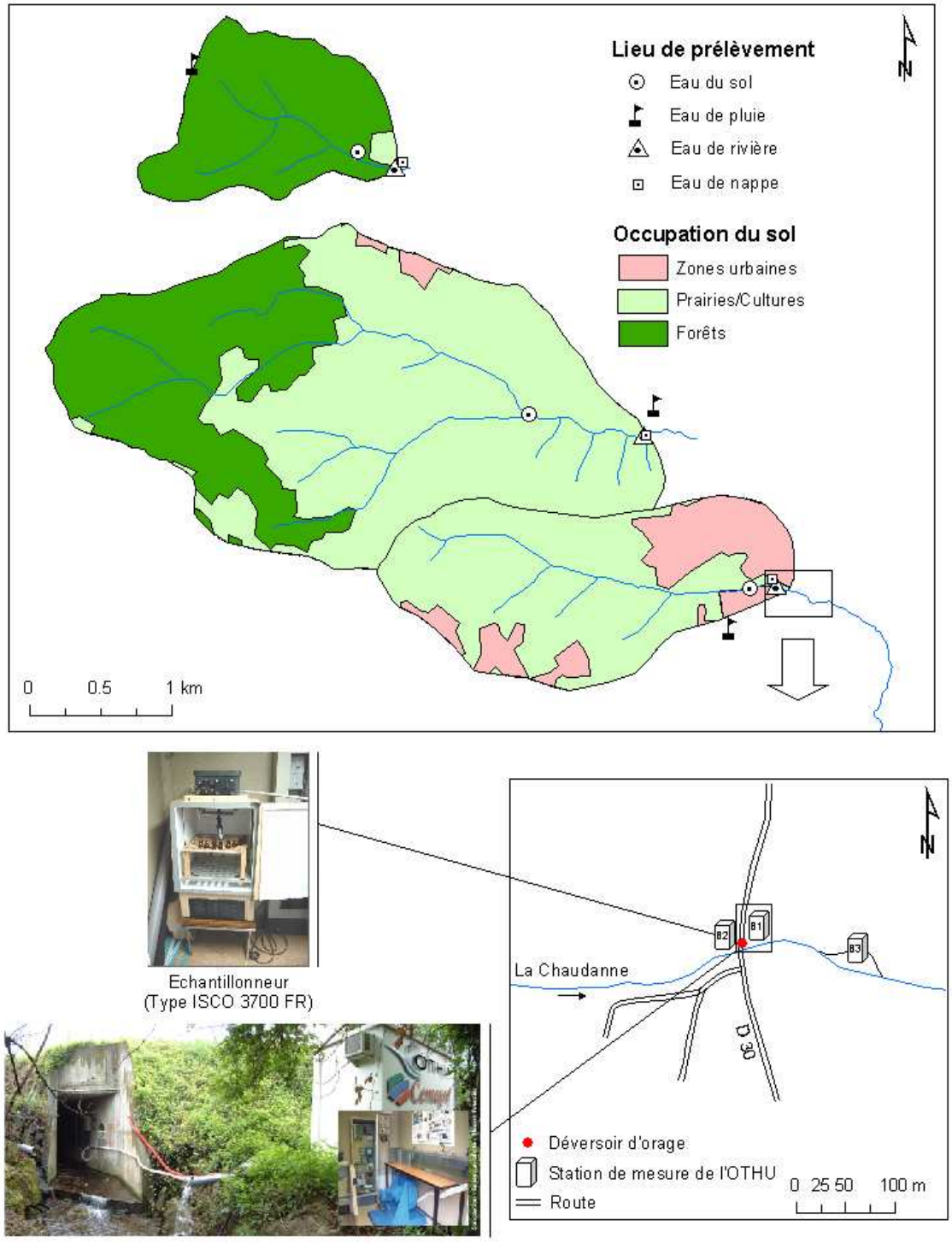


Figure 8.7 : Schéma du dispositif expérimental sur les trois sous-bassins versants et quelques photographies

L'utilisation de la conductivité électrique comme "traceur" d'un compartiment d'eau est délicate. En effet, la conductivité électrique n'est pas un traceur conservatif dans l'espace et dans le temps. La mesure résulte des ions en solution et est susceptible de varier au cours des écoulements, mais les informations apportées par cette mesure ne sont pas sans intérêt. En effet, il est possible d'utiliser la conductivité électrique pour différencier l'eau de pluie de l'eau "ancienne", l'eau de pluie étant peu conductrice tandis que l'eau de la nappe l'est fortement (Heppell, et al., 2000).

a. Les campagnes de suivi en continu

Les mesures de suivi en continu sont ainsi nommées par opposition aux mesures liées à des événements et donc non continues. Ces campagnes ont pour objectif de distinguer les signatures isotopiques de chaque sous-bassin versant hors événement pluvieux et ainsi de déterminer les états initiaux avant la crue et la signature de l'eau ancienne. Ces investigations offrent l'avantage d'une dynamique lente, ce qui permet d'identifier les différentes sources ou compartiments d'eau dans les sous-bassins versants. De plus, nous tenterons de mettre en évidence la dynamique isotopique "type" de l'écoulement de base afin d'en comprendre le fonctionnement hydrologique en période de ressuyage. Cette investigation a donc pour but de caractériser la variabilité spatio-temporelle des signatures géochimiques de l'écoulement de base des trois sous-bassins versants. Nous utiliserons l'oxygène 18 (^{18}O) et la conductivité électrique pour suivre l'évolution géochimique des différents cours d'eau du Verdy, du Mercier et de la Chaudanne.

La pluie cumulée entre deux campagnes participe à la signature de l'écoulement de base. Elle est donc aussi concernée par cette investigation de suivi en continu. Ainsi, en-dessous de chaque pluviomètre une bouteille en verre a été installée aux fins de la collecte de l'eau de pluie pour l'analyse isotopique et pour le contrôle des données recueillies par le pluviomètre à auget basculeur.

Une mesure en continu de la conductivité électrique, en utilisant des capteurs, à l'exutoire des trois sous-bassins versants a été mise en place du 15/06/2005 au 12/07/2005 et du 01/02/2006 au 10/07/2006. Ce dispositif permet de disposer d'une chronique de conductivité électrique afin d'observer la variabilité au cours du temps.

b. Les campagnes de mesures événementielles

Les mesures événementielles consistent à échantillonner les eaux de surface lors d'événements pluvieux. Ces campagnes permettent d'avoir une approche analytique du fonctionnement hydrologique des différents sous-bassins au cours d'un événement en tentant de quantifier la part de chaque compartiment d'eau participant à la crue. En premier lieu, il s'agit d'identifier les différents compartiments d'eau susceptibles de participer à l'écoulement de crue. Pour ce faire, nous utilisons les résultats des campagnes de mesures en continu pour tenter d'affecter une signature moyenne de chaque compartiment d'eau et de connaître la signature de l'écoulement de base. Les connaissances du comportement des sous-bassins en période de ressuyage permettront d'affiner et de contrôler les interprétations de la méthode de séparation des hydrogrammes de crue.

Les campagnes de mesures événementielles sont effectuées en fonction des événements pluvieux, l'objectif de départ étant de réaliser trois campagnes par sous-bassin et par saison : reprise des écoulements (automne), hautes eaux (hiver) et basses eaux (fin du printemps et début d'été). La séparation des hydrogrammes de crue est effectuée en trois compartiments à l'aide d'un traceur isotopique (oxygène 18) et de la conductivité électrique. Les trois compartiments

retenus sont l'eau souterraine (zone saturée), la pluie ("eau nouvelle") et l'eau du sol (eau de subsurface). L'identification de ces compartiments en terme de signature géochimique nécessite de déterminer la valeur moyenne des teneurs en oxygène 18 et de la conductivité de chaque compartiment. Nous cherchons à obtenir ainsi les signatures des "pôles" entre lesquelles se déplacent les signatures de l'écoulement de crue du cours d'eau.

Une fiche "action" d'une campagne d'échantillonnage d'eau pour analyse isotopique en ^{18}O a été rédigée (annexe II) où l'opérateur inscrit toutes les informations utiles à la campagne. Elle constitue le rapport d'échantillonnage permettant de suivre les étapes principales de la prise d'échantillon jusqu'à sa transmission au laboratoire d'analyse. Cette fiche sert de document de traçabilité.

8.2.4 Echantillonnage des eaux

Les prélèvements couvrent quatre niveau du cycle de l'eau :

a. Eau de pluie

L'eau de pluie a été échantillonnée au niveau des trois pluviographes (GLV0321P puis GLV0313Q, PLN0330P et SPP0602P). Pour les campagnes de suivi en continu, l'eau a été récupérée dans un flacon branché au pluviographe et après chaque épisode pluvieux, un échantillon d'eau de pluie cumulée est prélevé pour l'analyse isotopique. Pour les campagnes événementielles, et pour avoir un signal pluie sur une base de temps plus courte, nous avons développé un système de fractionnement automatique des épisodes pluvieux (cf. fiche projet 4 en annexe II). Ce système est inspiré de celui qui a été développé par Marc (1994). Il s'agit d'une adaptation du système imaginé par Bourrié (1978).

Le principe de cet échantillonnage sérié est illustré par la figure 8.8. C'est une succession de flacons qui se remplissent les uns après les autres à l'aide de capillaires connectés entre eux par des raccords en Y. Au total, 23 flacons de 60 ml de volume chacun sont installés. Pour éviter les mélanges entres les échantillons, l'eau est acheminée avec une différence de charge minimale et au travers de capillaires suffisamment long pour atteindre le fond des flacons. Des pipes ont été installées au niveau des bouchons des flacons pour évacuer la pression d'air.

Compte tenu de la surface d'interception des pluviomètres (400 cm^2 pour SPP0602P et 1000 cm^2 pour les deux autres), le système peut donc échantillonner totalement une pluie de 34,5 mm pour SPP0602P et de 13,8 mm pour les deux autres pluviomètres. Pour les pluies plus volumineuses, ce système permet de prélever le début de l'événement en attendant l'arrivée de l'opérateur.

Un test de mélange a été effectué. Il consiste à injecter, en entrée du système, de l'eau de robinet pour remplir les six premiers flacons. A la fin du remplissage du sixième flacon, nous injectons de l'eau salée jusqu'au flacon 11. Une fois ce denier rempli, nous injectons de nouveau de l'eau de robinet. Ensuite, nous mesurons la conductivité dans les flacons. Les résultats de ce test sont donnés par la figure 8.9. Nous remarquons qu'à partir du septième flacon, nous avons enregistré des fortes valeurs de conductivité électrique. A partir du treizième flacons, nous retrouvons les mêmes valeurs de conductivité électrique que celles mesurées au départ. Ces résultats témoignent qu'il n'y pas eu de mélange entre les flacons.

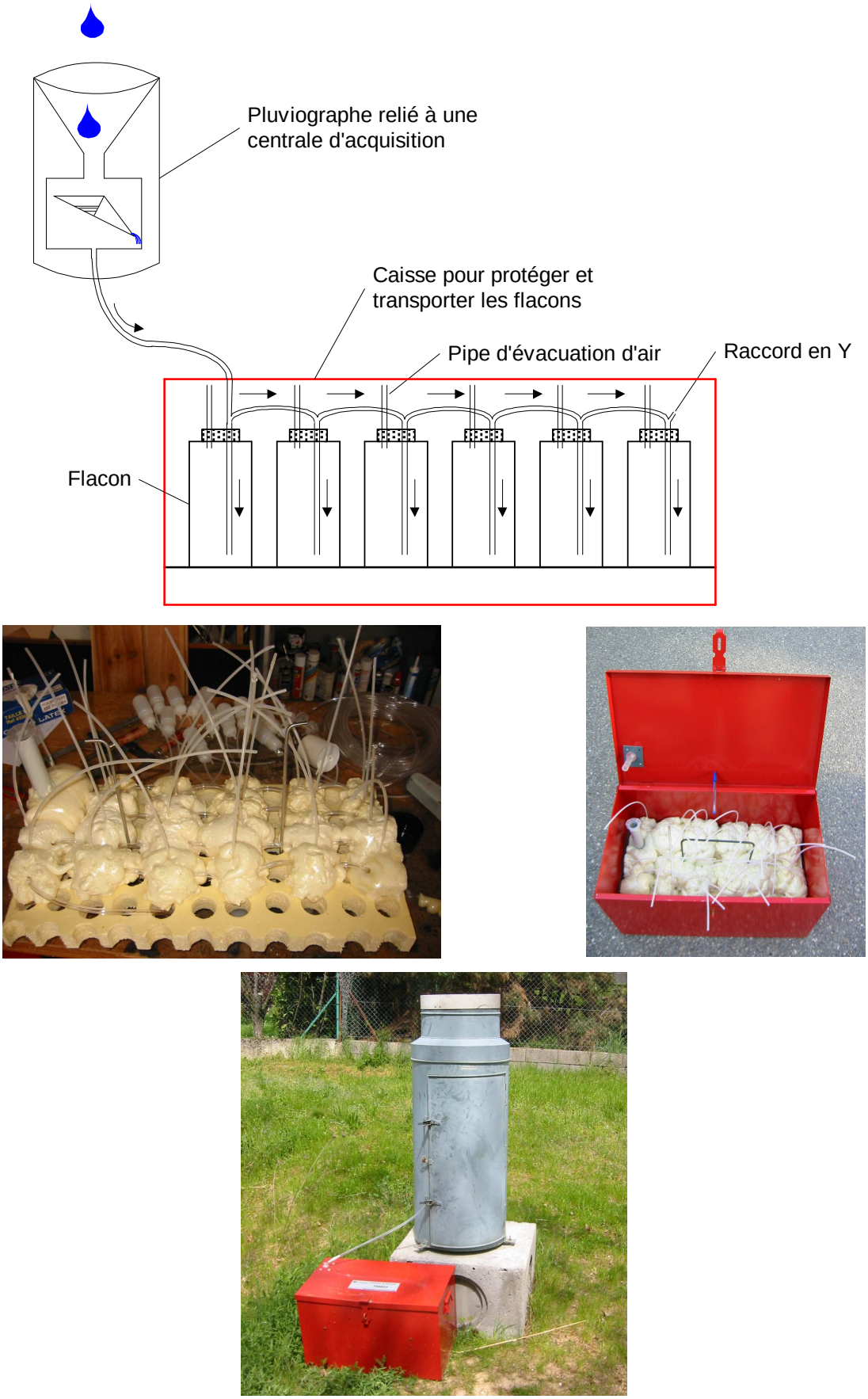


Figure 8.8 : Schéma de principe de l'échantillonnage fractionné de la pluie et quelques photos du système réalisé

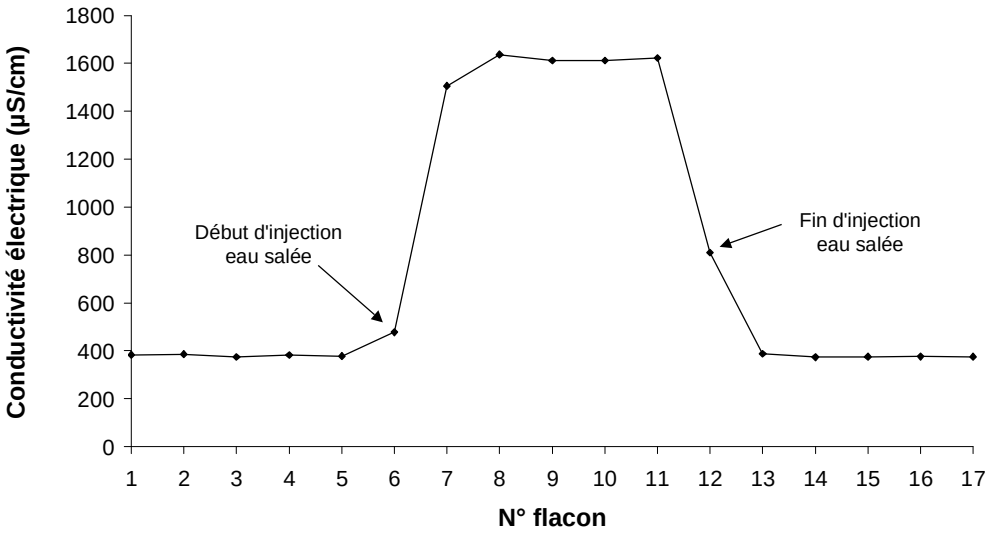
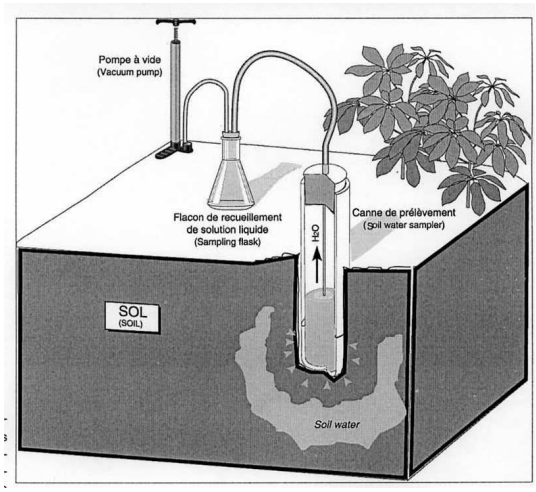


Figure 8.9 : Test de mélange dans le collecteur séquentiel de pluie

b. Eau du sol

Les eaux du sol ont été prélevées à l'aide d'un système développé par la société SDEC-France (réf. SPS 200-31). Il s'agit d'une canne de prélèvement en PVC dont l'extrémité est équipée par une céramique (Ø = 31 mm). Une dépression de 0,5 bar est faite à l'intérieur de la canne par une pompe à vide manuelle (réf. SPS 400), créant ainsi une succion dans la céramique et une circulation forcée de l'eau du sol vers l'intérieur de la canne. L'eau ainsi récupérée dans la canne est ensuite transférée vers un flacon (figures 8.10 et 8.11).



(source : SDEC-France)

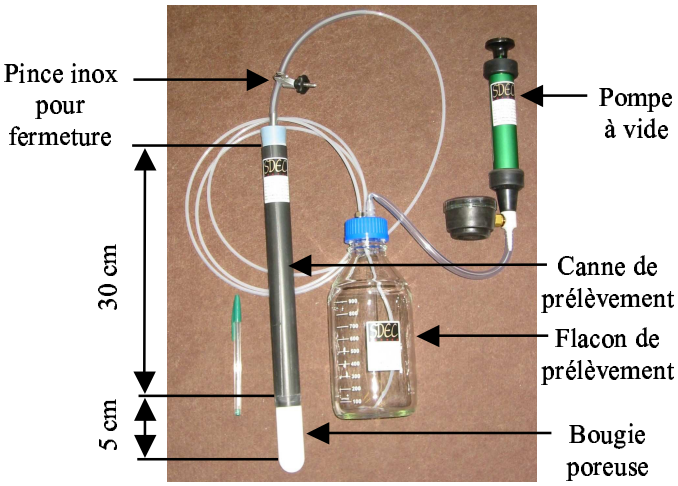


Figure 8.10 : Equipement d'échantillonnage des eaux du sol

Trois cannes de prélèvement ont été installées à une profondeur de 35 cm, le 18 octobre 2005, sur le versant du Verdy et celui du Mercier (versants définis au paragraphe 8.2.2). Leur emplacement, déterminé suite à une campagne topographique, est donné respectivement par les figures 8.12 et 8.13.

Figure 8.11 : Canne de prélèvement (35 cm)

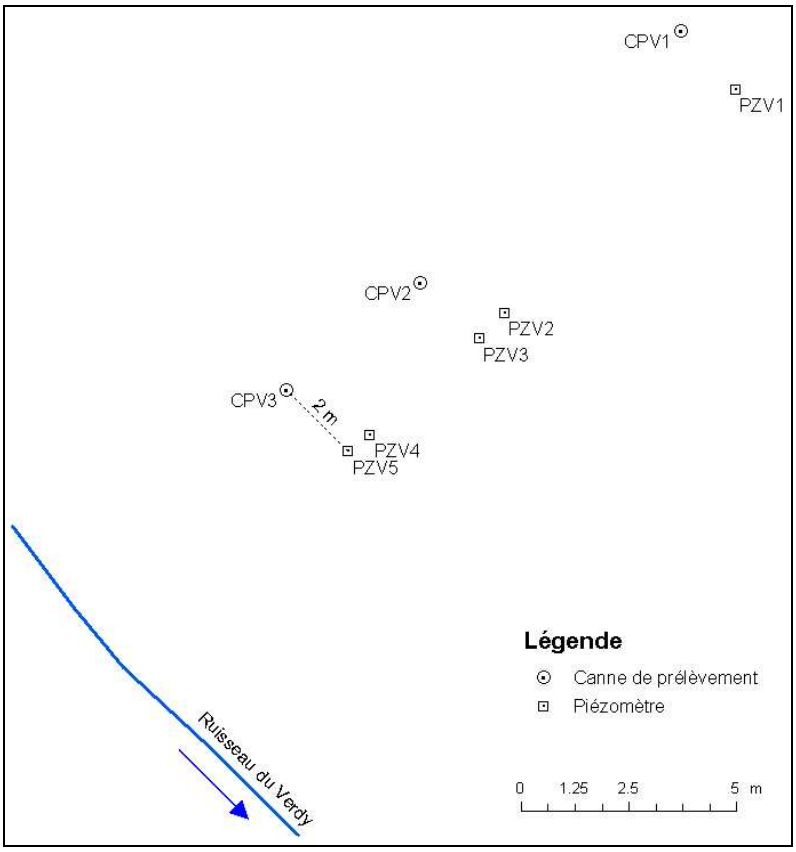


Figure 8.12 : Schéma d'instrumentation du versant du Verdy

c. Eau de nappe

L'eau dans les piézomètres est échantillonnée à l'aide d'un tube en polyéthylène développé par la société SDEC-France (bailer : Ø = 19 mm et L = 90 cm). Dans la partie inférieure du tube de prélèvement la soupape, formée par une bille, laisse pénétrer l'eau dans le tube lorsque ce dernier descend dans le forage ; la soupape se ferme lors de la remontée. Le vidange se fait par le bas à l'aide d'un dispositif (embout de vidange) qui permet de minimiser le contact de l'échantillon

avec l'air (figure 8.14). Avant chaque échantillonnage, le piézomètre est vidé par une pompe électrique immergée (EasyPurge 9) développée par la société SDEC-France.

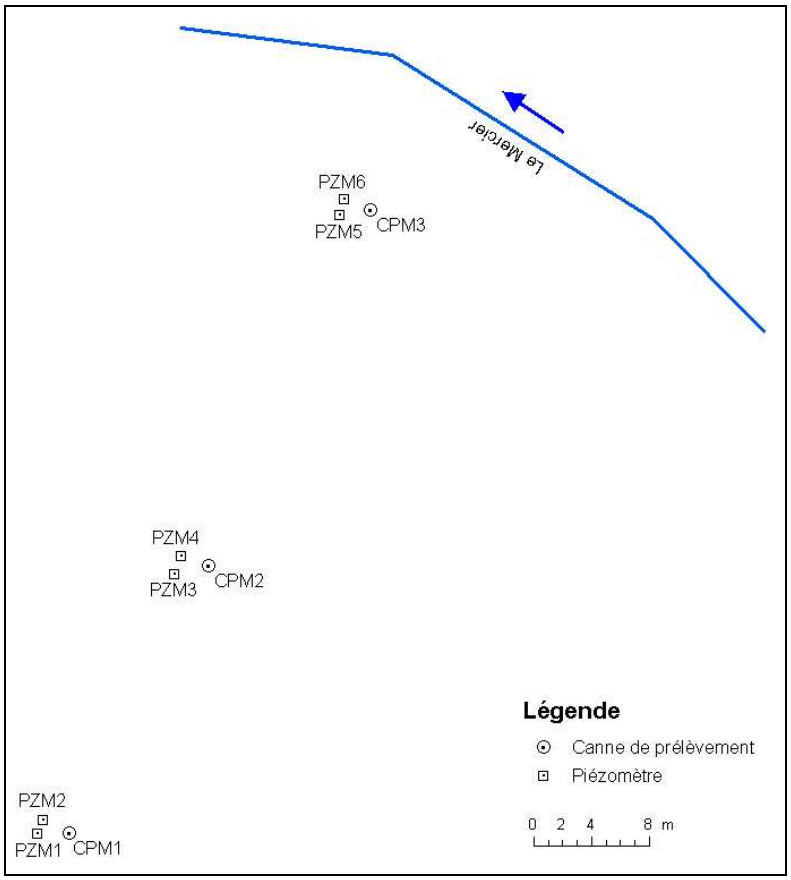


Figure 8.13 : Schéma d'instrumentation du versant du Mercier

Deux piézomètres ont été installés en rive gauche respectivement à l'exutoire du sous-bassin du Verdy et de celui du Mercier. Pour la Chaudanne, nous avons utilisé le piézomètre BG5 déjà en place à 60 m en amont du pont de la Barge.

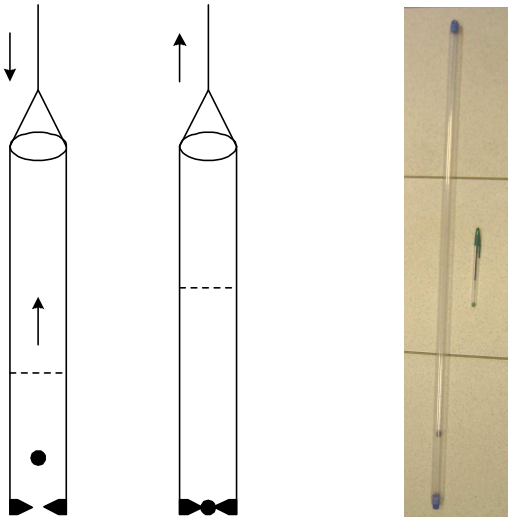


Figure 8.14 : Schéma et photographie de tube échantillonneur (bailer) en polyéthylène

d. Eaux de rivières

Afin d'obtenir une bonne caractérisation des eaux de rivières, ces dernières ont été échantillonnées à l'exutoire de chaque sous-bassin. L'échantillonnage a été effectué soit manuellement lors des campagnes de suivi en continu, soit à l'aide des échantillonneurs automatiques lors des campagnes événementielles ou des échantillonnages programmés (la nuit et les week-ends par exemple). Les échantillons d'eau du débit de base ont été utilisés également pour caractériser les eaux préexistantes dites "eaux anciennes" (Sklash, 1990). Pour les sous-bassins du Verdy et du Mercier, nous avons utilisé l'échantillonneur portable (type NivuSamp TP I) de l'OTHU qui est équipé d'une enceinte réfrigérée pour conserver les échantillons (figure 8.15).

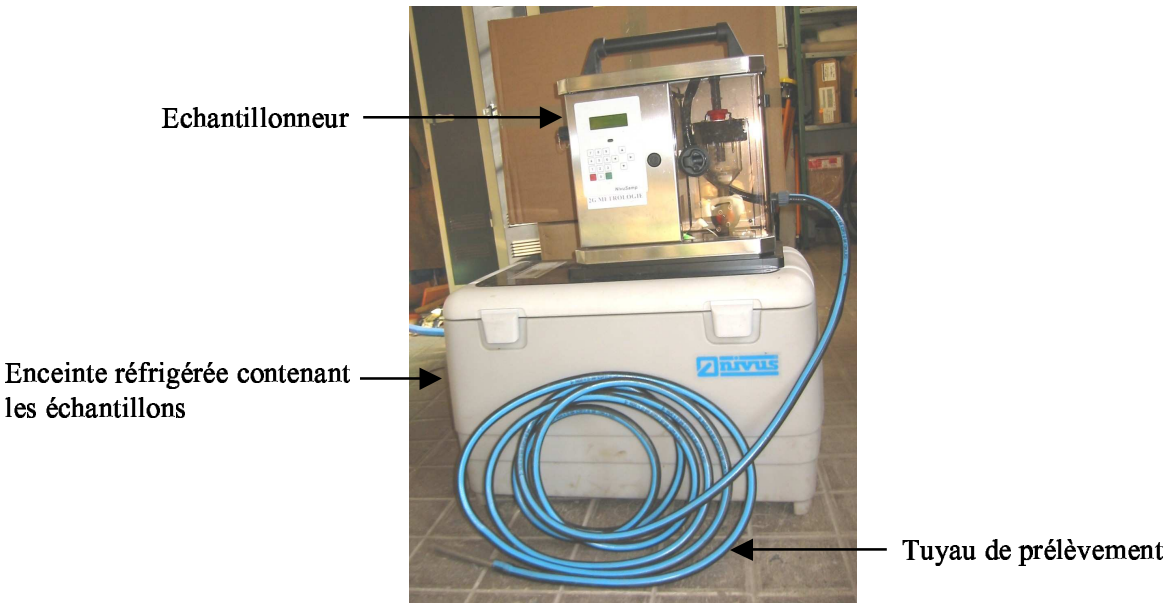


Figure 8.15 : Echantillonneur portable (type NivuSamp TP I)

8.2.5 Analyse des eaux

a. Oxygène 18

Les échantillons destinés à l'analyse isotopique ont été prélevés dans des flacons en verre brun avec bouchons étanches, de 30 ml de capacité, afin d'éviter toute évaporation. Les isotopes sont particulièrement sensibles à ce processus.

Le traitement des échantillons pour l'analyse isotopique est réalisé au laboratoire de l'UMR BioEMCO "Biogéochimie et Ecologie des Milieux Continentaux" (site du Centre INAPG de Grignon, Yvelines), selon la technique d'équilibration avec CO_2 proposée par Epstein et Mayeda (1953). L'eau ne peut pas être directement analysée par les spectromètres de masse, par conséquent l'oxygène 18 est mesuré indirectement en équilibrant isotopiquement l'eau avec le CO_2.

$$CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3 \qquad \textbf{Eq. 8.3}$$

La teneur en oxygène 18 de l'échantillon d'eau est alors déduite de la teneur en CO_2, avec lequel il s'établit un équilibre. Nombreux auteurs ont étudié le fractionnement entre le CO_2 et H_2O. La valeur moyenne du facteur de fractionnement est de 1,0412 (Friedman, et al., 1982) (cf. chapitre 1.3).

La reproductibilité des analyses est suivie d'une façon continue. Tous les 5 échantillons un standard a été analysé. L'erreur analytique sur la mesure du rapport isotopique est de ± 0,15 ‰ pour $\delta^{18}O$.

Un séjour de deux jours dans ce laboratoire m'a permis de suivre la chaîne d'analyse isotopique sous la direction de P. Richard.

b. Conductivité électrique

La conductivité électrique a été mesurée en continue (au pas de temps de 15 minutes), sur deux périodes, à l'exutoire de chaque sous-bassin moyennant des capteurs (Type WTW Tetracom 96). Des mesures ponctuelles ont également été effectuées à l'aide d'une sonde multiparamètres (figure 8.16) de marque Horiba (Série U-22 XD) ou d'un conductimètre. Ces capteurs sont compensés en température.

Figure 8.16 : Photographie de la sonde multiparamètres de marque Horiba (Série U-22 XD)
(Source : http://www.enviro-equipment.com/products/horiba_w-21.html, consulté le 30/07/2006)

8.3 Résultats des campagnes de suivi en continu

Les campagnes de terrain de suivi en continu ont pour but de caractériser la variabilité spatio-temporelle (en dehors des crues) des signatures isotopiques de l'écoulement de base et d'appréhender les dynamiques géochimiques des périodes de ressuyage sur les trois sous-bassins versants.

8.3.1 Variabilité spatio-temporelle de la conductivité électrique

La conductivité électrique, exprimée en $\mu S.cm^{-1}$, représente l'aptitude de l'eau à conduire un courant électrique, elle même est proportionnelle à la quantité de sels minéraux dissous dans l'eau. Plus une eau est minéralisée, plus sa conductivité est élevée. Plusieurs facteurs peuvent affecter la valeur de la conductivité électrique. Nous pouvons citer :

- la géologie et les types du sol : à titre d'exemple, l'eau traversant des zones riches en granite aura une faible conductivité électrique car le granite est composé de matériaux relativement inertes. Par contre, l'eau qui traverse des sols argileux aura une forte conductivité à cause de la présence de matériaux qui peuvent se dissoudre en contact avec l'eau ;

- l'occupation du sol : agriculture, zones urbaines,…
- le débit : généralement la conductivité électrique est faible durant la période des hautes eaux par effet de dilution et elle augmente avec la diminution du débit dans la rivière ;
- la température : les valeurs de la conductivité dépendent de la température. La conductivité électrique augmente en moyenne de 2 % quand la température augmente de 1°C ;
- l'évaporation et la dilution.

Le tableau 8.1 donne les fourchettes de la conductivité électrique de quelques types d'eau.

Tableau 8.1 : Conductivité électrique de quelques types d'eau (Suttar, 1990)

Type d'eau	Conductivité électrique (µS/cm)
Eau de pluie pure	< 15
Eau de rivière	0 - 800
Eau saumâtre	1600 - 4800
Eau salée	> 4800
Eau de mer	51500
Eaux industrielles	100 - 10000

Le tableau 8.2 donne des ordres de grandeur de la conductivité électrique des eaux de quelques terrains. Ces valeurs sont purement indicatives car il n'est guère facile d'estimer, sans mesure réelle, les caractéristiques d'un sol.

Pour résumer, nous pouvons dire que la conductivité électrique est une mesure du contenu de l'eau en substances dissoutes (ions, électrolyte). Une variation de la conductivité électrique peut avoir une cause aussi bien anthropique (pollution de l'eau) que naturelle (dilution par les eaux météoriques, etc.).

Tableau 8.2 : Ordres de grandeur de la conductivité électrique des eaux de quelques terrains
(Source : http://perso.orange.fr/f5zv/RADIO/RM/RM08/RM08a/RM08a06.html, consulté le 21/06/2006)

Catégorie de terrain	Conductivité électrique (µS/cm)
Glace polaire	10
Milieu urbain et zones industrielles	100
Terrain sablonneux et aride, montagne	200
Landes et collines boisées	500
Pâturages et prairies	1000
Zones humides, marais	3000
Etendue d'eau douce	100

Les résultats de suivi en continu (au pas de temps de 15 minutes) de la conductivité électrique de l'eau de surface réalisées à l'exutoire des trois sous-bassins versants du 15/06/2005 au 12/07/2005 et du 01/02/2006 au 10/07/2006 sont données respectivement par les figures 8.17 et 8.18. Il faut signaler qu'il y a quelques lacunes dans les séries de données dues au dysfonctionnement des capteurs de mesure.

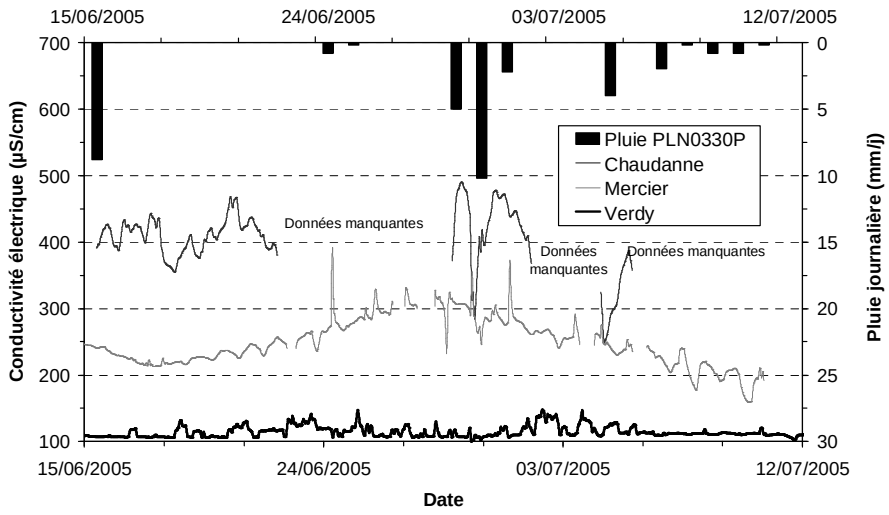


Figure 8.17 : Evolution de la conductivité électrique de l'eau de surface à l'exutoire des trois sous-bassins versants au pas de temps de 10 minutes (période du 15/06/2005 au 12/07/2005)

Il faut signaler que, pour la première période, la conductivité électrique au niveau de la Chaudanne a été mesurée en aval du déversoir d'orage. Par contre, pour la deuxième période, la mesure a été effectuée en amont. La raison de ce changement est technique. En effet, pour la première période, nous avons loué un conductimètre autonome. Tandis que pour la deuxième période, nous avons utilisé un capteur de conductivité qui nécessite d'être relié à une centrale d'acquisition de type OTT LogoSens. Au niveau de la Chaudanne, une seule centrale de ce type existe à l'amont du déversoir d'orage.

Les tableaux 8.3 et 8.4 résument les caractéristiques de la conductivité électrique de l'eau de surface mesurée à l'exutoire des trois sous-bassins respectivement durant la période allant du 15/06/2005 au 12/07/2005 et celle du 01/02/2006 au 10/07/2006.

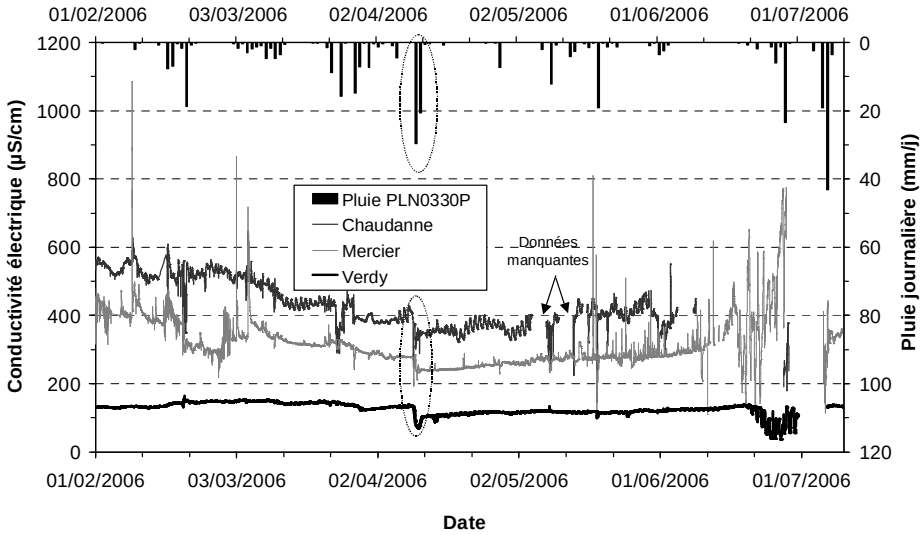


Figure 8.18 : Evolution de la conductivité électrique de l'eau de surface à l'exutoire des trois sous-bassins versants au pas de temps de 15 minutes (période du 01/02/2006 au 10/07/2006)

Tableau 8.3 : Caractéristiques de la conductivité électrique (µS/cm) de l'eau de surface mesurée à l'exutoire des trois sous-bassins (période du 15/06/2005 au 12/07/2005)

	Verdy	Mercier	Chaudanne
Minimum	99,20	158,64	354,67
Maximum	148,83	244,13	468,14
Moyenne	114,49	206,04	409,50
Coefficient de variation (%)	7,26	9,85	5,91

Tableau 8.4 : Caractéristiques de la conductivité électrique (µS/cm) de l'eau de surface mesurée à l'exutoire des trois sous-bassins (période du 01/02/2006 au 10/07/2006)

	Verdy	Mercier	Chaudanne
Minimum	37,00	99,32	145,00
Maximum	164,00	1084,00	646,96
Moyenne	126,37	303,41	428,37
Coefficient de variation (%)	13,59	24,48	16,05

Les figures 8.17 et 8.18 et les tableaux 8.3 et 8.4 montrent des différenciations majeures en terme de conductivité électrique entre les trois sous-bassins. Ainsi, nous observons un gradient positif depuis le Verdy vers la Chaudanne. Il n'apparaît pas de différenciations géologique et pédologique significatives d'après nos données entre les 3 sous-bassins pour expliquer un tel gradient de conductivité électrique. Un effet altitude en lien avec la fonte d'un couvert neigeux ne permet pas d'expliquer ces observations compte tenu des périodes d'enregistrement. Il reste une relation possible avec l'occupation du sol. Le Mercier est caractérisé par un amont forestier pour un tiers environ et un aval en prairies/cultures. Sa signature est bien située dans cette proportion de celles du Verdy et de la Chaudanne.

Les influences anthropiques peuvent expliquer, en partie, l'augmentation de la conductivité électrique d'amont en aval du bassin de l'Yzeron. La conductivité électrique est plus élevée dans les zones en prairies/cultures et les zones urbanisées en relation avec des activités humaines comme le salage des routes (effet temporaire), la fertilisation et le travail intensif du sol.

Malheureusement, les nombreuses lacunes au niveau de l'enregistrement des hauteurs d'eau durant la première période ne permettent pas de faire la comparaison entre la pluie, le débit dans le ruisseau et l'évolution de sa conductivité électrique. Par contre cette comparaison a pu être effectuée pour la deuxième période. Les résultats sont donnés par les figures 8.29, 8.30 et 8.31.

En terme de dynamique temporelle et d'après les figures 8.19, 8.20 et 8.21, nous constatons que les fluctuations de la conductivité électrique sont liées à la pluie. Elles sont moins importantes sur le Verdy que sur le Mercier et la Chaudanne. Ceci peut être expliqué par l'existence des zones urbaines au niveau de ces deux derniers dont les rejets, à travers les déversoirs d'orage et les fossés, influencent fortement la conductivité électrique des ruisseaux.

Globalement, nous observons une diminution de la conductivité électrique en période de forts débits sur les trois sous-bassins. L'effet de la dilution est net. En revanche, en période de débit très faible, les fluctuations de la conductivité électrique sont importantes.

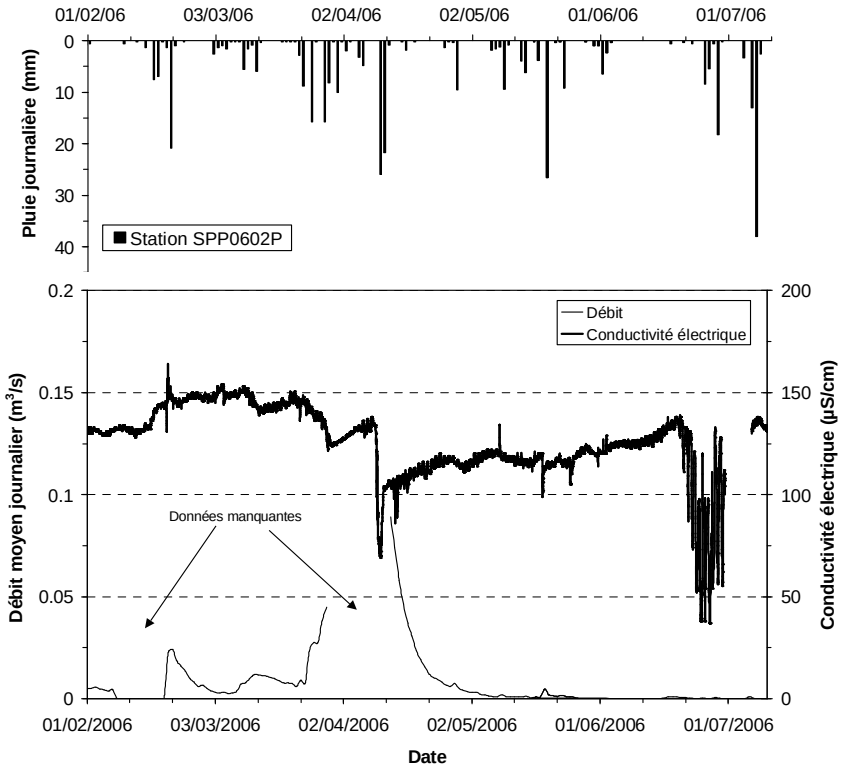


Figure 8.19 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la conductivité électrique au niveau du sous-bassin du Verdy (période du 01/02/2006 au 01/07/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, conductivité électrique au pas de temps de 15 minutes)

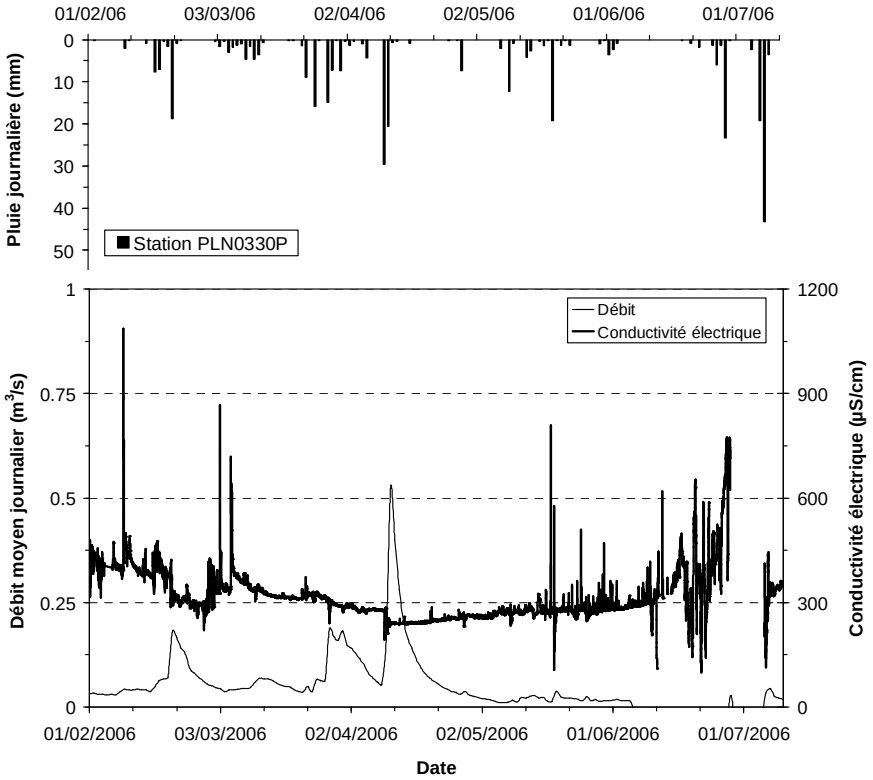


Figure 8.20 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la conductivité électrique au niveau du sous-bassin du Mercier (période du 01/02/2006 au 01/07/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, conductivité électrique au pas de temps de 15 minutes)

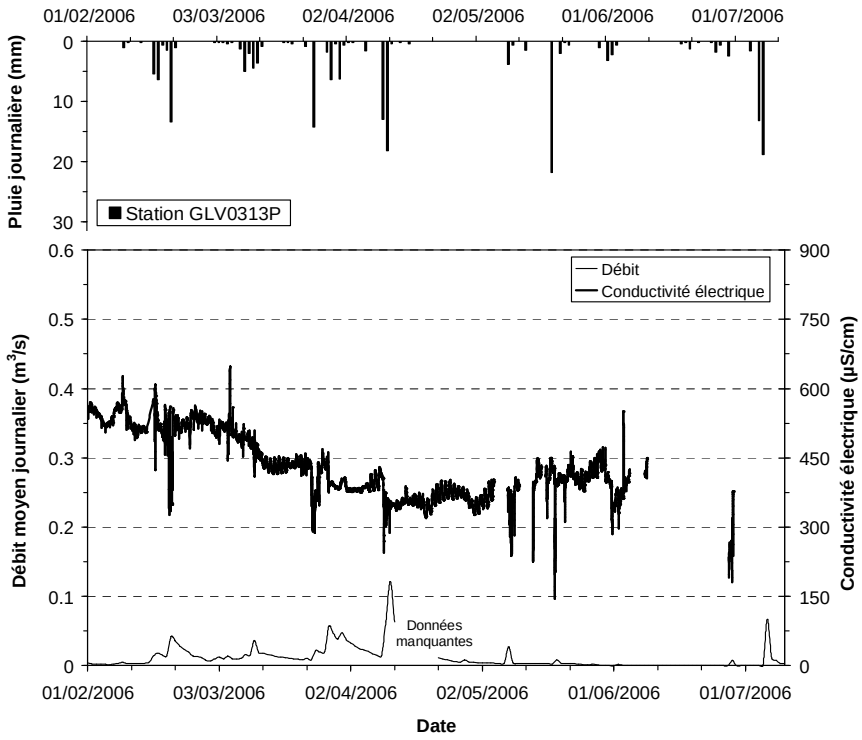


Figure 8.21 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la conductivité électrique au niveau du sous-bassin de la Chaudanne (période du 01/02/2006 au 01/07/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, conductivité électrique au pas de temps de 15 minutes)

Nous observons également quelques pics de conductivité électrique dont l'origine reste inexplicable. Certains d'entre eux peuvent être attribués à une dérive du capteur.

8.3.2 Diagramme $\delta^2H = f(\delta^{18}O)$ des eaux de surface du bassin versant de l'Yzeron

L'investigation spatio-temporelle réalisée en 2004 au niveau de quelques cours d'eau du bassin versant de l'Yzeron (Verdy, Mercier, Chaudanne, Dronau, Yzeron) et les analyses des teneurs isotopiques en deutérium (^2H) et en oxygène 18 (^{18}O) ont permis de tracer le diagramme $\delta^2H = f(\delta^{18}O)$ des échantillons (figure 8.23) et de les comparer à la droite locale des eaux météoriques ou LML (Local Meteoric Line) d'équation : $\delta^2H = 8\,\delta^{18}O + 12$.

Sur ce diagramme, nous remarquons un alignement des eaux de surface du bassin de l'Yzeron sur la droite des eaux météoriques locales. Nous voyons que les eaux de surface ont une signature isotopique proche des précipitations locales. Nous pouvons donc supposer que les eaux de surface n'ont pas subi de processus d'évaporation, ce qui aurait engendré une modification de leur composition isotopique et ainsi décalé les points vers la droite par rapport à la droite standard (Craig, 1961). Cette observation montre qu'il n'existe pas d'implication marquée des réservoirs souterrains, ayant une signature isotopique différente, dans les écoulements de surface. Il n'existe donc pas d'effet marqué de l'évaporation, ce qui peut être expliqué par des transferts d'eau relativement rapides, avec temps de résidence limité dans le sol ou les nappes du bassin versant. La transpiration des végétaux ne modifie pas la signature isotopique de l'eau du sol. Les racines ne produisent pas de discrimination isotopique (Bariac, communication personnelle).

Ce diagramme ne met pas en évidence d'effet saisonnier car les valeurs de δ^2H et de $\delta^{18}O$ se déplacent sur la droite météorique sans corrélation avec les saisons. De plus, les campagnes

n'ont pas toutes été réalisées durant les périodes de ressuyage, nous pouvons donc être induit en erreur par l'apport des eaux de pluie durant les averses.

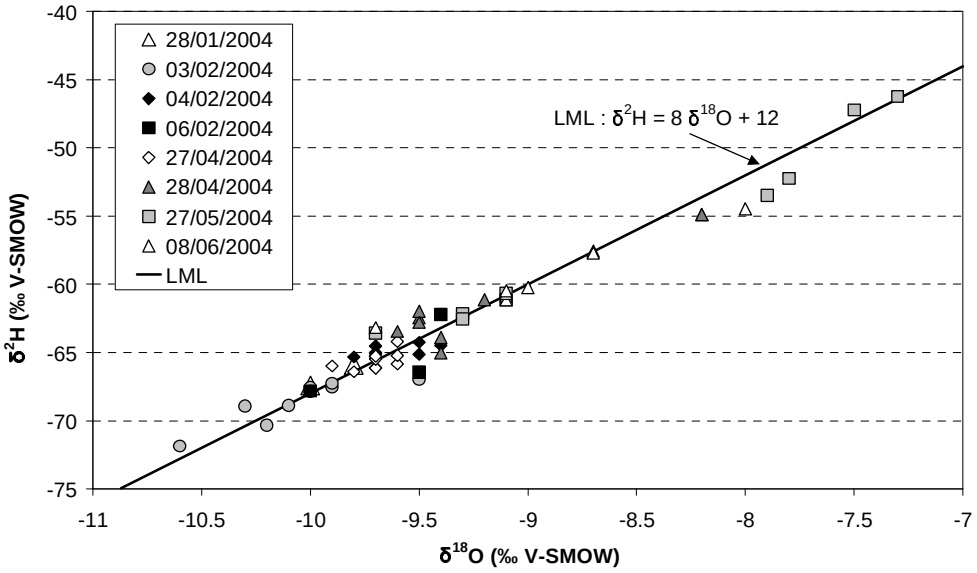


Figure 8.22 : Diagramme $\delta^2H = f(\delta^{18}O)$ des eaux de surface au niveau du bassin de l'Yzeron

Les signatures isotopiques des échantillons sont légèrement décalées par rapport à la droite des eaux météoriques, nous pouvons penser que l'ordonnée à l'origine de l'équation (12) ne correspond pas tout à fait aux conditions climatiques de la zone d'étude. Nous devrions appliquer une droite standard locale plus proche de celle utilisée sur le pourtour du bassin méditerranéen, soit avec une ordonnée à l'origine d'environ 13.

Ces premières données montrent que sur l'ensemble du bassin versant de l'Yzeron les signatures isotopiques des eaux de surface appartiennent à la droite météorique ce qui permet d'émettre l'hypothèse d'un transfert rapide des précipitations vers les écoulements de surface.

8.3.3 Variabilité spatio-temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie

Dans ce paragraphe, nous allons étudier la variation spatio-temporelle du signal isotopique de la pluie (eau nouvelle) au sein de nos trois-sous bassins versants. Nous allons exploiter essentiellement les résultats des échantillonnages de suivi en continu de l'eau de pluie de plusieurs épisodes pluvieux. (Il faut signaler que 15 échantillons de quatre campagnes de suivi en continu (eau de pluie et eau de surface du 06/12/2005 ; 08/12/2005 ; 19/12/2005 et 03/01/2006) ont été perdus lors de leur acheminement vers le laboratoire d'analyse isotopique).

a. Variabilité temporelle du signal pluie

Le tableau 8.5 résume les caractéristiques isotopiques des pluies au niveau des trois sous-bassins. Les figures 8.23, 8.24 et 8.25 présentent l'évolution de la pluviométrie, de la température et de la teneur en oxygène 18 dans les pluies respectivement au niveau du sous-bassin du Verdy, du Mercier et de la Chaudanne.

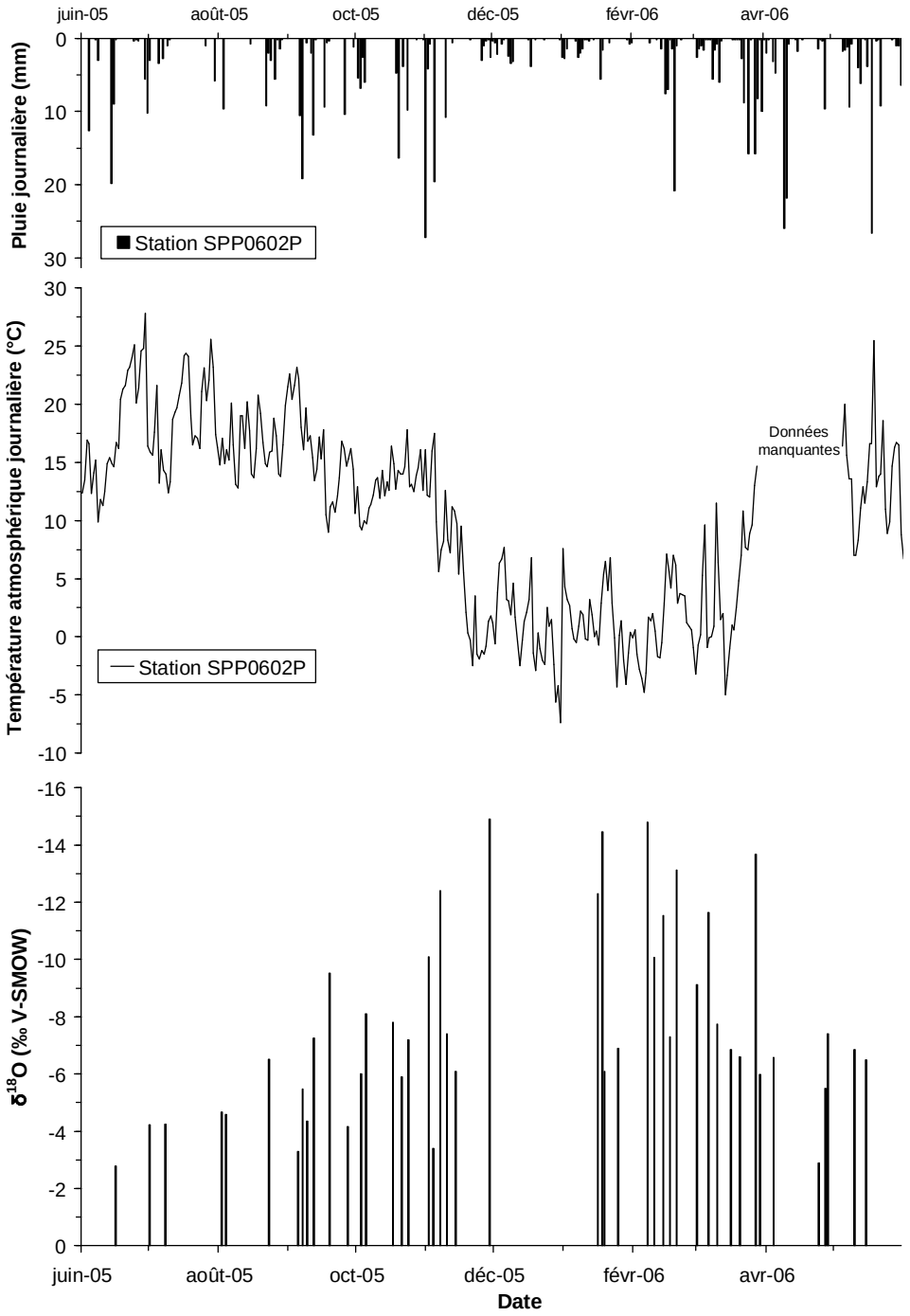


Figure 8.23 : Evolution de la pluviométrie, de la température et du $\delta^{18}O$ dans les pluies sur le sous-bassin du Verdy

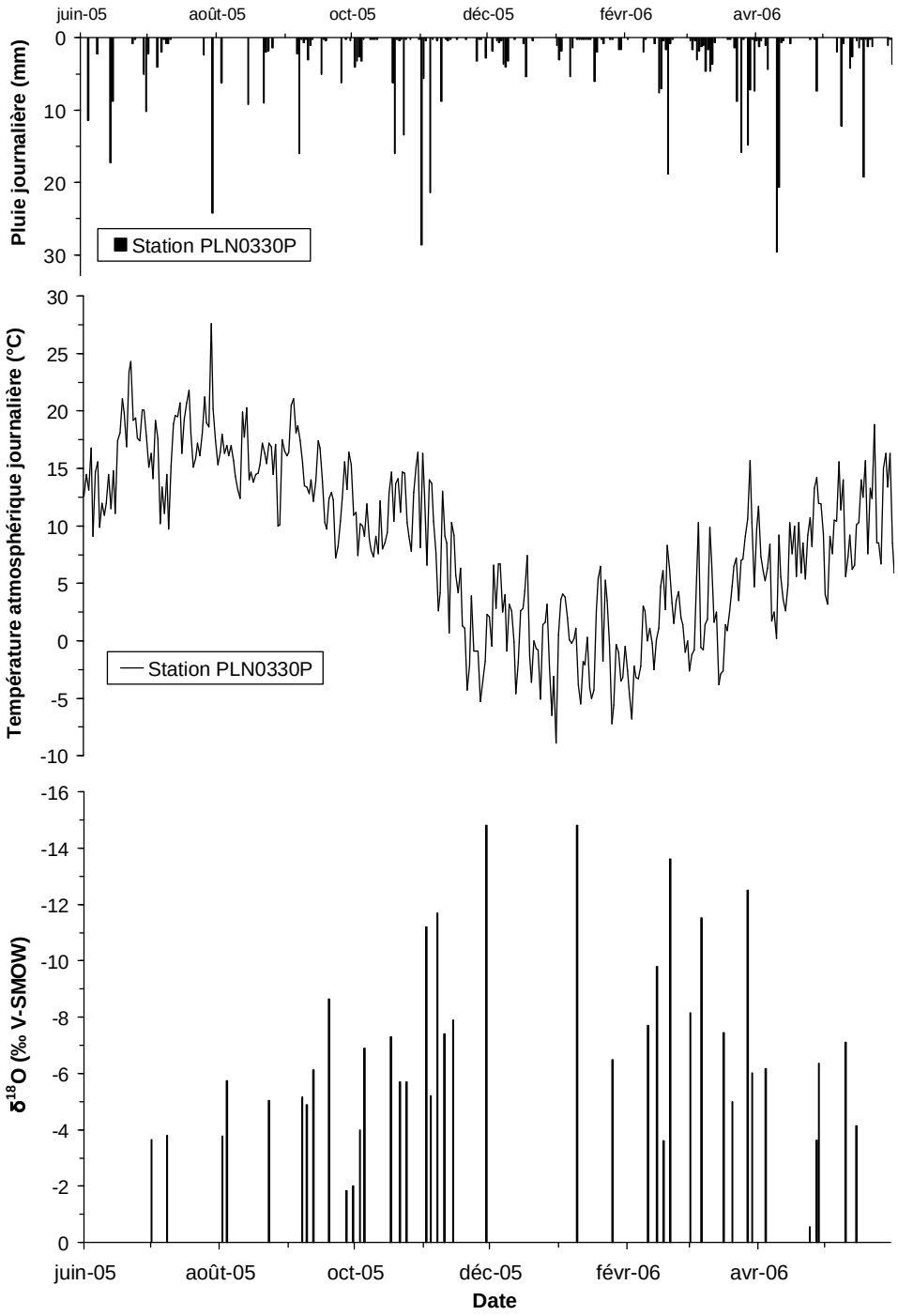


Figure 8.24 : Evolution de la pluviométrie, de la température et du $\delta^{18}O$ dans les pluies sur le sous-bassin du Mercier

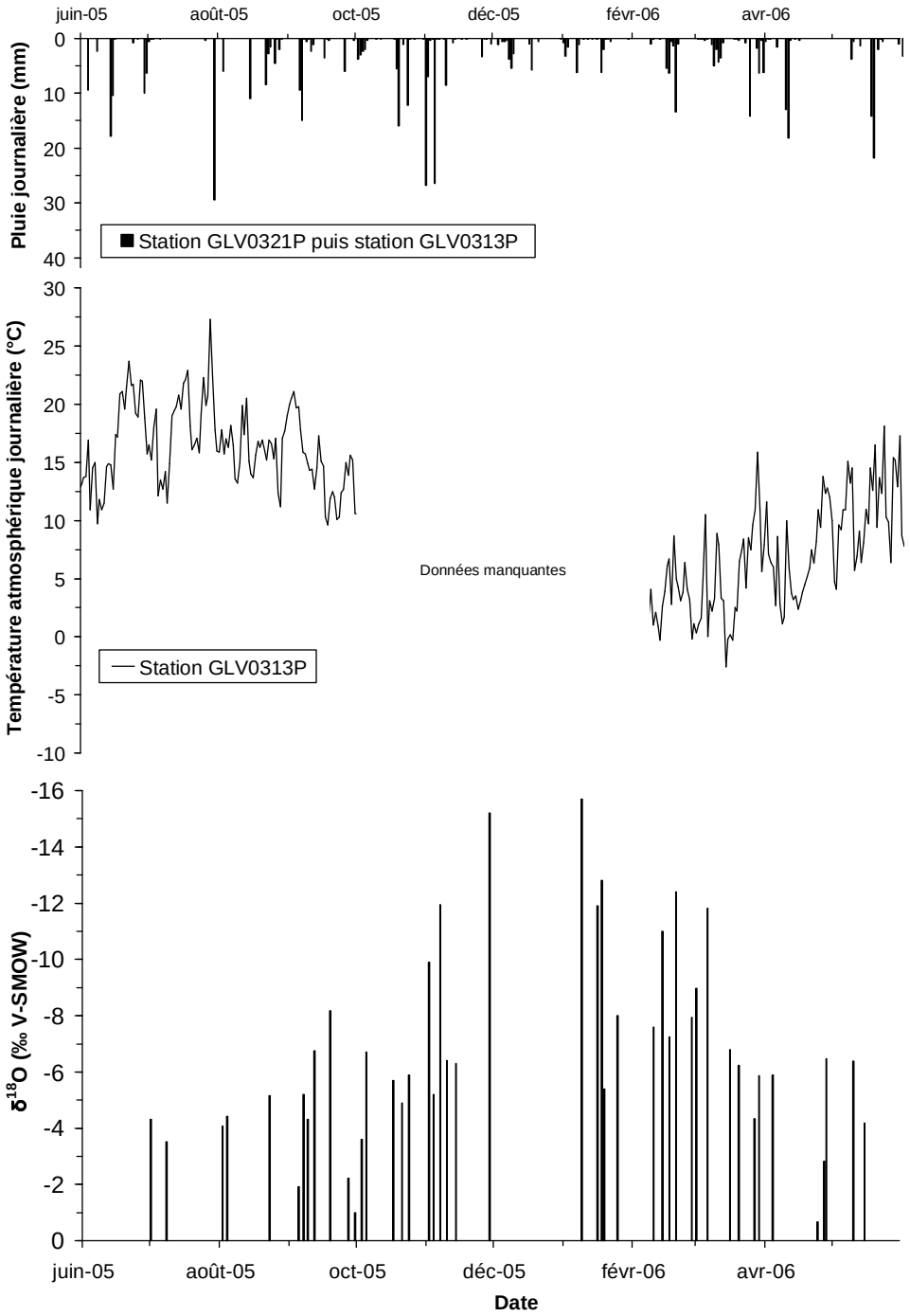


Figure 8.25 : Evolution de la pluviométrie, de la température et du $\delta^{18}O$ dans les pluies sur le sous-bassin de la Chaudanne

Tableau 8.5 : Caractéristiques isotopiques des pluies au niveau des trois sous-bassins versants

	$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW)		
	Verdy	**Mercier**	**Chaudanne**
Nombre d'échantillons	45	40	45
Minimum	-14,90	-14,80	-15,70
Maximum	-2,79	-0,55	-0,68
Moyenne	-7,65	-6,83	-6,74
Coeff. Var. (%)	43,49	50,31	52,04

Si nous nous rapportons au tableau 8.5, il apparaît que la teneur en oxygène 18 des pluies est très variable d'une averse à l'autre au niveau des trois-sous bassins. En effet, les coefficients de variation sont compris entre 43 et 52 %.

Nous constatons également que ces variations sont liées à la température atmosphérique. Rappelons que la thermo-dépendance de la teneur en oxygène 18 s'exprime par un appauvrissement en période froide (novembre à mars) et un enrichissement en période chaude. Il faut signaler qu'une période de neige s'est produite au niveau du bassin de l'Yzeron sur la période allant de novembre 2005 à mars 2006 dont l'effet était l'appauvrissement du signal isotopique des eaux. Ces mesures illustrent la variation saisonnière du signal des précipitations.

b. Variabilité spatiale du signal pluie

Sur un petit bassin et lors d'un même épisode pluvieux, l'amplitude de la variation du signal isotopique avec l'altitude est généralement faible et peut être négligée sans problème. Par contre, d'un épisode à un autre cette variation peut être importante et elle est loin d'être systématique.

A partir de notre échantillon de pluie, nous avons essayé d'examiner la relation entre le signal isotopique des pluies et l'altitude entre les trois sous-bassins. Ainsi, un gradient isotopique moyen avec l'altitude de -0,42 ‰ par 100 m a été obtenu. Mais cette valeur peut changer fortement en fonction des pluies au cours de l'année (figure 8.23). Ce gradient est supérieur aux valeurs que nous pouvons trouver dans la littérature (-0,24 % par 100 m donné par Marc (1994) et -0,14 ‰ par 100 m donné par Uhlenbrook et Hoeg (2003)).

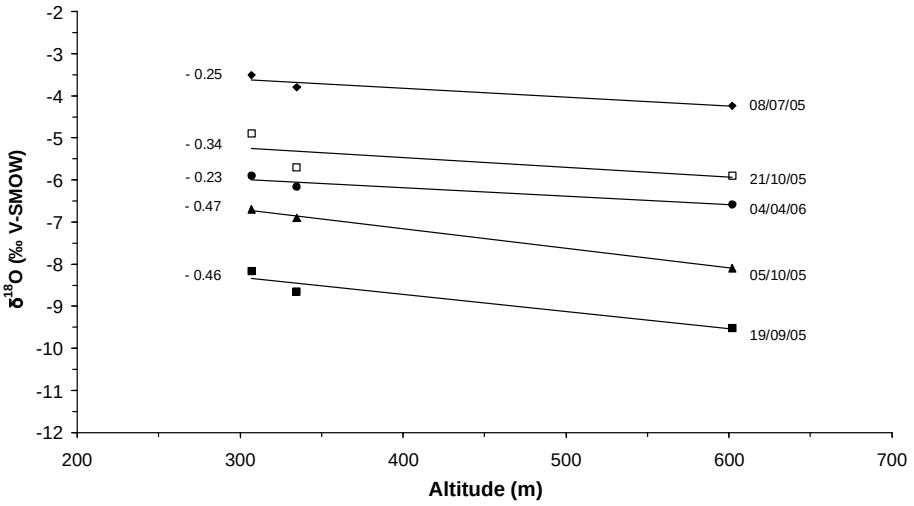


Figure 8.26 : Gradients isotopiques avec l'altitude sur le bassin de l'Yzeron

Il faut signaler aussi que tous les épisodes pluvieux ne présentent pas nécessairement une relation isotopique claire avec l'altitude. Certaines pluies montrent même une absence totale de gradient ou une variabilité spatiale sans logique apparente.

Pour examiner s'il y a une différence significative, en terme de signal isotopique de la pluie, entre les trois sous-bassins, une analyse de variance (ANOVA pour ANalysis Of VAriance) a été réalisée. Ceci a consisté à appliquer le test de comparaisons multiples de Bonferroni, appelé aussi "test du t-corrigé", sur l'ensemble des observations. Les conditions de base de l'analyse de variance (le caractère aléatoire et simple des échantillons et la normalité et l'égalité des variances des populations parents) ont été vérifiées au préalable. Les résultats de ce test sont donnés par le tableau 8.6. Les calculs ont été effectués à l'aide d'un outil d'analyse de données et de statistiques pour Microsoft Excel. Cet outil, nommé "XLSTAT 2006", est téléchargeable à partir du site internet suivant : http://www.xlstat.com/fr/home/.

Tableau 8.6 : Résultats du test de comparaisons multiples de Bonferroni sur les échantillons de la pluie au niveau des trois sous-bassins versants avec un intervalle de confiance à 95%

Comparaison	Différence	Différence standardisée	Valeur critique	Pr > Dif	Significatif
Chaudanne vs Verdy	1,023	1,415	2,426	0,159	Non
Chaudanne vs Mercier	0,087	0,118	2,426	0,906	Non
Mercier vs Verdy	0,936	1,256	2,426	0,211	Non

Niveau de signification corrigé : 0,017

Les résultats du test de comparaisons multiples de Bonferroni sur les échantillons de la pluie indiquent que la différence, en terme de signature isotopique, entre les pluies des trois sous-bassins n'est pas réellement significative.

8.3.4 Variabilité spatio-temporelle de la teneur en oxygène 18 de l'eau de surface

Le nombre d'échantillons d'eau de surface est plus important par rapport à celui des eaux de pluie étant donné que les prélèvements ont débuté en octobre 2004.

Le tableau 8.7 présente les caractéristiques isotopiques des différents échantillons d'eau de surface prélevés à l'exutoire des trois sous-bassins. La majorité de ces échantillons a été prélevée en dehors des crues. Une comparaison avec les chroniques de débit nous a permis d'identifier les échantillons qui ont été prélevés en période de crue, de décrue ou d'écoulement de base.

Tableau 8.7 : Caractéristiques isotopiques de l'eau de surface au niveau des trois sous-bassins versants

	$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW)		
	Verdy	Mercier	Chaudanne amont DO
Nombre d'échantillons	56	52	51
Minimum	-9,78	-9,71	-9,71
Maximum	-4,50	-4,60	-4,30
Moyenne	-8,55	-8,13	-7,67
Coeff. Var. (%)	8,31	8,35	10,39

Une première constatation en examinant le tableau 8.7 est que les variations de la teneur en oxygène 18 des eaux de surface dans le temps sont moins importantes que celles des pluies. En effet, les coefficients de variation sont compris entre 8 et 10 %. Nous avons noté dans le tableau 8.8, le débit et la valeur isotopique correspondante observée de l'écoulement de base de quelques échantillons prélevés à différentes dates au niveau des trois ruisseaux.

Tableau 8.8 : Débit et teneur isotopique correspondante de l'eau de surface (hors crues) de quelques échantillons prélevés à différentes dates au niveau des trois ruisseaux

Date	Verdy		Mercier		Chaudanne amont DO	
	Débits (l/s)	$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW)	Débits (l/s)	$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW)	Débits (l/s)	$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW)
26/11/2004	-	-8,44	-	-7.96	9,20	-7.48
14/12/2004	-	-8,70	-	-8,31	12,40	-7,69
14/01/2005	-	-8,75	65,00	-8,24	18,00	-7,79
09/02/2005	-	-8,14	25,00	-7,60	19,60	-7,15
10/02/2005	-	-8,98	23,00	-7,76	22,00	-7,73
15/2/2005	-	-8,19	81,00	-7,45	26,00	-7,83
24/2/2005	-	-8,93	87,40	-7,66	23,60	-8,16
03/03/2005	21,76	-8,88	75,00	-8,42	16,40	-8,18
10/03/2005	20,51	-8,82	91,80	-8,32	19,60	-7,92
14/04/2005	71,44	-8,81	85,20	-8,28	11,60	-7,49
12/05/2005	-	-9,78	40,47	-8,71	6,00	-8,09
19/05/2005	-	-9,01	28,71	-8,88	4,20	-8,14
01/07/2005	-	-8,80	9,00	-7,84	-	-8,37
02/11/2005	-	-8,50	151,71	-8,50	-	-6,80
07/11/2005	-	-8,40	248,89	-7,48	-	-6,50
10/11/2005	0,75	-8,00	8,00	-7,30	-	-6,50
14/11/2005	0,25	-8,10	5,00	-7,80	-	-6,00
29/11/2005	-	-8,10	13,00	-7,90	2,40	-8,34
09/01/2006	2,29	-8,40	33,00	-8,30	-	-8,50
16/01/2006	3,57	-8,92	33,00	-8,28	-	-7,60
25/01/2006	2,71	-8,30	37,00	-8,20	3,30	-7,40
07/02/2006	4,33	-8,40	28,71	-8,30	2,40	-7,80
14/02/2006	-	-9,61	40,47	-8,03	3,60	-9,71
06/03/2006	2,71	-9,31	36,00	-8,67	10,00	-7,72
16/03/2006	10,67	-7,98	52,60	-8,36	12,40	-7,91
20/03/2006	7,67	-8,52	37,00	-8,39	9,20	-7,78
27/03/2006	28,03	-8,41	67,00	-8,18	18,80	-7,71
24/04/2006	9.33	-9,64	34,50	-8,68	-	-8,01
27/04/2006	5.67	-8,96	18,80	-8,69	-	-7,80
28/07/2006	6.00	-9,03	21,60	-8,59	-	-7,80
10/05/2006	1.00	-8,63	28,71	-8,32	-	-7,06
15/05/2006	0.75	-8,83	34,50	-8,32	3,90	-7,52

- : Lacune.

Le test de Bonferroni a été appliqué aussi sur les échantillons d'eau de surface. Les résultats sont consignés dans le tableau 8.9. Ils montrent qu'il y a une différence significative entre les eaux de surface prélevées à l'exutoire des trois sous-bassins en terme de signal isotopique.

Tableau 8.9 : Résultats du test de comparaisons multiple de Bonferroni sur les échantillons d'eau de surface au niveau des trois sous-bassins versants avec un intervalle de confiance à 95%

Comparaison	Différence	Différence standardisée	Valeur critique	Pr > Dif	Significatif
Chaudanne vs Verdy	0,884	6,264	2,420	< 0,0001	Oui
Chaudanne vs Mercier	0,461	3,207	2,420	0,002	Oui
Mercier vs Verdy	0,423	3,014	2,420	0,003	Oui

Niveau de signification corrigé : 0,017

Le signal isotopique de l'eau de surface est, en moyenne, plus enrichi (tableau 8.7) au niveau de la Chaudanne qu'au niveau du Mercier et du Verdy. De plus, ce signal est plus variable dans le temps avec un coefficient de variation de 10,39 %. Nous retrouvons, comme pour la conductivité électrique, ce gradient positif, en terme de signature isotopique, entre les trois sous-bassins.

Faisons maintenant la comparaison, pour chaque sous-bassin, entre la teneur en oxygène 18 moyenne de la pluie et celle de l'eau de surface (tableau 8.10).

Tableau 8.10 :Teneur en oxygène 18 moyenne de la pluie et de l'eau de surface pour chaque sous-bassin

Sous-bassin	Verdy	Mercier	Chaudanne
$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW) de la pluie	-7,65	-6,83	-6,74
$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW) de l'eau de surface	-8,55	-8,13	-7,67

En examinant le tableau 8.10 nous constatons que le signal isotopique est plus négatif dans les ruisseaux que dans la pluie. Cette différentiation est due probablement au fait que les prélèvements en ruisseaux ont été effectués majoritairement en hiver. Ainsi, les moyennes n'ont pas été calculées sur les mêmes périodes.

8.3.5 Interprétation

Les résultats des campagnes d'échantillonnages lors du suivi en continu effectuées à l'exutoire du Verdy, du Mercier et de la Chaudanne (figures 8.34, 8.35 et 8.36 et tableau 8.10) donnent un premier aperçu sur la distribution spatio-temporelle du signal isotopique des pluies et des eaux de surface au niveau des trois sous-bassins versants. En effet, nous observons une différenciation des signatures isotopiques de l'eau de surface entre les trois sous-bassins : la signature du Verdy est globalement plus appauvrie en ^{18}O tandis que celle de la Chaudanne est plus enrichie ; le Mercier, sous-bassin versant "intermédiaire", a une signature médiane (tableau 8.9). Par contre, en terme du signal isotopique de la pluie, et sur la base de ces résultats, nous n'observons pas de différenciation majeure entre les pluies des trois sous-bassins.

Durant la période hivernale (novembre à mars), nous observons un appauvrissement dans le temps de la teneur en oxygène 18 sur les trois sous-bassins. Ceci est logique dans le mesure où, durant cette période, nous n'avons eu que des précipitations sous forme solide (neige). L'écart entre les différents sous-bassins se poursuit au printemps avec l'arrivée des précipitations liquides.

La baisse de la signature isotopique au cours de l'hiver peut être liée à la fonte de neige qui alimente le débit de base par écoulement superficiel. L'épaisseur de neige stockée à la surface, dont la signature est en moyenne de -12 ‰, est plus importante en amont (sur le Verdy), ce qui pourrait expliquer que la signature de l'eau de surface est plus appauvrie que sur les autres sous-bassins. De la même manière, la teneur isotopique du Verdy reste plus appauvrie (au mois de mars) car la couverture neigeuse a perduré plus longtemps. Mais, cet appauvrissement sur le Verdy reste constant au-delà de la période d'enneigement. Nous pouvons donc penser que le fonctionnement hydrologique joue un rôle sur les signatures des différents sous-bassins. Nous proposons donc une hypothèse d'explication : les teneurs plus enrichies en ^{18}O sur la Chaudanne peuvent être dues à une prédominance des écoulements de surface du fait de l'artificialisation du sous-bassin par l'urbanisation (DO, rejets urbains) et à la présence de surfaces cultivées. En effet le signal est plus proche de celui de la pluie sur la Chaudanne (≈ -7,9 ‰) tandis que sur le Verdy la signature serait une signature de mélange d'eau de différentes sources.

Ces observations nous permettent de rejeter l'hypothèse de l'invariabilité de la signature isotopique de l'eau ancienne ou de son homogénéité.

8.4 Résultats des campagnes événementielles

Tout d'abord il faut signaler que la rareté des événements pluvieux nous a empêché de suivre le protocole d'échantillonnage prévu au départ concernant les campagnes événementielles. Ce protocole consistait, rappelons-le, à échantillonner trois événements par sous-bassin (Verdy, Mercier et Chaudanne) et par saison : reprise des écoulements (automne), hautes eaux (hiver) et basses eaux (fin du printemps et début d'été). En effet, l'automne 2005, l'hiver 2005-2006 et le printemps 2006 ont été globalement peu pluvieux. Ajouter à cela, des événements qui n'ont pas donné de crues significatives au niveau des ruisseaux et quelques pannes au niveau des appareils de mesure.

Le tableau 8.11 résume l'ensemble des événements échantillonnés sur les trois sous-bassins. Seulement deux événements au niveau de la Chaudanne (7 avril 2005 et 18 mai 2006) et un événement au niveau du Mercier (18 mai 2006) seront exploités. En ce qui concerne les autres événements, leurs caractéristiques ne répondaient pas aux exigences d'application de la méthode isotopique de séparation de l'hydrogramme de crue et n'ont donc pas été analysés. En effet, plusieurs événements pluvieux ont été échantillonnés mais la durée et l'intensité des averses et quelques défaillances au niveau de la chaîne de mesure n'ont pas permis l'exploitation des échantillons prélevés.

Les caractéristiques des événements analysés sont données par le tableau 8.12. Nous n'aurons donc pas d'événements exploitables sur le sous-bassin du Verdy.

8.4.1 Evénement du 7 avril 2005 sur la Chaudanne

Cet événement a été échantillonné par Baptiste Frère dans le cadre de son stage de Master 2 Recherche (Frère, 2005). Dans ce qui suit, nous reprenons les principaux éléments utiles à notre étude.

a. Caractéristiques hydrométriques et géochimiques

L'événement pluvieux du 7 avril 2005 fait suite à une période sèche sur le bassin versant de l'Yzeron, la dernière pluie conséquente remontant au 14 février 2005. L'événement

échantillonné est intercalé dans le temps entre deux averses, séparées d'une dizaine d'heures (figure 8.27).

Tableau 8.11 : Récapitulatif des événements échantillonnés au niveau des trois sous-bassin et suite donnée aux échantillons

Date de l'événement	Sous-bassin versant	Analyse des échantillons	Observations
22 mars 2005	Verdy	Non	Pas de crue dans le ruisseau
7 avril 2005	Chaudanne	Oui	
30 mai 2005	Verdy	Non	Pas de crue dans le ruisseau
29 juin	Chaudanne	Non	Pas de mesure de débit, défaillance du capteur
4 juillet 2005	Chaudanne	Non	Pas de mesure de débit, défaillance du capteur
6 juillet 2005	Chaudanne	Non	Pas de crue dans le ruisseau
5 septembre 2005	Verdy	Non	Pas de crue dans le ruisseau
6 septembre 2005	Verdy	Non	Pas de crue dans le ruisseau
19 octobre 2005	Verdy	Non	Pas de crue dans le ruisseau
10 mars 2006	Mercier	Non	Pas de crue dans le ruisseau, échantillonner automatique en panne
21 mars 2006	Chaudanne	Non	Problème au niveau du rapatriement de données. Pertes de données au niveau de la station.
05 avril 2006	Mercier	Non	Pas de crue dans le ruisseau
24 et 25 avril 2006	Mercier et Chaudanne	Non	Pas de pluie
27 avril 2006	Mercier et Chaudanne	Non	Pas de pluie
16 mai 2006	Mercier et Chaudanne	Non	Pas de crue dans le ruisseau
18 mai 2006	Mercier et Chaudanne	Oui	

Tableau 8.12 : Caractéristiques principales des trois événements pluies-débit échantillonnés

Date	Sous-bassin versant	Ptot (mm)	LER (mm)	CER (%)	Q_b (m^3/s)	Q_p (m^3/s)
07 avril 2005	Chaudanne amont DO	10,6	0,16	1,47	0,0103	0,0462
07 avril 2005	Chaudanne aval DO	10,6	0,16	1,49	0,0103	0,0462
18 mai 2006	Chaudanne amont DO	21,8	0,39	1,80	0,0039	0,1074
18 mai 2006	Chaudanne aval DO	21,8	0,46	2,11	0,0039	0,1465
18 mai 2006	Mercier	19,4	0,40	2,07	0.0160	0,2022

N. B. : Les caractéristiques des événements ont été calculées à l'aide du logiciel Hydraccess (cf. paragraphe 7.3.1).

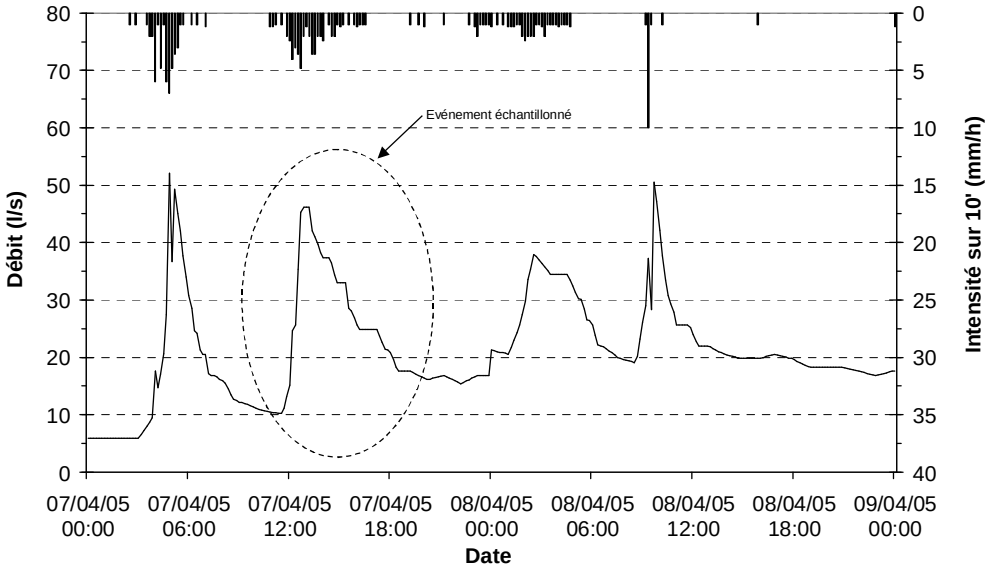


Figure 8.27 : Averse et crue du 07/04/2005 dans le sous-bassin de la Chaudanne
(courbe de débit mesurée au niveau de la station GLV0312Q en aval du DO)

L'averse (10,60 mm) a duré environ cinq heures avec une intensité pluviométrique moyenne sur 10 minutes de 1,10 mm/h et un pic d'intensité sur 10 minutes de 4,80 mm/h. Le débit à l'exutoire du bassin versant est passé d'un débit de base d'environ 10,30 l/s à un débit de pointe d'environ 46,20 l/s (figure 8.27). La lame d'écoulement rapide (LER) est de 0,16 mm et le coefficient d'écoulement rapide (CER) est d'environ 1,5 %. Ces coefficients sont sous-estimés du fait de l'influence des averses précédente et suivante. Cependant nous pouvons dire que durant cet événement le coefficient d'écoulement est très faible. Par conséquent la part de la pluie nette l'est également. Nous prouvons que l'eau de pluie a été stockée et s'est en grande partie infiltrée pour recharger la nappe et le sol. En effet, cet événement pluvieux succède à une longue période sans précipitation. Le temps de réponse du sous-bassin versant de la Chaudanne pour cet événement a été estimé à environ 35 minutes.

Les résultats de l'échantillonnage effectué sur la Chaudanne de l'eau de pluie et de l'eau de surface en amont et en aval du déversoir d'orage au cours de la crue du 7 avril 2005 sont représentés dans la figure 8.28.

Ces résultats montrent la variation de la conductivité électrique et de la teneur en ^{18}O de l'eau de surface au cours de l'évènement pluvieux. Les prélèvements en amont (B2) et en aval (B3) du déversoir d'orage ont des signatures relativement similaires. La conductivité électrique varie de 200 µS/cm à 450 µS/cm avec un coefficient de variation de l'ordre de 19 % (figure 8.28). La conductivité des eaux du déversoir d'orage augmente au cours de la crue. La teneur en ^{18}O des eaux de ruisseau varie de -6,70 ‰ à -5,11 ‰, nous avons donc bien une variation supérieure à l'erreur d'analyse isotopique qui est de l'ordre de 0,15 ‰ (figure 8.28).

Les teneurs en ^{18}O du déversoir suivent les signatures de la pluie mais elles sont plus appauvries et décalées dans le temps. Nous en déduisons le mélange entre l'eau de pluie et l'eau du réseau de collecte des eaux usées ou du sol (fuite du réseau). Les signatures isotopiques de la pluie montrent une forte variation (coefficient de variation de l'ordre de 27 %). Généralement, nous observons une décroissance de la teneur en ^{18}O durant l'événement pluvieux. Cette décroissance est due à la diminution des réserves en isotopes ^{18}O par rapport à l'^{16}O dans le nuage au cours de l'averse liée au départ privilégié de l'^{18}O lors du fractionnement isotopique de condensation

(Bariac, communication personnelle). Au cours de cet événement, nous n'observons pas cette décroissance car l'averse est de faible intensité et de faible durée.

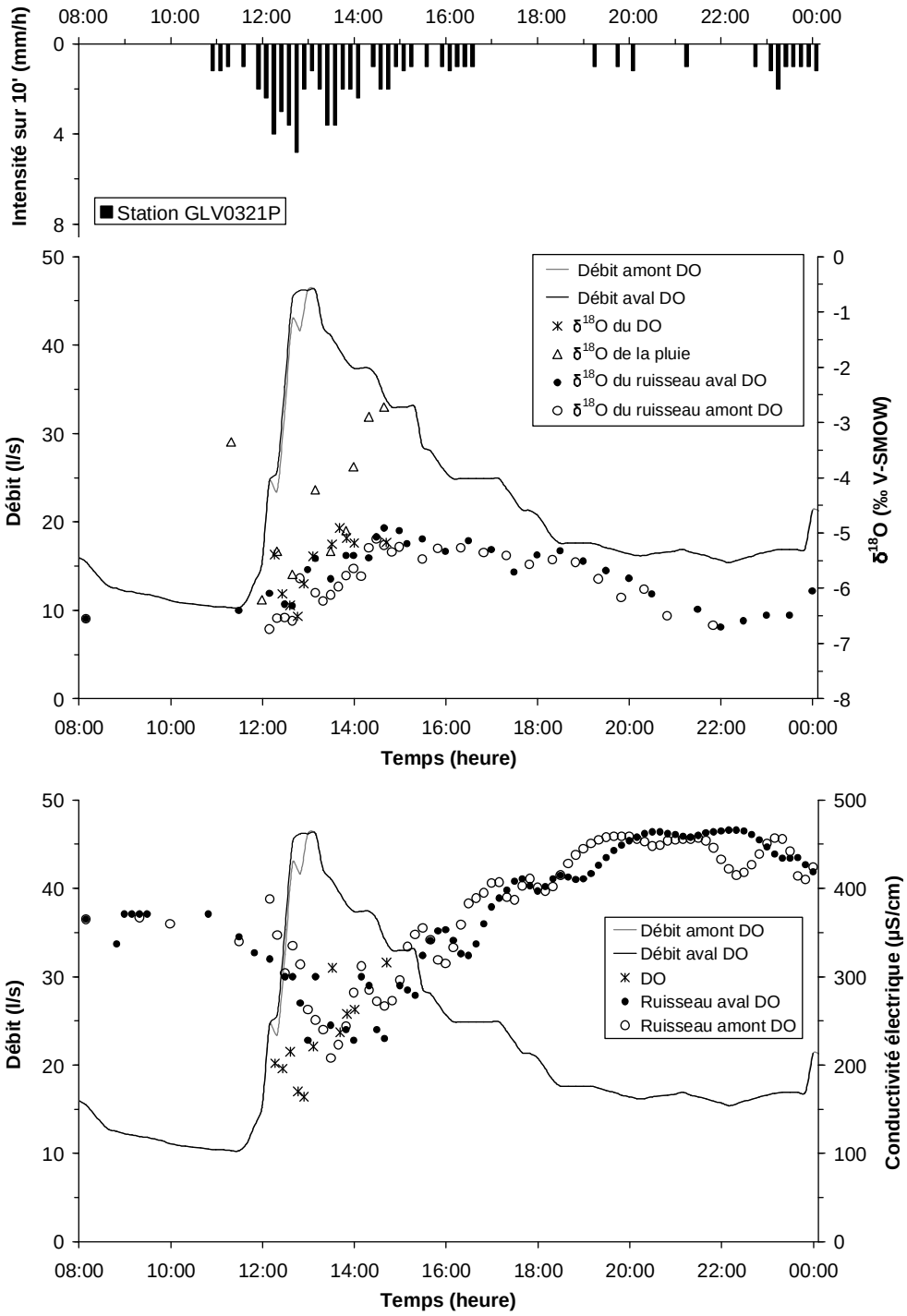


Figure 8.28 : Confrontation de l'évolution de la conductivité électrique et du $\delta^{18}O$ dans la pluie et dans le ruisseau en amont et en aval du DO sur le sous-bassin de la Chaudanne au cours de la crue du 7 avril 2005

b. Diagrammes de mélange

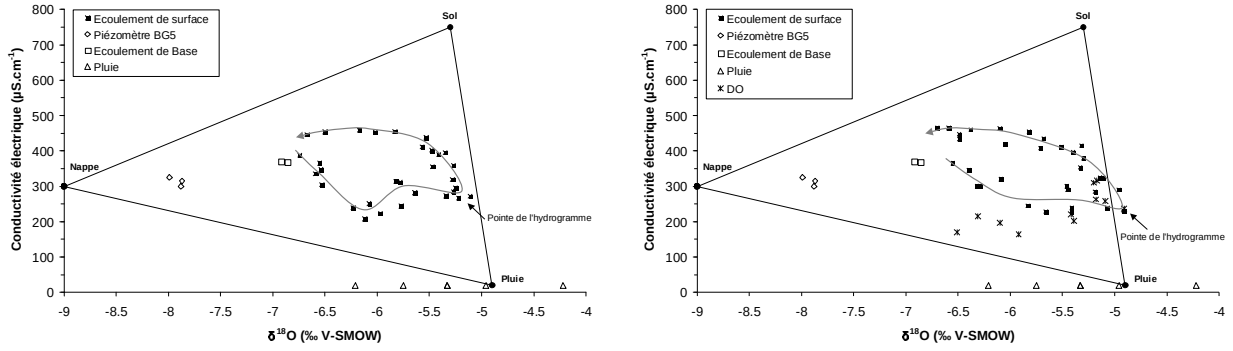
Les caractéristiques des signatures isotopiques et de la conductivité électrique des différentes composantes impliquées dans l'écoulement de crue ont fait l'objet d'un suivi en continu hors

événement. Ces caractéristiques permettront d'aider à déterminer les pôles géochimiques des différents compartiments d'eau. Ces compartiments étant l'eau de la zone saturée (nappe), l'eau de subsurface (eau du sol) et l'eau "nouvelle" (eau de pluie).

En effet, les observations résultantes des campagnes de suivi en continu et les prélèvements effectués avant l'événement ont permis de fixer les pôles et de déterminer leur variabilité :

- Nous avons mesuré une teneur isotopique de -7,90 ‰ dans le piézomètre BG5 le 7 avril 2005 à 8h10 et une conductivité électrique de 300 µS/cm. Ce résultat peut être corrélé aux mesures effectuées durant les campagnes de suivi en continu où les eaux du piézomètre BG5 ont une teneur moyenne en ^{18}O de -7,90 ‰ avec un écart-type de 0,09 et des conductivités électriques moyennes de 270 µS/cm avec un écart-type de 10. Pour fixer le pôle nappe (eau "ancienne"), nous avons pris en compte les teneurs isotopiques minimales relevées sur le bassin au cours des périodes de ressuyage. En effet, nous observons, sur un affluent de la Chaudanne, des teneurs de -9 ‰ ainsi que 266 $\mu S.cm^{-1}$ de conductivité avec un écart-type de 26. La valeur retenue pour ce pôle attribué aux eaux profondes est donc fixée à -9 ‰ et une conductivité électrique d'environ 300 $\mu S.cm^{-1}$.
- Les eaux du sol n'ont pas été échantillonnées lors de cet événement mais leur signature a été déterminée à l'aide de la bibliographie et vérifiée empiriquement. Ainsi, nous retrouvons des gradients de valeur de la teneur isotopique dans le sol dans différentes études. En effet, un gradient de cette signature isotopique à été mis en évidence dans une étude menée dans des colonnes de sol soumis à des phénomènes évaporatoires (Braud, et al., 2005). De même, une étude menée en Bretagne (Merot, et al., 1995) a montré que les valeurs mesurées à 0,05-0,3 m de la surface du sol était d'environ -5,5 ‰ et d'environ -7,5 ‰ à 0,9 m de la surface. Nous avons donc bien un gradient d'appauvrissement en ^{18}O de la surface vers la profondeur du sol. Nous prenons la conductivité maximal pour le pôle très conducteur afin d'obtenir une séparation de l'hydrogramme prenant bien en compte toutes les composantes de l'écoulement. Nous fixons ainsi le pôle sol à une conductivité de 750 µS/cm. La teneur isotopique du pôle sol est considérée comme étant le résultat du mélange de l'eau de pluie et de l'eau préexistante dans le sol. Nous fixons donc une valeur intermédiaire à -5,3 ‰. Nous avons vérifié la vraisemblance des valeurs retenues pour nos deux traceurs par un calage résultant du modèle de la séparation de l'hydrogramme de crue à deux composantes (eaux anciennes et eaux nouvelles) en utilisant la teneur isotopique puis la conductivité électrique. Les résultats de la séparation de l'hydrogramme obtenus avec l'un ou l'autre traceur restaient à peu près similaires.
- Les eaux de pluie échantillonnées au cours de l'événement ont permis de déterminer la signature moyenne pondérée du signal d'entrée (calculée par l'équation Eq. 1.11) soit à -4,9 ‰. Des mesures de conductivités électriques de la pluie ont permis de fixer la signature à environ 20 $\mu S.cm^{-1}$.
- L'écoulement de base à été échantillonné avant le début de l'événement pluvieux, la teneur isotopique mesurée est d'environ -6,9 ‰ et une conductivité électrique de 370 $\mu S.cm^{-1}$. Cette mesure nous renseigne sur la signature de l'écoulement de base qui se situe, avant l'événement pluvieux, entre le pôle sol et le pôle nappe. Ces valeurs mesurées sont légèrement plus enrichies en ^{18}O que la valeur moyenne observée jusqu'à lors (-7.9 ‰) ; ce qui est lié à l'influence de la crue de la veille qui perturbe encore la signature de l'écoulement de base.

La détermination des trois pôles nous a permis de tracer les diagrammes de mélange avec en abscisse la teneur en ^{18}O et en ordonnée la conductivité électrique. La figure 8.29 présente les diagrammes de mélange en amont et en aval du DO. Ces diagrammes montrent l'hystérèse qui est associée généralement aux événements en conditions humides (Iorgulescu, 1997).



(a) (b)

Figure 8.29 : Diagrammes de mélange conductivité électrique et oxygène 18 pour la crue du 7 avril 2005. a) Chaudanne amont DO ; b) Chaudanne aval DO

Nous pouvons remarquer la similitude générale de l'évolution des signatures géochimiques au cours de la crue sur les deux diagrammes. Les signatures partent de l'écoulement de base avec une signature de mélange entre les pôles nappe et sol avec un léger décalage vers le pôle pluie, dû certainement à la crue précédente. Puis les signatures tendent deux fois vers le pôle pluie conformément à la forme du pluviogramme qui présente deux pics. Ensuite les signatures tendent à revenir vers la signature de l'écoulement de base en passant par un pôle sol, plus conducteur.

Cependant, nous pouvons remarquer que dans le diagramme amont DO (figure 8.29.a) les points de mesures sont bien placés à l'intérieur du triangle défini par les pôles. Par contre dans le diagramme aval DO (figure 8.29.b) quelques points ne sont pas inclus à l'intérieur du triangle de mélange. Nous pouvons assigner cette "anomalie" du diagramme aval DO à l'apport du déversoir d'orage, dont nous avons représenté la signature géochimique sur la figure 8.29.b. Nous estimons cet apport du déversoir d'orage à 4,5 l/s au maximum vers 12h50. En effet, cet apport présente une conductivité électrique assez élevée du fait du drainage des particules présentes dans le réseau et sur la chaussée. La signature isotopique de ces écoulements de drainage (ruissellement) est proche de celle de la pluie ce qui a pour effet de décaler les signatures de l'écoulement de crue vers le pôle pluie.

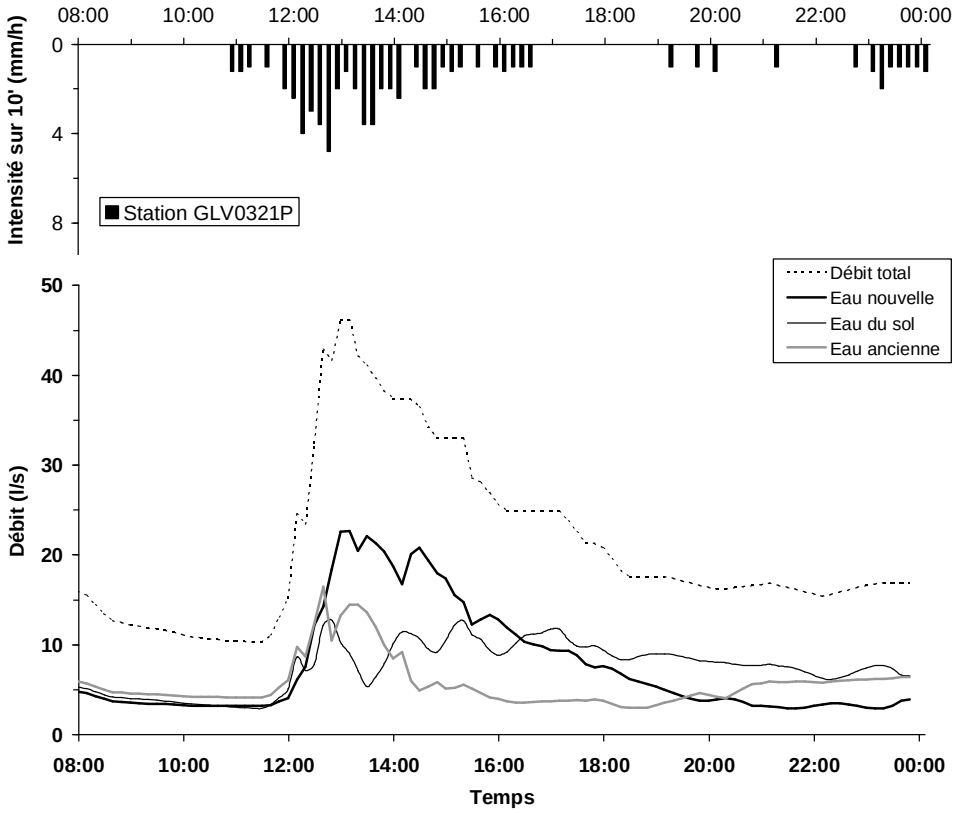
c. Séparation des hydrogrammes de crue

Le modèle de mélange à deux compartiments avec l'oxygène 18 en tant que traceur a été appliqué en utilisant la signature moyenne de la pluie incrémentale pour caractériser l'eau "nouvelle" et la signature du débit de base pour caractériser l'eau "ancienne". Les résultats suggèrent des contributions très importantes de l'eau "nouvelle". A la pointe de l'hydrogramme, les contributions de l'eau "nouvelle" et de l'eau "ancienne" sont respectivement de 68 et 32 % du débit de pointe à l'amont du DO et de 72 et 28 % du débit de pointe à l'aval du DO.

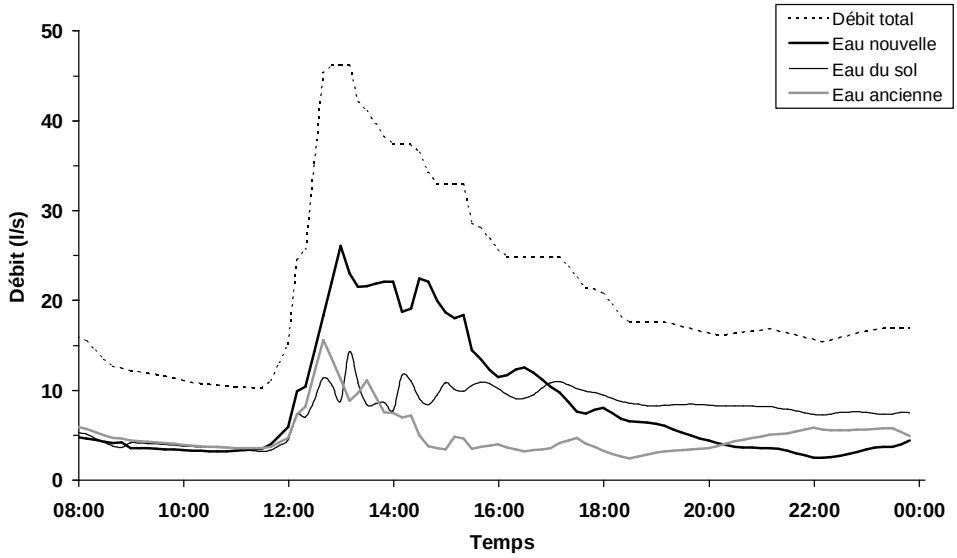
Le modèle de mélange à trois compartiments (eau "nouvelle", eau du sol et eau "ancienne") avec l'oxygène 18 et la conductivité électrique en tant que traceurs a été appliqué. Les résultats sont représentés à la figure 8.30. Le tableau 8.13 donne les contributions relatives des trois compartiments dans le débit de pointe en amont et en aval du DO.

En examinant la figure 8.30.a, nous constatons que le débit de participation de l'eau "nouvelle" domine nettement l'écoulement de crue. L'allure de la courbe est quasiment parallèle à la courbe du débit de la Chaudanne et montre la prédominance de l'eau de pluie dans l'écoulement total.

Ainsi, au moment du débit de pointe, nous observons un pic d'eau "nouvelle" à 22,6 l/s à 13h10. A la fin de la crue, la contribution de ce compartiment est d'environ 4 l/s. L'écoulement total est dominé au début de la crue par l'eau "ancienne" tandis qu'après le pic de crue, l'écoulement du sol contribue majoritairement. L'eau "ancienne" présente deux pics de contribution dont un qui précède le pic de crue d'environ 9,8 l/s à 12h10 et un au moment du pic de crue. L'écoulement du sol présente également deux pics de contribution, le premier se situe juste après celui de l'eau de nappe et l'autre à la suite du pic de crue.



(a)



(b)

Figure 8.30 : Séparation de l'hydrogramme de la crue du 7 avril 2005 en trois compartiments a) amont DO ; b) aval DO

Tableau 8.13 : Contributions relatives des trois compartiments dans le débit de pointe lors de la crue du 7 avril 2005

	Eau ancienne (%)	Eau du sol (%)	Eau nouvelle (%)
Chaudanne amont DO	29	22	49
Chaudanne aval DO	24	19	56

La figure 8.30.b, présente les résultats de la séparation de l'hydrogramme de crue en aval du déversoir d'orage. Les courbes des différents compartiments de l'écoulement total ont quasiment la même allure que celles calculées en amont. Le débit de pointe d'eau "nouvelle" a atteint environ 26,1 l/s à 13h00 (environ 56 % de l'écoulement total) soit 10 minutes plus tôt qu'en amont. Etant donné la courte distance qui sépare les deux points de prélèvements, cette différence ne peut être liée qu'à une erreur d'échantillonnage ou à une mauvaise prise en compte des signatures géochimiques dans les équations de mélange des eaux.

Nous observons aussi qu'avant le début de la montée de crue, l'eau "nouvelle" représente environ 30 % de l'écoulement total. En effet, l'eau de l'averse précédente alimente encore l'écoulement de la rivière puisque le ressuyage n'est pas terminé (cf. figure 8.27). Il faut signaler que cette hypothèse n'est valable que si la signature de l'averse précédente est proche de celle de notre événement ce qui n'est pas forcément le cas. L'écoulement de l'eau "ancienne" contribue au reste de l'écoulement en rivière avec une domination de l'écoulement total à environ 37 %.

La comparaison des deux figures 8.30.a et 8.30.b met en évidence l'impact du déversoir d'orage qui modifie, toute proportion gardée, la contribution des différentes compartiments à l'écoulement total.

d. Processus hydrologiques

Nous avons montré qu'au début de la crue, nous observons une prédominance de l'eau "ancienne" dans l'écoulement total en rivière et notamment l'eau souterraine. En effet, les deux pics d'écoulement de nappe interviennent au même moment que les fortes intensités pluviales. Ce phénomène se produirait durant la phase d'infiltration de l'eau de pluie dans le sol et serait expliqué par un effet de chasse d'eau initialement présente sur le bassin (piston flow). Ainsi, l'eau infiltrée a créé un transfert de pression qui se propage en profondeur et évacue l'eau de la zone saturée (eau de nappe).

Ensuite, nous observons le pic d'eau "nouvelle" au moment de la pointe de crue qui correspond à la plus forte intensité pluviométrique. L'eau ruisselle sur les surfaces imperméabilisées et alimente directement l'écoulement de la Chaudanne. Ces périodes correspondent effectivement aux périodes de déclenchement du déversoir d'orage qui collecte les eaux pluviales. Le laps de temps est d'environ 30 minutes entre les pics d'intensité pluviométrique et les pics d'eau "nouvelle". Ce temps correspond à peu près au temps de réponse du bassin versant.

La hausse de la contribution de l'eau du sol au cours du ressuyage correspondrait à la vidange du compartiment sol. En effet, l'eau infiltrée et stockée dans le sol au cours de l'averse commence à s'évacuer par écoulement de subsurface d'où une importante contribution de ce compartiment en phase de ressuyage.

Nous pouvons donc résumer le fonctionnement hydrologique de cette crue par trois mécanismes :

- Durant la montée de crue, en réponse instantanée aux pics pluviométriques, une onde de propagation (piston flow) provoque un pic d'écoulement souterrain très bref en début de la crue (37 % de l'écoulement total) ;
- Le ruissellement superficiel (drains, routes, surfaces imperméables) participe directement à l'écoulement du ruisseau (environ 50 % de l'écoulement total) au moment des pics de crue et environ 30 minutes après les pics d'intensité pluviométrique ;
- Au cours de la décrue, le vidange de l'eau du sol par écoulement de subsurface alimente majoritairement le ruisseau (environ 40 à 50 %).

Ainsi, la séparation de l'hydrogramme nous a permis de proposer une interprétation du fonctionnement hydrologique du sous-bassin de la Chaudanne lors de la crue du 7 avril 2005 en distinguant trois types de compartiments d'eau contribuant à l'écoulement de crue avec des proportions différentes.

Les résultats de séparation de l'hydrogramme de crue repose sur quelques incertitudes qu'il est nécessaire de commenter. En effet, nous remarquons que le pic d'eau en provenance du sol ne se produit pas au même moment que celui de l'eau "ancienne". Cette anomalie peut être due à une erreur du modèle dans l'évaluation des signatures des compartiments. Ce problème met en évidence la difficulté à fixer la signature du pôle sol et à distinguer la signature de mélange entre l'eau de pluie et l'eau du sol. En effet, la précision du calcul dépend de l'incertitude pesant sur les diverses concentrations mais aussi de l'écart de concentration entre les eaux (Crouzet, et al., 1970).

Nous pouvons également nous interroger sur la variation de la contribution des écoulements souterrains au cours de la crue. En effet, la contribution des eaux souterraines diminue considérablement au début du tarissement de crue. Il semble que le modèle tende à opposer l'écoulement du sol à l'écoulement souterrain dans cette partie de l'hydrogramme. Nous nous attendions à avoir des écarts moins importants. La baisse de participation des eaux souterraines reste difficilement interprétable.

8.4.2 Evénement du 18 mai 2006 sur le Mercier et sur la Chaudanne

a. Caractéristiques hydrométriques

Une série d'orages, qui a durée environ 5 h, a engendré une réaction hydrologique au niveau des sous-bassins de la Chaudanne et du Mercier. La lame d'eau totale tombée était de 21,80 mm et 19,40 mm respectivement sur la Chaudanne et le Mercier. Ces orages sont caractérisés par des fortes intensités de pluie. En effet, l'intensité maximale sur 10' était d'environ 42 mm/h (le 18 mai 2006 à 12h20) sur la Chaudanne et d'environ 37 mm/h (le 18 mai 2006 à 12h20) sur le Mercier.

L'état antécédent d'humidité est sec par rapport aux caractéristiques climatiques du bassin de l'Yzeron. Les précipitations des trente jours qui précédent l'averse analysée totalisent 31,60 mm (calculées au niveau de la station PLN0330P) tandis que l'ETP, sur la même période, est autour de 120 mm (moyenne calculée à partir des données de Météo-France estimées sur la période 1997-2004).

Les débits maximums sont de 146,5 l/s et 202,2 l/s respectivement pour la Chaudanne et le Mercier. Ils sont 38 et 13 fois plus grands que les débits de base avant l'événement respectivement pour la Chaudanne et le Mercier. Les CER sont faibles. Ils sont de 2,11 % et 2,07 % respectivement au niveau de la Chaudanne et du Mercier (cf. tableau 8.12). Le décalage entre le maximum de l'intensité de la pluie et celui de débit (autour de 10 minutes au niveau de la

Chaudanne et de 55 minutes au niveau du Mercier) suggère une contribution plus importante de l'eau de surface au niveau de la Chaudanne.

b. Caractéristiques géochimiques

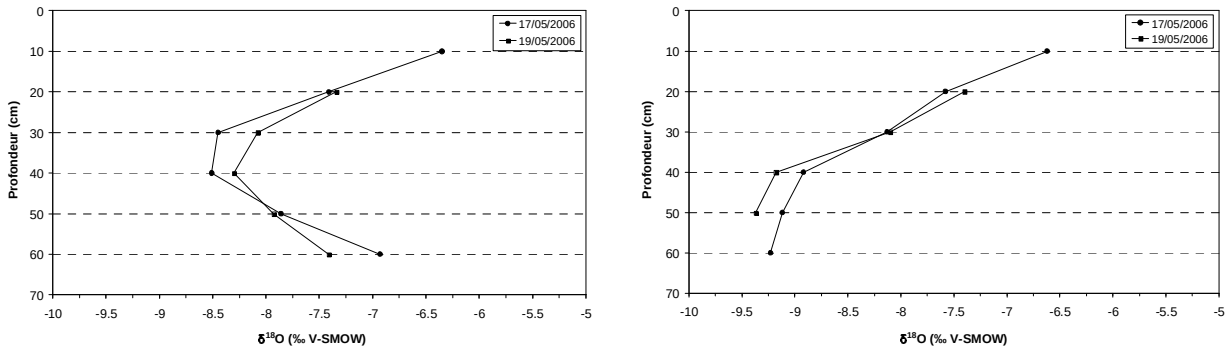
Le débit de base a été échantillonné les 16, 17 et 18 mai 2006 avant l'événement au niveau des deux sous-bassins. Les valeurs mesurées sont récapitulées dans le tableau 8.14. A l'échelle spatiale, nous retrouvons la différence, déjà observée lors des campagnes de suivi en continu, entre les deux sous-bassins. A l'échelle temporelle, les différences sont de l'ordre de grandeur des erreurs de mesure. La signature isotopique de l'écoulement de base au niveau de la Chaudanne est de l'ordre de -7,52 ‰. Elle est autour de -8,30 ‰ au niveau du Mercier.

Des profils isotopiques verticaux dans le sol ont été effectués, avant et après l'événement du 18 mai 2005, au niveau des deux sous-bassins (figure 8.31). Pour le Mercier, les échantillons de sol ont été prélevés en bas du versant instrumenté à côté de PZM6 (cf. figure 8.13). Pour la Chaudanne, les échantillons ont été prélevés en amont du DO et à 2 mètres en rive droite du ruisseau.

La méthode d'échantillonnage du sol est simple. Elle consiste à prélever à l'aide d'une tarière pédologique graduée des échantillons du sol à la profondeur désirée. Les échantillons prélevés sont recueillis dans des flacons et envoyer au laboratoire d'analyse.

Tableau 8.14 : Caractéristiques géochimiques de l'écoulement de base pour la crue du 18 mai 2006

Sous-bassin	16 mai 2006		17 mai 2006		18 mai 2006	
	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)
Chaudanne amont DO	-7,52	409	-7,48	407	-7,58	419
Mercier	-8,32	287	-8,21	263	-8.35	276



(a) (b)

Figure 8.31 : Profils isotopiques des eaux dans le sol. a) Chaudanne ; b) Mercier

En ce qui concerne la Chaudanne, l'allure du profil isotopique est différent de celle du Mercier. Avant l'événement du 18 mai 2006, la teneur en oxygène 18 diminue depuis la surface (-6,35 ‰ à 10 cm) jusqu'à 40 cm de profondeur (-8,51 ‰). Ensuite, elle augmente pour atteindre la valeur de -6,93 ‰ à 60 cm. Après l'événement, le profil isotopique a subit un décalage vers les valeurs fortes sur les 40 premiers centimètres du sol et vers les valeurs isotopiques faibles en profondeur.

D'après ces mesures, nous remarquons que les points en profondeur ont des valeurs significativement différentes de celles du débit de base. Ceci est nettement plus marqué sur le Mercier que sur la Chaudanne. Néanmoins, il faut noter que la signature isotopique moyenne de l'eau du sol est proche de celle du débit de base. La conductivité électrique de l'eau du sol n'est pas connue, mais d'après la littérature, nous pouvons fixer celle-ci sans grand danger à des valeurs proches de celles du débit de base.

Une hypothèse, pouvant expliquer l'évolution du profil isotopique dans le sol suite à l'événement du 18 mai 2006, consiste à dire que lors de la phase d'infiltration de l'eau de pluie dans le sol, il y a eu un effet de chasse d'eau initialement présente sur le versant (piston flow). Ainsi, l'eau infiltrée a créé un transfert de pression qui se propage en profondeur et évacue l'eau du sol. La précipitation du 18 mai 2006 semblerait affecter les signatures de l'eau du sol.

La signature de l'eau de nappe a été caractérisée au niveau des deux sous-bassins avant, durant (pour le Mercier seulement) et après l'événement. Les résultats sont consignés dans le tableau 8.15. Pour le Mercier, l'eau de nappe a été échantillonnée au niveau du piézomètre situé en rive gauche du ruisseau en amont du pont. Pour la Chaudanne, l'eau de nappe a été échantillonnée au niveau du piézomètre BG5 situé en rive gauche du ruisseau en amont du DO.

Tableau 8.15 : Caractéristiques géochimiques de l'eau de nappe pour la crue du 18 mai 2006

Sous-bassin	17 mai 2006		18 mai 2006 à 11h35		18 mai 2006 à 14h37		19 mai 2006	
	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	CE (µS/cm)
Chaudanne amont DO	-7,57	321	-	-	-	-	-7,63	338
Mercier	-7,59	743	-8,03	740	-7,89	740	-7,68	737

Une première constatation, en examinant le tableau 8.15, est que l'eau de nappe des deux sous-bassins présente la même signature isotopique mais des valeurs de conductivité très différentes. Le caractère non conservatif de la conductivité électrique ne permet pas d'expliquer cette différence. Il faut signaler aussi, que la signature de l'eau de nappe a retrouvé sa valeur initiale après l'événement.

Au niveau du Mercier, la signature isotopique de l'eau de nappe n'a pas évolué significativement durant l'événement. La légère évolution mesurée (0,14 ‰) est de l'ordre de grandeur des erreurs de mesure. La conductivité électrique, quant à elle, est resté inchangée.

Nous disposons également d'un échantillonnage fractionné de la pluie dont les caractéristiques sont résumées dans le tableau 8.16. Nous constatons que la signature de pluie est enrichie et elle se démarque nettement de celles du débit de base et de l'eau du sol. Ceci assure de bonnes prémices pour la séparation isotopique de l'hydrogramme de crue. Nous remarquons également qu'il y a une variabilité temporelle du signal de la pluie. Les coefficients de variations sont de l'ordre de 38 % et 32 % respectivement au niveau du Mercier et de la Chaudanne. Cette variabilité a un caractère systématique avec un appauvrissement progressif au cours du temps. La conductivité électrique de l'eau de pluie n'a pas été mesurée lors de cet événement, mais des mesures sur d'autres événements permettent de fixer celle-ci à 20µS/cm.

Bien que la différence entre le débit de base et la moyenne progressive de la pluie reste toujours supérieure à 4,41 ‰ δ pour la Chaudanne et à 5,34 ‰ δ pour le Mercier, l'application de la méthode de séparation à deux compartiments est accompagnée d'une incertitude difficilement

quantifiable, mais probablement importante à cause de la variabilité temporelle de la pluie. Tenant compte du caractère non-linéaire de la réponse hydrologique, il est probable que dans cette situation la moyenne progressive sous-estime la contribution de l'eau "nouvelle".

Tableau 8.16 : Caractéristiques isotopiques de l'eau de pluie pour la crue du 18 mai 2006

	$\delta^{18}O$ (‰ V-SMOW)	
	Mercier	**Chaudanne**
Nombre d'échantillons	34	31
Minimum	-4,35	-4,52
Maximum	-0,15	-1,39
Moyenne	-2,79	-2,96
Coeff. Var. (%)	37,65	32,18

Les résultats de l'échantillonnage effectué sur la Chaudanne de l'eau de pluie et de l'eau de surface, en amont et en aval du déversoir d'orage, et sur le Mercier de l'eau de pluie et de l'eau de surface au cours de la crue du 18 mai 2006 sont représentés respectivement dans la figure 8.32 et la figure 8.33. L'intervalle d'échantillonnage de l'eau de surface était de 15 minutes. Il faut signaler que pour la Chaudanne, et suite à une panne au niveau de l'échantillonneur automatique du bungalow 2, la signature isotopique et la conductivité électrique du ruisseau en amont du DO ne sont pas connues sur une bonne partie de la décrue.

Pendant la crue, les teneurs en oxygène 18 des deux ruisseaux s'éloignent fortement de la signature du débit de base et se rapprochent des signatures moyennes de la pluie.

L'augmentation des valeurs de la conductivité électrique au début de la crue au niveau du Mercier est due à l'apport d'un fossé situé en rive droite du ruisseau qui draine des zones imperméables. Cet apport est vraisemblablement de faible quantité car le débit dans le ruisseau n'a augmenté que légèrement mais présente des valeurs de conductivité électrique plus fortes que celles du débit de base du ruisseau.

La conductivité électrique présente une forte dilution dès le début de la crue. Pour la Chaudanne, la dilution maximale correspond au débit maximum dans le ruisseau. Par contre au niveau du Mercier, elle est atteinte lors du premier pic de l'hydrogramme de crue. Durant la décrue, la conductivité électrique revient rapidement vers sa valeur initiale.

Au niveau de la Chaudanne, nous constatons une légère différence, en terme de signatures géochimiques (oxygène 18 et conductivité électrique), entre l'amont et l'aval du DO. Cette différence est très marquée essentiellement lors des fortes intensités. Elle est due sans doute à l'apport des eaux de pluie à travers le déversoir d'orage. Cet apport est constitué, rappelons-le, par le drainage des eaux pluviales et des eaux usées.

Il est intéressant de constater que, pour la Chaudanne, les tendances de variation dans l'écoulement sont très influencées par les variations du signal de la pluie même pour les faibles intensités. En effet, la signature isotopique dans le ruisseau est très corrélée avec celle de la pluie. Ceci est dû principalement au drainage des zones urbaines et donc logiquement, nous avons plus d'écoulement de surface qui rejoint directement le ruisseau. Au niveau du Mercier, ces tendances sont conservées. Nous pouvons nous attendre dans ce cas à certains apports d'eau du sol et d'eau "ancienne". Ces hypothèses seront vérifiées dans ce qui suit en séparant les hydrogrammes de crue.

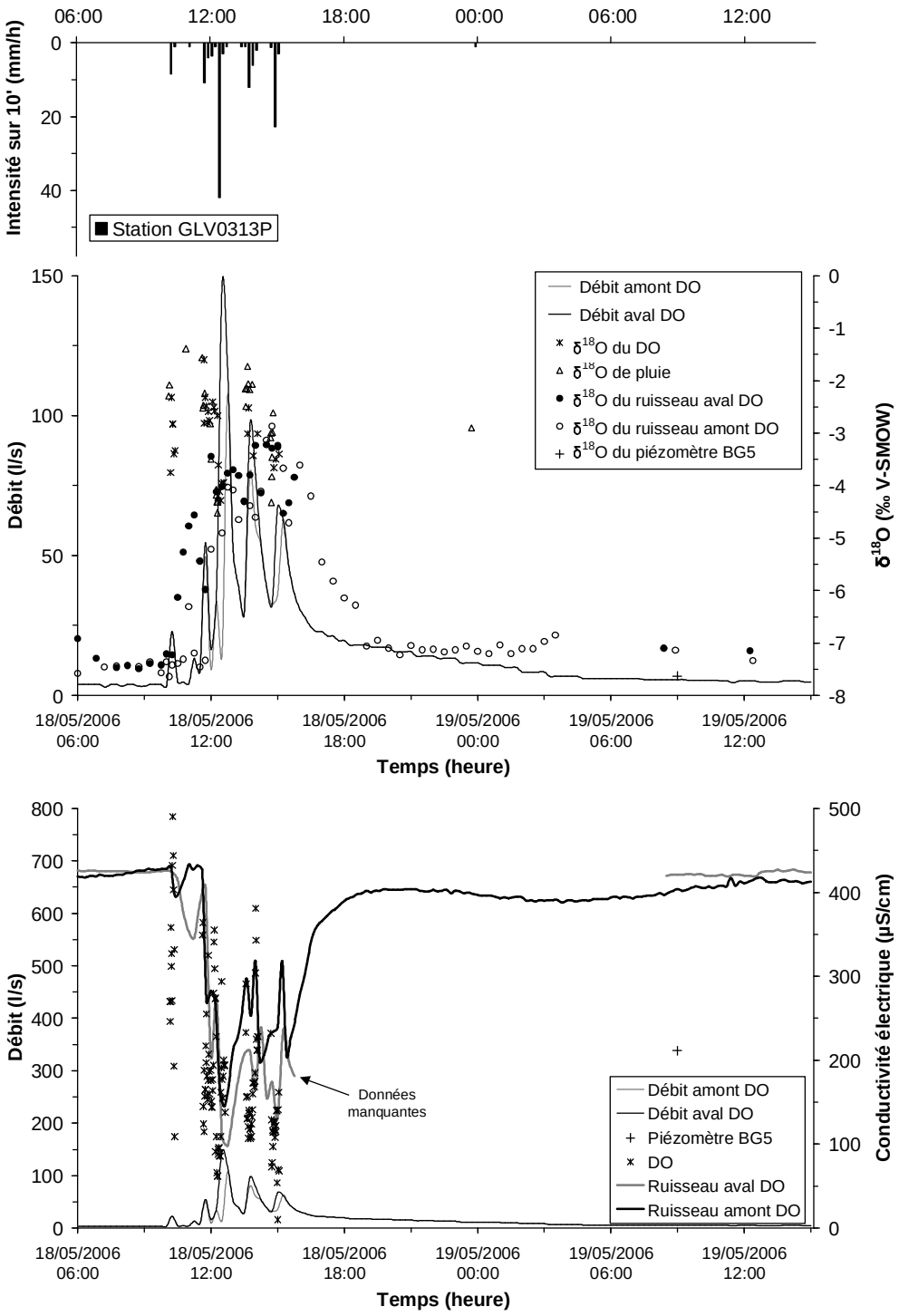


Figure 8.32 : Confrontation de l'évolution de la conductivité électrique et du $\delta^{18}O$ dans la pluie et dans le ruisseau en amont et en aval du DO sur le sous-bassin de la Chaudanne au cours de la crue du 18 mai 2006

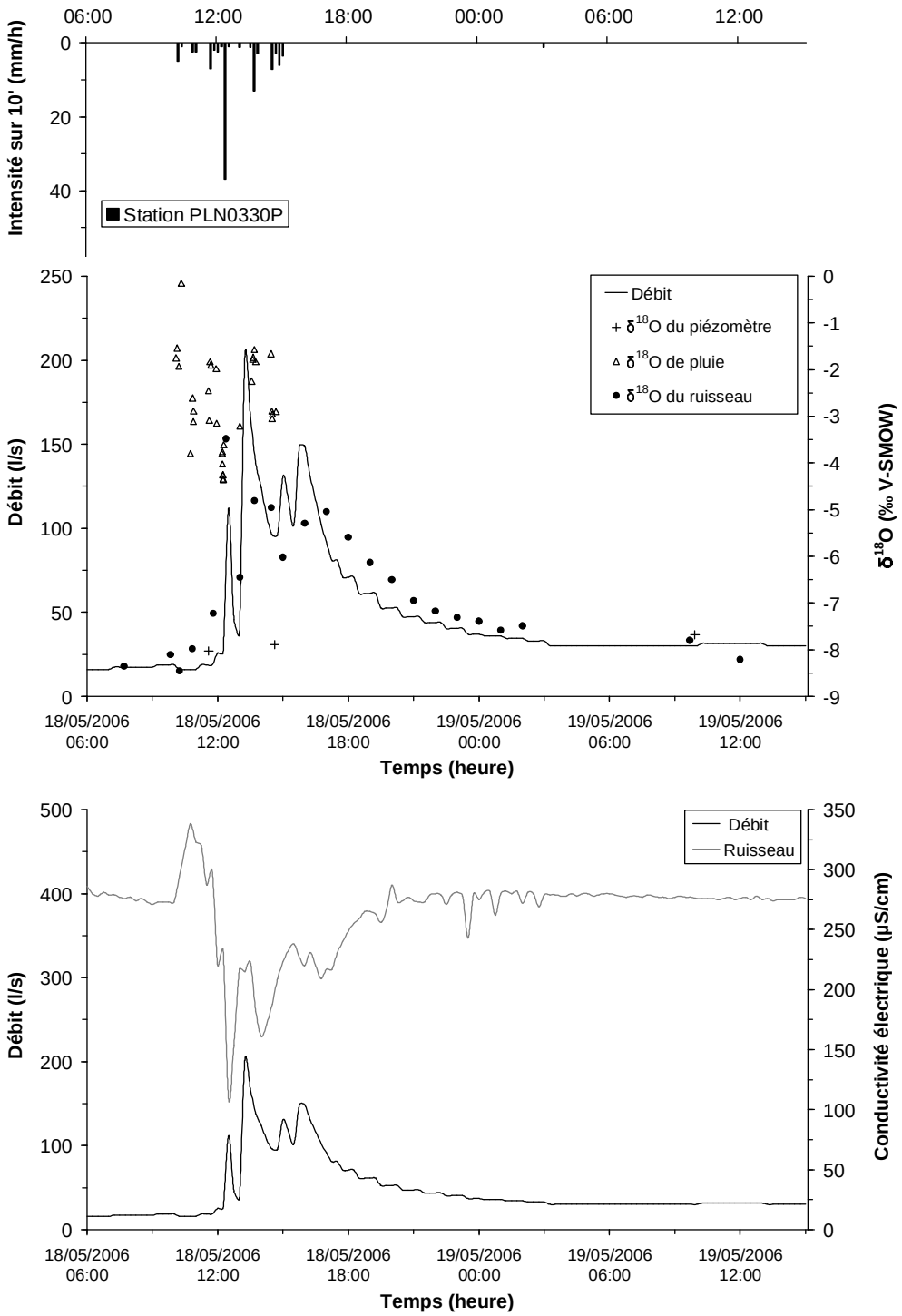


Figure 8.33 : Confrontation de l'évolution de la conductivité électrique et du $\delta^{18}O$ dans la pluie et dans le ruisseau sur le sous-bassin du Mercier au cours de la crue du 18 mai 2006

Globalement, et d'après ces mesures, nous pouvons dire que les deux sous-bassins réagissent de la même façon. Toutefois, des différences semblent exister en ce qui concerne le degré de dilution par les différents compartiments de l'écoulement de crue.

c. Séparation isotopique des hydrogrammes de crue en deux compartiments

Pour décomposer les hydrogrammes de crue, nous avons utilisé le logiciel AQUAW_Hydrologie de déconvolution et d'étude de l'hydrogramme de crue développé par Vincent VALLES au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon.

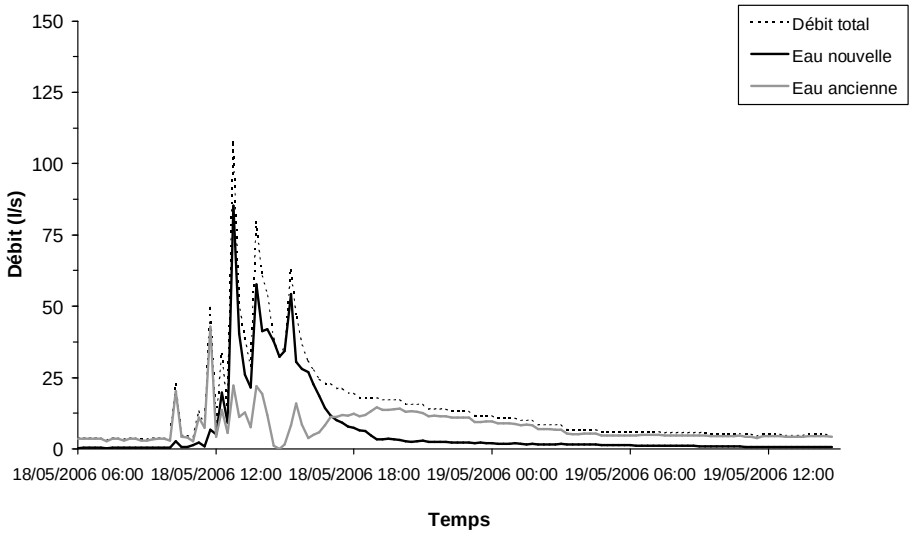
Les conditions d'application de la méthode de séparation isotopique de l'hydrogramme de crue en deux compartiments ne sont pas entièrement réunies. La variabilité temporelle de la pluie semble acceptable par rapport à la différence entre la pluie moyenne et le débit de base. Mais l'eau "ancienne" n'est pas homogène. En effet, la variabilité spatiale de la signature isotopique du débit de base et le fait que l'eau dans le sol a des teneurs en oxygène 18 qui varient avec la profondeur démontrent de manière convaincante que le réservoir de l'eau "ancienne" ne peut pas être homogène. Nous pourrions toutefois accepter l'hypothèse que le débit de base est un bon intégrateur des eaux préexistantes qui participent à la crue. Par conséquent, la séparation des hydrogrammes de crue en deux compartiments (eau "ancienne" et eau "nouvelle"), avec l'oxygène 18 en tant que traceur, a été effectuée.

L'eau "ancienne" a été caractérisée par la signature du débit de base du 18 mai 2006 avant l'événement (soient -7,58 ‰ pour la Chaudanne et -8,35 ‰ pour le Mercier). La teneur en oxygène 18 de l'eau "nouvelle" a été caractérisée par la moyenne progressive de la pluie.

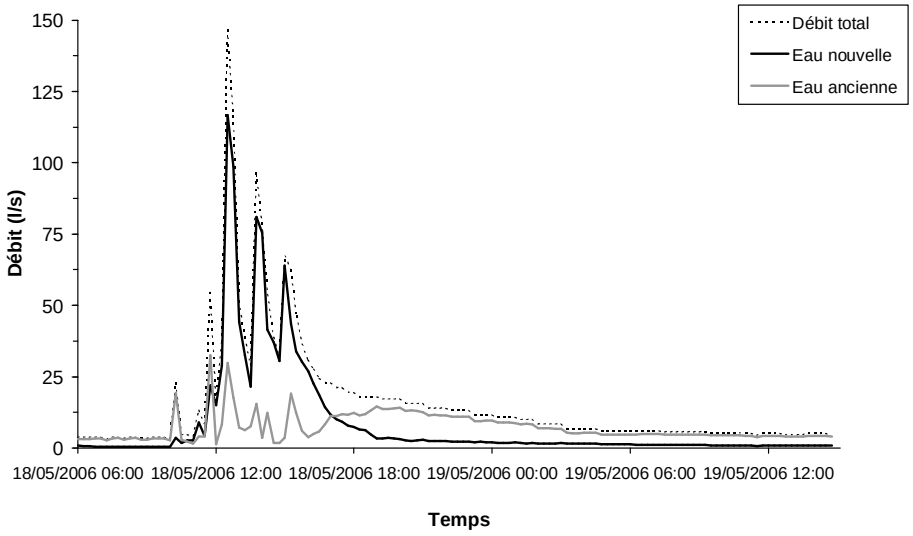
Les résultats de la séparation (figure 8.34) suggèrent une forte dominance de l'eau "nouvelle" dans l'écoulement lors des débits maxima (supérieure à 70 % et à 60 % de la pointe respectivement au niveau de la Chaudanne et du Mercier). Logiquement, la contribution relative des précipitations directes est légèrement plus importante à la Chaudanne aval DO qu'à la Chaudanne amont DO. Il faut noter aussi que l'utilisation d'une méthode de type "intensity proportional" ou "peak incremental" (McDonnell, et al., 1990) pour caractériser l'eau "nouvelle" aboutirait à des contributions encore plus importantes de ce compartiment. La variation systématique de la signature de la pluie, notamment son appauvrissement durant les fortes intensités, en est la cause.

Au niveau du Mercier et lors du premier pic de crue, nous constatons que l'eau "nouvelle" domine dans l'écoulement total (> 90 % le 18 mai 2005 à 12h30). Cette dominance n'est pas due à une réponse hydrologique du sous-bassin mais à l'apport d'un fossé situé en rive droite du ruisseau qui draine quelques surfaces imperméabilisées. Ce maximum de contribution de l'eau "nouvelle" coïncide avec le maximum de dilution de la conductivité électrique par l'eau de pluie (figure 8.33). Nous observons aussi que, lors de la période de pointe, la teneur en oxygène 18 des deux ruisseaux est pratiquement identique à celle des fractions de pluie qui précipitent (figures 8.32 et 8.33). Une autre caractéristique de la séparation est l'inversion des contributions de l'eau "nouvelle" et de l'eau "ancienne" lors de la décrue (environ 2 h et 3h45 après la fin de la pluie respectivement pour la Chaudanne et le Mercier).

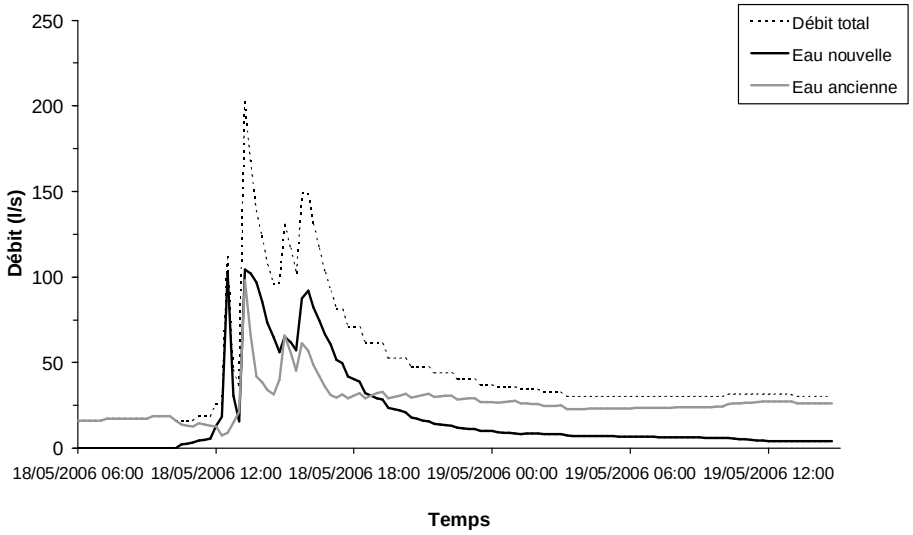
Ainsi, cette décomposition suggère qu'au niveau de la Chaudanne, l'écoulement est dominé pendant la majorité de l'événement par l'eau "nouvelle". Au niveau du Mercier, un deuxième compartiment semble participer à l'écoulement total.



(a)



(b)



(c)

Figure 8.34 : Séparation de l'hydrogramme de la crue du 18 mai 2006 en deux compartiments. a) Chaudanne amont DO ; b) Chaudanne aval DO ; c) Mercier

L'hypothèse basée sur un éventuel développement de zones contributives, lors de l'événement du 18 mai 2006, peut être vérifiée en partie en analysant les variations des niveaux piézométriques dont nous disposons sur chaque sous-bassin (PZM2, PZM4 et PZM6 au niveau du Mercier et BG5 au niveau de la Chaudanne). BG5 et PZM6 sont situés, rappelons-le, en bas de versant et à quelques mètres du ruisseau. Les mesures enregistrées sont présentées dans la figure 8.35. En ce qui concerne la Chaudanne, nous remarquons que l'évolution du niveau piézométrique dans BG5 est synchronisée avec celle du débit dans le ruisseau. Par contre, au niveau du Mercier, nous constatons un décalage, dans le temps, entre le débit maximum dans le ruisseau et la variation maximale du niveau piézométrique dans PZM6. Nous remarquons aussi que les niveaux piézométriques dans PZM2 et PZM4 n'ont pas évolué.

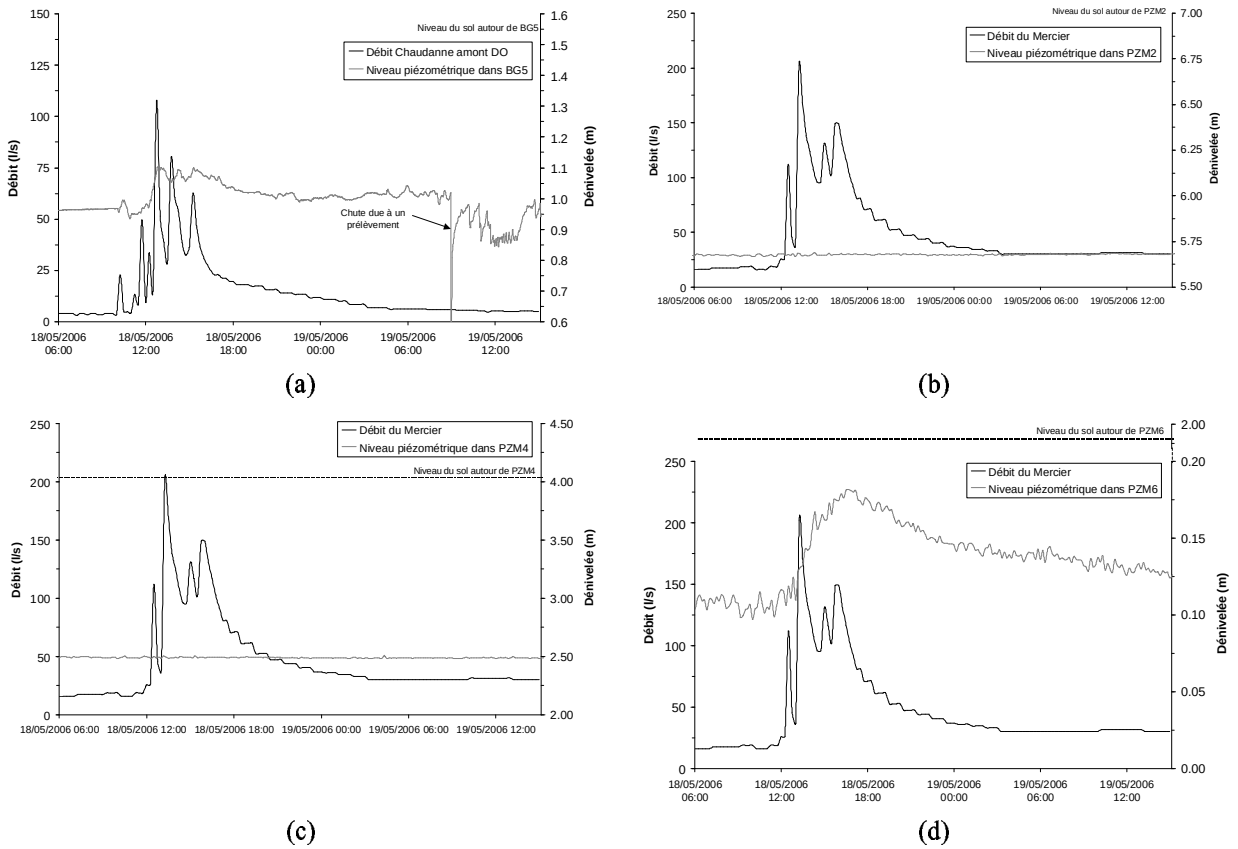


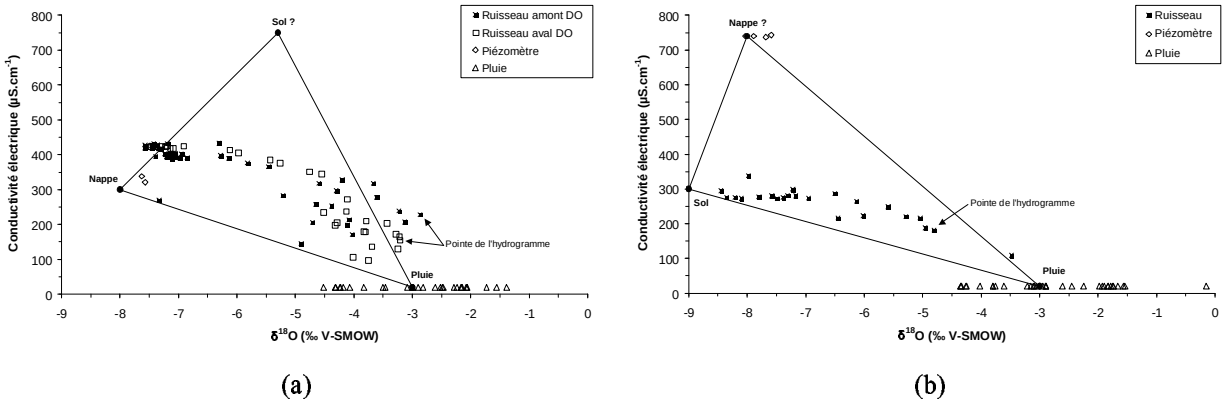
Figure 8.35 : Evolution du niveau piézométrique au cours de la crue du 18 mai 2006. a) BG5 ; b) PZM2 ; c) PZM4 ; d) PZM6

d. Diagrammes de mélange

Les diagrammes de mélange utilisant la conductivité électrique et l'oxygène 18 sont représentés dans la figure 8.36. Le comportement observé au niveau du Mercier montre que, lors de la montée initiale de l'hydrogramme, les signatures dans l'écoulement sont proches de la ligne sol-pluie. Ceci témoigne de l'effet prépondérant de la dilution du débit de base par la pluie. Par la suite, les signatures de l'écoulement se rapprochent progressivement du pôle "Pluie", ce qui indique une forte participation de ce compartiment pendant la période des débits maximums. Pendant la décrue, les signatures reviennent vers celles mesurées dans le débit de base.

Les mesures enregistrées au niveau du Mercier excluent toute contribution d'eau de nappe durant l'événement du 18 mai 2006. Néanmoins, il faut signaler que le caractérisation du pôle "nappe" sur la base des mesures effectuées au niveau du piézomètre est entachée d'erreur. En effet, ce

piézomètre, situé en rive gauche du ruisseau sur une zone plate, ne reflète pas forcément la dynamique de la nappe, si cette dernière existe réellement sur le sous-bassin du Mercier. De plus, la seule mesure de la conductivité électrique ne permet pas de caractériser ce compartiment. Il faut certainement utiliser, dans l'avenir, un traceur chimique tel que la silice.



(a) (b)

Figure 8.36 : Diagrammes de mélange conductivité électrique et oxygène 18 pour la crue du 18 mai 2006. a) Chaudanne ; b) Mercier

En ce qui concerne la Chaudanne, le diagramme de mélange indique que le comportement lors de la crue est dominé par la dilution du débit de base par la pluie. Logiquement, cette dilution est plus importante en aval qu'en amont du DO. D'après ce diagramme, des différences de comportement entre l'amont et l'aval du DO semble apparaître essentiellement aux niveaux des débits maximums.

Comme pour le Mercier, la caractérisation des pôles "sol" et "nappe" n'a pas été sans difficulté étant donné le manque de mesures réelles. Ceci aura sans doute un effet sur les résultats de décomposition de l'hydrogramme de crue en trois compartiments (eau "nouvelle", eau du sol et eau "ancienne").

e. Séparation géochimique des hydrogrammes de crue en trois compartiments

Les caractéristiques de l'événement et les données à disposition permettent la séparation des hydrogrammes de crue en trois compartiments. En effet, les mesures collectées démontrent que l'eau du sol a subi une dilution par rapport aux signatures mesurées dans le sol avant l'événement (le 17 mai 2006). La caractérisation des compartiments pour le modèle de mélange adopté est résumée au tableau 8.17. L'oxygène 18 et la conductivité électrique ont été utilisés comme traceurs pour décomposer les hydrogrammes.

Tableau 8.17 : Caractérisation des compartiments du modèle de mélange pour la crue du 18 mai 2006

	Mercier		Chaudanne	
Compartiment	**δ ^{18}O (‰)**	**CE (µS/cm)**	**δ ^{18}O (‰)**	**CE (µS/cm)**
Eau "nouvelle"	Moyenne progressive	20	Moyenne progressive	20
Eau du sol	-9,00	300	-5,30	750
Eau "ancienne"	-8,35	740	-7,58	300

L'eau "ancienne" a été caractérisée par les signatures mesurées dans le débit de base avant l'événement. Le compartiment eau du sol a été caractérisé par les échantillons d'eau du sol

prélevés le 17 mai 2006. L'eau "nouvelle", quant à elle, a été définie par la moyenne progressive de la pluie.

Il faut signaler qu'au niveau de la Chaudanne aval DO et lors de la décrue, nous ne disposons pas des signatures géochimiques dans le ruisseau suite à une panne au niveau de l'échantillonneur du bungalow 3. Pour combler cette lacune, nous avons utilisé les données d'oxygène 18 et de conductivité électrique mesurées en amont du DO. Ceci est rendu possible dans la mesure où nous n'avons pas eu de pluie durant cette période et donc nous pouvons supposer que nous avons la même signature géochimique entre l'amont et l'aval du DO.

Les résultats de séparation sont présentés à la figure 8.37. Nous observons que lors des débits maximums, la contribution des précipitations directes domine celle des deux autres compartiments (tableaux 8.18 et 8.19). L'activation du compartiment de l'eau du sol est très significative. En ce qui concerne l'eau "ancienne", sa contribution dans l'écoulement total est généralement très limitée. Compte tenu des problèmes de définition des pôles, il faut prendre ces résultats avec beaucoup de précautions.

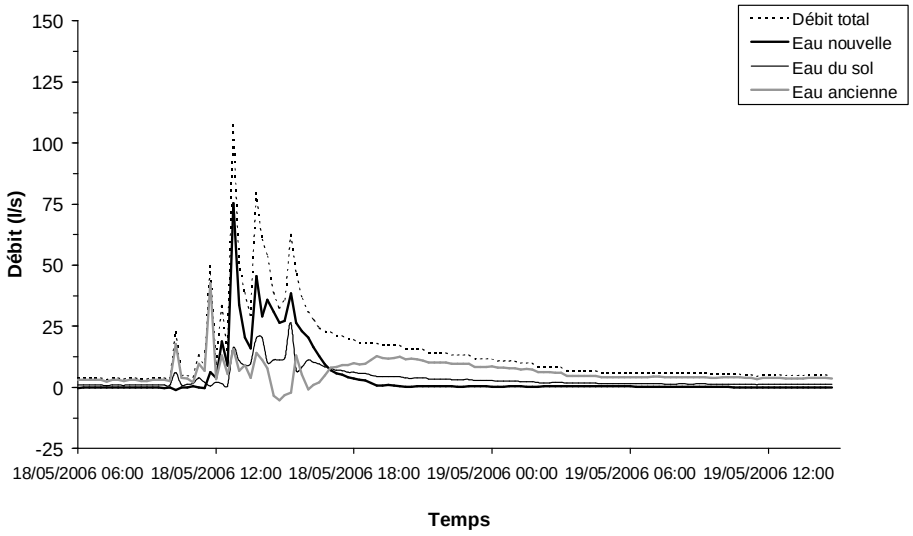
f. Incertitudes de la séparation de l'hydrogramme de crue du 18 mai 2006

Avant de commencer la discussion sur les processus hydrologiques susceptibles d'être activés lors de la crue du 18 mai 2006 au niveau de nos deux sous-bassins, il semble important de commenter les incertitudes liées à la décomposition des hydrogrammes de crue. En effet, nous remarquons que les courbes de contributions relatives de l'eau du sol et de l'eau "ancienne" ont des variations au cours de la crue qui ne s'expliquent que difficilement. Le fait que, lors de la caractérisation géochimique des pôles, il n'a pas été possible de considérer la variabilité temporelle, spatiale et verticale (d'après les profils isotopiques) de l'eau du sol réduit la qualité des séparations d'hydrogrammes.

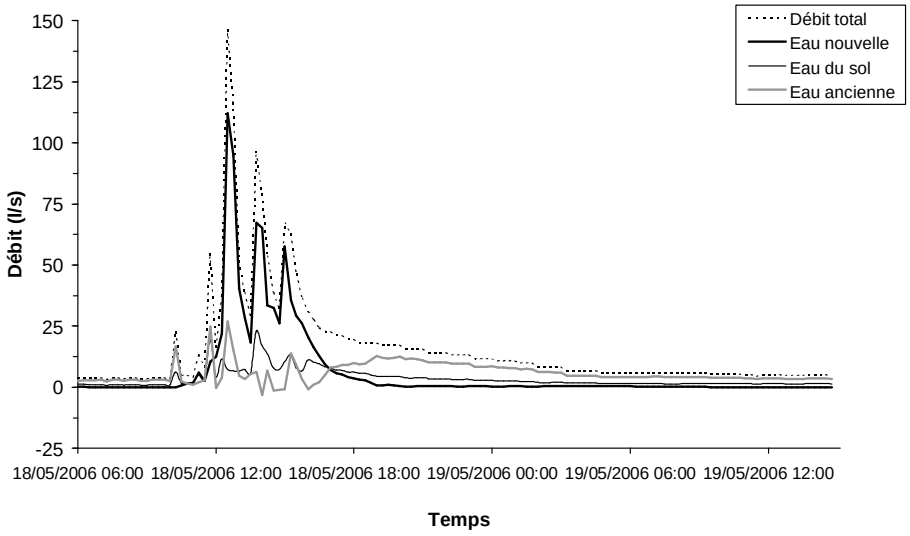
Ce pôle sol varie certainement au cours de l'averse du fait de l'infiltration de l'eau de pluie. La forte contribution de l'eau de pluie va dans ce sens, car nous pouvons dire que l'eau de pluie qui contribue à l'écoulement durant le ressuyage est une eau qui transite par écoulement de subsurface, le ruissellement superficiel étant terminé. Nous pouvons également nous interroger sur la variation de la contribution des écoulements souterrains au cours de la crue. De plus, le manque de mesures (essentiellement de la conductivité électrique) nous a empêché de caractériser correctement la signature des deux pôles eau du sol et eau "ancienne".

Il est à noter qu'une bonne part de ces incertitudes peut être induite par l'utilisation de la conductivité électrique qui n'est pas un traceur fiable des écoulements d'eau. En effet, il n'est pas conservatif et est fortement susceptible de varier au cours de l'écoulement, notamment dans l'écoulement de subsurface et dans l'eau de drainage des déversoirs d'orage.

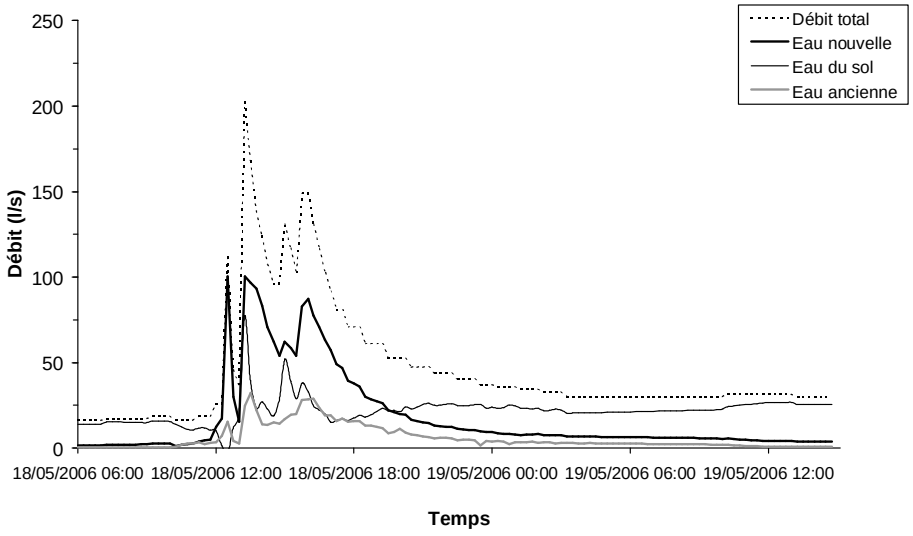
Toutes ces incertitudes nous obligent à rester prudent quant à l'interprétation du fonctionnement hydrologique de ces séparations d'hydrogrammes de crue. Cependant cette étude présente des résultats relevant de phénomènes d'écoulement en temps de crue qui s'avèrent avoir une signification physique. Ainsi, nous proposerons dans ce qui suit une explication du fonctionnement hydrologique de la crue du 18 mai 2006 au niveau de la Chaudanne et du Mercier.



(a)



(b)



(c)

Figure 8.37 : Séparation de l'hydrogramme de la crue du 18 mai 2006 en trois compartiments. a) Chaudanne amont DO ; b) Chaudanne aval DO ; c) Mercier

Tableau 8.18 : Contribution relatives des trois compartiments aux débits de pointes au niveau de la Chaudanne lors de la crue du 18 mai 2006

Date	Chaudanne amont DO			Date	Chaudanne aval DO		
	EN (%)	ES (%)	EA (%)		EN (%)	ES (%)	EA (%)
18/05/2006 10h15	0	26	74	18/05/2006 10h15	0	27	73
18/05/2006 11h45	13	1	86	18/05/2006 11h45	19	36	45
18/05/2006 12h45	70	15	15	18/05/2006 12h30	77	5	18
18/05/2006 13h45	57	25	18	18/05/2006 13h45	70	24	6
18/05/2006 15h15	58	42	0	18/05/2006 15h00	84	16	0

N. B. : EN = eau nouvelle ; ES = eau du sol et EA = eau ancienne.

Tableau 8.19 : Contribution relatives des trois compartiments aux débits de pointes au niveau du Mercier lors de la crue du 18 mai 2006

Date	EN (%)	ES (%)	EA (%)
18/05/2006 12h30	87	0	13
18/05/2006 13h15	50	38	12
18/05/2006 15:00	47	40	13
18/05/2006 16:00	59	22	19

N. B. : EN = eau nouvelle ; ES = eau du sol et EA = eau ancienne.

g. Processus hydrologiques

Tout d'abord, il est utile de rappeler que la crue du 18 mai 2006 est survenue suite à une série d'orages avec des intensités de pluie relativement fortes et des conditions d'humidité antécédentes sèches. Ceci est à prendre en considération, bien évidemment, lors de l'interprétation des résultats des séparations des hydrogrammes. Ainsi, l'intérêt de cet événement est de mettre en évidence le mode de comportement hydrologique des deux sou-bassins lors des fortes intensités de la pluie et en condition de sol sec.

L'analyse géochimique de cet événement a montré un mode de fonctionnement caractérisé par la contribution dominante de l'eau des précipitations. Malgré cette dominance de l'eau de pluie, la décomposition des hydrogrammes de crue a montré que les processus de subsurface sont activés d'une manière importante. La contribution de l'eau de nappe profonde, quant à elle, semble être très limitée.

Les résultats des suivis des niveaux piézométriques corroborent ces conclusions. Ils suggèrent un processus hortonien de génération de l'écoulement mais aussi une contribution d'eau du sol liée à la saturation du sol.

8.4 Synthèse des résultats

Ce travail d'investigation géochimique sur le bassin de l'Yzeron constitue un premier pas vers l'identification des processus de genèse des écoulements. Les résultats obtenus sont encourageants et prospectifs. Il est évidemment clair qu'en se basant sur ces premiers résultats, il est difficile, voire impossible, de caractériser en détail le fonctionnement hydrologique du bassin de l'Yzeron. Néanmoins, quelques hypothèses ont pu être émises.

Le modèle de séparation isotopique à deux composantes semble être non adéquat pour l'interprétation de la variation des signatures isotopiques dans les ruisseaux du bassin de l'Yzeron pendant un événement pluie-débit. La cause essentielle de cette inadéquation est l'hétérogénéité isotopique de l'écoulement de base. Ceci a été mis en évidence à travers les campagnes d'échantillonnages lors du suivi en continu effectuées sur les trois ruisseaux (Verdy, Mercier et Chaudanne). De plus, lors des deux événements analysés, une variabilité temporelle des signatures isotopiques dans les précipitations a été observée. Ceci affecte sans doute la justesse du modèle de séparation isotopique. Rappelons que les deux crues analysées sont des crues très faibles.

Nous avons mis en œuvre également un modèle à trois compartiments pour la caractérisation des processus hydrologiques activés lors de l'événement du 18 mai 2006 malgré les différentes sources d'incertitude.

Il faudra essayer dans l'avenir d'échantillonner un grand nombre d'événements couvrant une plage large de conditions et sur les trois sous-bassins en parallèle. Il faudra utiliser aussi des traceurs chimiques afin d'identifier les sources susceptibles de participer à l'écoulement lors d'une crue. Les premières connaissances dont nous disposons sur le bassin de l'Yzeron, notamment sur sa géologie, ses sols et son hydrologie, pourront aider à sélectionner les éléments chimiques adéquats. L'utilisation du Chlorure ou de la Silice comme traceur serait plus appropriée que la conductivité électrique qui est une source d'incertitude dans notre cas. La silice permettrait de suivre plus précisément la signature du compartiment d'eau souterraine (substrat gneissique) et de le démarquer de l'eau du sol.

En ce qui concerne l'aspect pratique de ces investigations de terrain, les difficultés rencontrées sont de deux types : les problèmes d'échantillonnage pendant les événements pluvieux et les difficultés d'ajustement de la méthode de séparation des hydrogrammes de crue.

8.4.1 Problèmes rencontrés au niveau du protocole de terrain

Les campagnes de terrain sont désespérément dépendantes des conditions météorologiques. Ainsi, de nombreuses campagnes événementielles ont du être abandonnées. L'échantillonnage de la pluie, de la rivière et de la nappe nécessite d'être au minimum deux sur le terrain par sous-bassin. Le pas de temps d'échantillonnage et le suivi des teneurs géochimiques au cours de la pluie en dépendent. De plus, des dysfonctionnements au niveau de la chaîne de mesures peuvent alourdir d'avantage cette tâche.

Un autre problème, pour suivre l'évolution des teneurs géochimiques dans les différents compartiments, concerne la difficulté de l'échantillonnage de l'eau du sol au cours d'une crue. Cet aspect est primordial pour fixer les pôles géochimiques. En effet, le mélange de l'eau de pluie avec l'eau du sol reste le pôle le plus difficile à suivre.

8.4.2 Problèmes de la méthode de séparation des hydrogrammes

Le problème principal de cette méthode est la détermination des pôles de concentration géochimique. Ces incertitudes sont les principales sources d'erreurs de la méthode de séparation des hydrogrammes de crue. Ainsi, les questions à résoudre pour éliminer ces incertitudes sont : à quel moment se mélangent les eaux et à quel moment le résultat de ce mélange participe à l'écoulement de crue ?.

L'autre difficulté concerne un problème conceptuel de définition des écoulements lié au mélange des eaux des différents compartiments identifiés. En effet, les résultats indiquent que l'eau de pluie participe massivement à l'écoulement de crue. Cependant, le signal géochimique de la pluie est significativement atténué et modifié à cause du mélange avec l'eau du sol initialement présente dans le bassin. Nous retrouvons un signal fort de l'eau nouvelle dans notre séparation de l'hydrogramme, mais une partie de cette eau est issue de l'écoulement hypodermique et non du ruissellement de surface. De plus, l'hétérogénéité spatiale des signatures mise en évidence dans les campagnes de terrain de suivi en continu peut induire des confusions entre le temps de transfert des molécules d'eau jusqu'à l'exutoire et la signature des différents compartiments d'eau considérés comme homogènes sur le bassin versant. La variabilité spatiale des signatures du bassin se retrouve ainsi transformée en variabilité temporelle lors de la séparation de l'hydrogramme de crue.

De ce fait, le modèle conserve une certaine confusion entre l'origine de l'eau et son mode d'écoulement qu'il est impératif de garder à l'esprit lors de l'interprétation des résultats. En effet, "*rien ne prouve qu'à chaque molécule d'eau puisse être associé un type d'écoulement unique. On peut parfaitement imaginer qu'une molécule d'eau ayant ruisselée à la surface du sol s'infiltre, participe un temps à l'écoulement hypodermique puis rejoigne une nappe souterraine où elle percolera avant de parvenir au cours d'eau*" (Hubert, 1989).

Comme le soulignent Jenkins, et al. (1995), l'interprétation des traceurs géochimiques et des données hydrologiques donne une image intégrée du fonctionnement du bassin et reste difficile à analyser du fait des problèmes de mélange des eaux qui faussent en partie la résolution des équations de mélange.

Ainsi, la méthodologie de séparation de l'hydrogramme de crue et le protocole de terrain reste emprunt d'incertitudes du fait des difficultés de l'échantillonnage. Par conséquent, les interprétations tendent à rester hypothétiques. Cependant, cette étude peut être qualifiée de prospective et a permis d'ouvrir de nouveaux champs d'application pour améliorer l'utilisation des traceurs géochimiques dans la séparation des hydrogrammes de crue, notamment en associant des campagnes de suivi en continu à des campagnes événementielles.

----------oOo----------

CHAPITRE 9 : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU A L'ECHELLE DU VERSANT

CHAPITRE 9 : ANALYSE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU A L'ECHELLE DU VERSANT

9.1 Instrumentation des versants

Toute une série d'interprétations a été proposée par la communauté scientifique pour expliquer l'importante contribution de l'eau du sol (Buttle, 1994) dans l'hydrogramme de crue. Cependant, plusieurs questions restent à ce jour sans réponse concernant cette contribution dans la génération des écoulements. Parmi ces questions, nous pouvons citer :

- quelle est l'importance, dans l'espace, de cette contribution par rapport à l'ensemble des processus pouvant avoir lieu, sur un bassin versant, lors d'un événement pluvieux donné ?
- à quel moment de la crue, cette contribution se produit et quelles sont ses conséquences sur la dynamique du bassin ?

Pour tenter d'apporter quelques éléments de réponse à ces questions nous proposons de suivre, dans le temps, l'évolution de la saturation en eau du sol sur un versant, à partir d'une section perpendiculaire au réseau hydrographique. L'objectif de cette instrumentation est de préciser quelles peuvent être les caractéristiques qui contrôlent la formation d'un aquifère temporaire (ou nappe perchée) et par conséquent les surfaces saturées.

L'équipement est constitué d'une série de trois paires piézomètres installée le long d'un versant, c'est à dire un piézomètre de 1 à 2 m de profondeur, selon le terrain, (dit profond) crépiné à sa base et un deuxième piézomètre (dit de surface) proche du premier mais situé à une profondeur inférieure à 1 m et crépiné au niveau de la zone racinaire (cf. fiche projet 2 en annexe II). Le premier piézomètre est destiné à mesurer et échantillonner l'eau au niveau de la zone saturée. Par contre le deuxième (de surface) est destiné à échantillonner l'eau dans les premiers centimètres du sol lors du développement d'un aquifère temporaire (ou nappe perchée) suite à un événement, susceptible de générer un écoulement de subsurface.

Le versant où ont été implantés ces piézomètres vise à être représentatif de l'ensemble des versants du sous-bassin versant. Comme méthode d'identification de versant nous avons tracé, pour chaque sous-bassin, les profils en travers le long du cours d'eau principal à partir des courbes de niveau dont nous disposons (BD TOPO® de l'IGN avec une équidistance de 10 m). L'outil utilisé pour générer ces profils en travers est "Easy Profiler V2.1". C'est un "script" téléchargé du site d'ESRI et installé dans le logiciel ArcView 3.2.

Les emplacements des profils en travers des sous-bassins versants du Verdy, du Mercier et de la Chaudanne sont donnés respectivement par les figures 9.1, 9.2 et 9.3. Les profils sont numérotés d'aval en amont.

Pour le sous-bassin du Verdy, nous avons obtenu au total 12 profils avec une équidistance de 100 m en moyenne. Les profils en travers centrés sont donnés par la figure 9.4. Nous constatons que nous avons trois groupes de profils en rive gauche :

- Les profils P1 et P2 caractérisés par des versants de pentes moyennes inférieures à 20 % ;

- Les profils P3 à P8 dont les versants, coté rive gauche, ont la même allure générale avec des pentes moyennes comprises entre 20 et 25 %. L'aspect des versants du côté rive droite est modifié par l'existence de petits affluents ;
- Les profils P9 à P12 ont une allure différente des deux groupes précédents avec des versants, côté rive gauche, de pentes moyennes supérieures à 25 %.

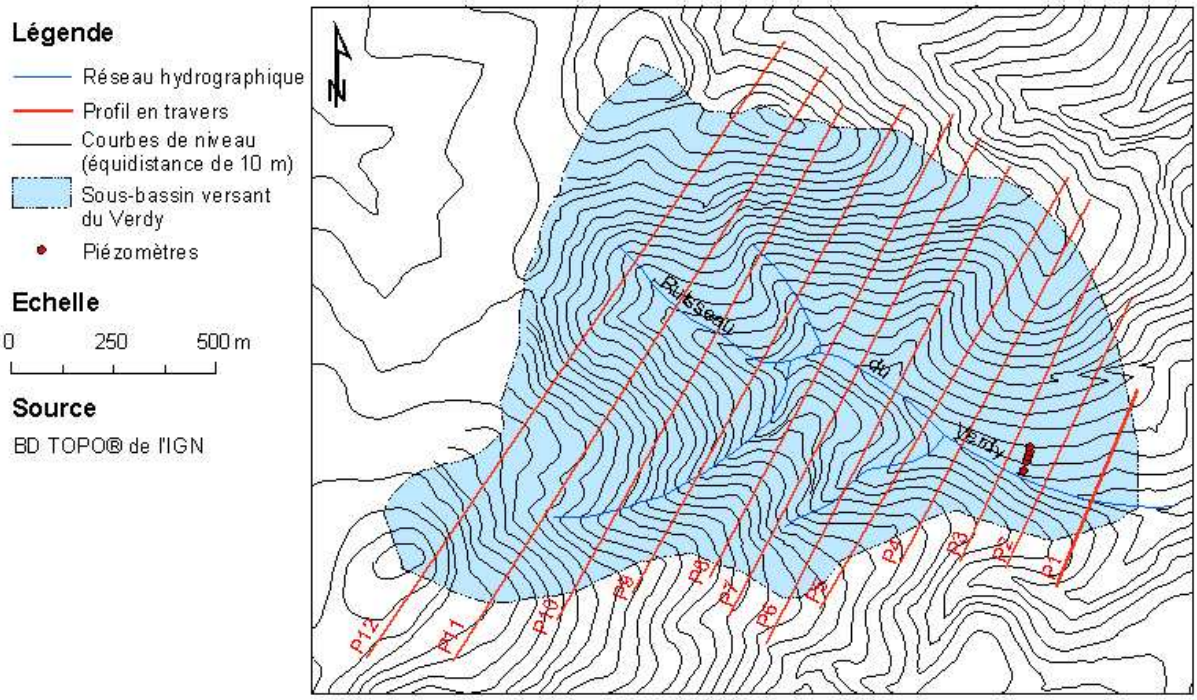


Figure 9.1 : Emplacement des profils en travers du sous-bassin versant du Verdy

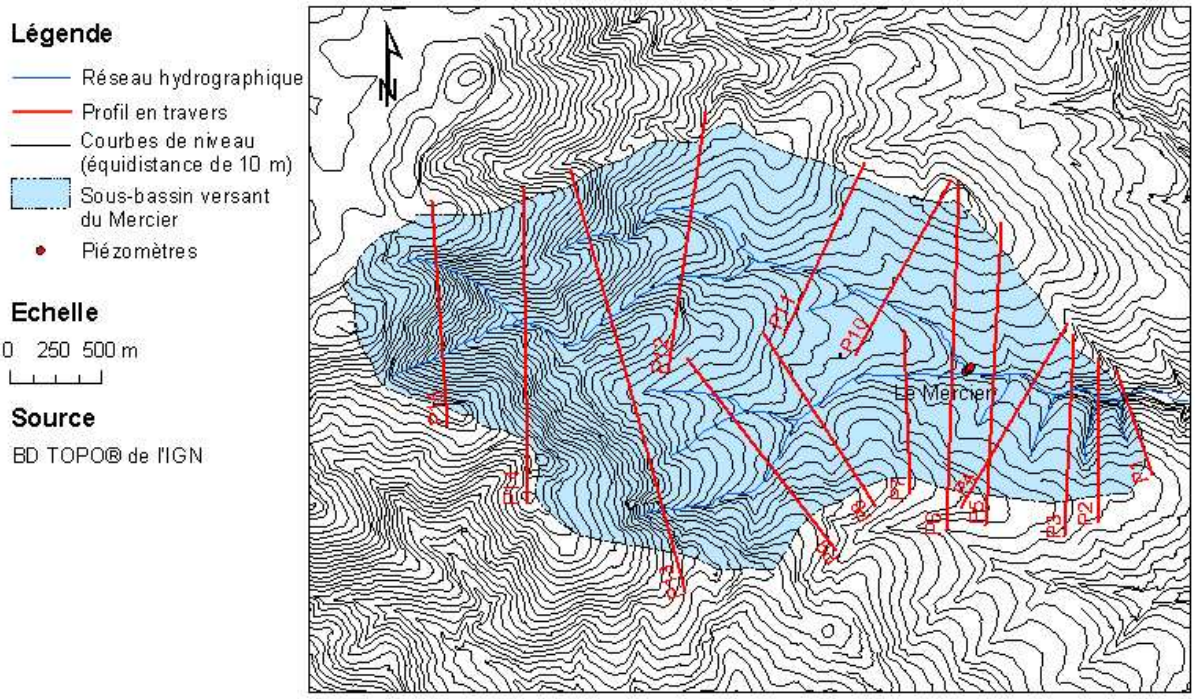


Figure 9.2 : Emplacement des profils en travers du sous-bassin versant du Mercier

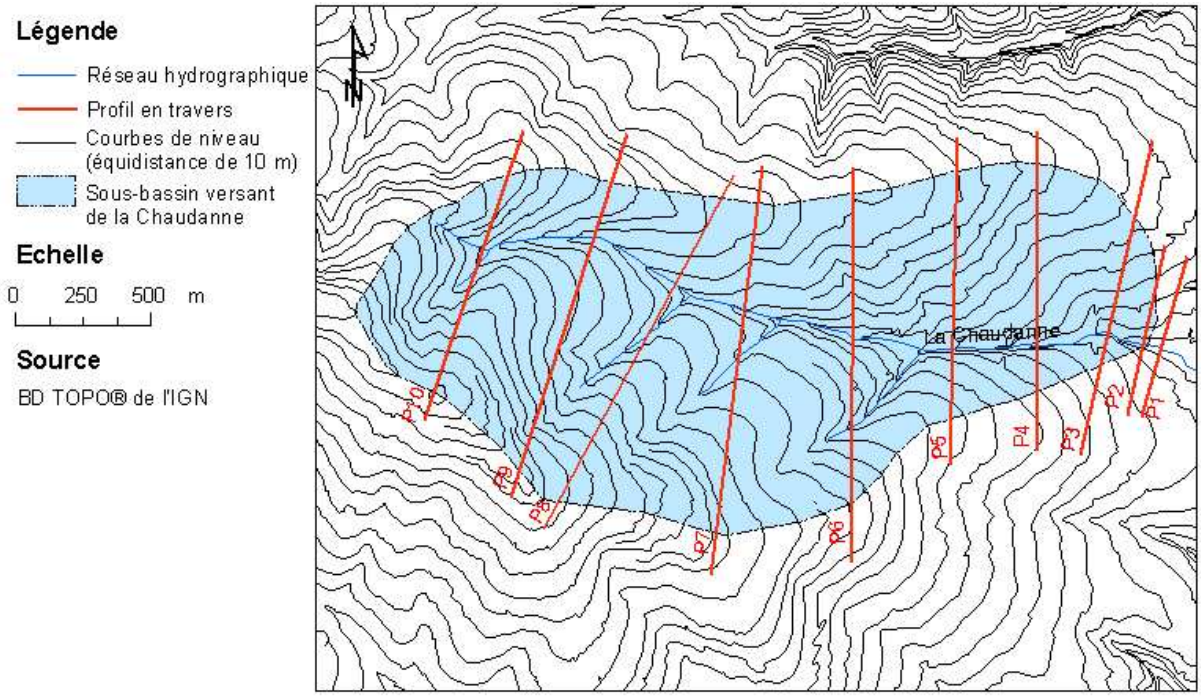


Figure 9.3 : Emplacement des profils en travers du sous-bassin versant de la Chaudanne

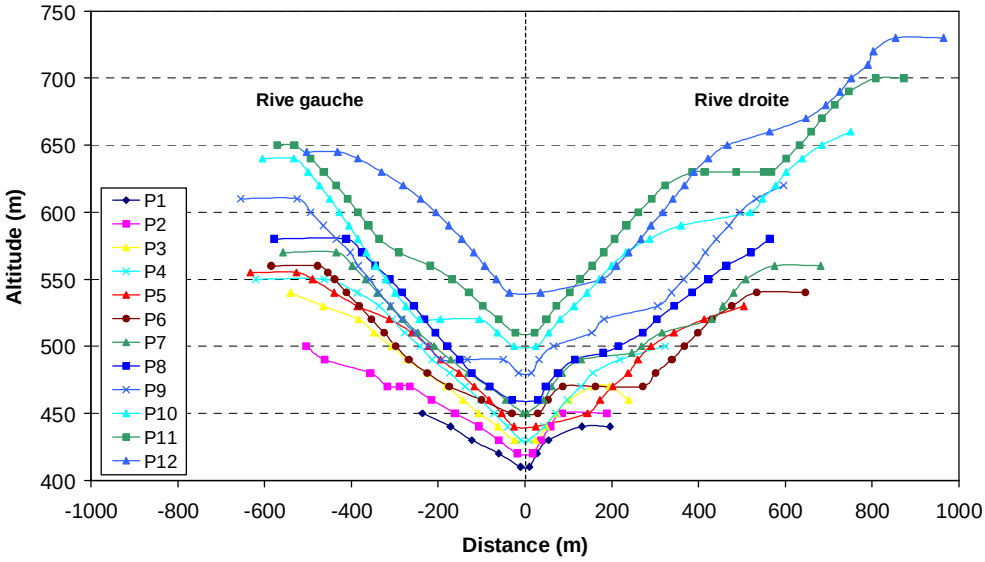


Figure 9.4 : Profils en travers centrés du sous-bassin versant du Verdy

Sur la base de ces profils et suite à une visite de terrain le 19/05/2005, nous avons identifié un profil "moyen" situé au niveau de P3 en rive gauche du ruisseau du Verdy.

Il faut noter aussi, sur la figure 9.4, que les ruptures de pentes de certains versants peuvent contribuer à la genèse du mécanisme de fonctionnement par surfaces saturées contributives.

Pour le sous-bassin du Mercier, nous avons obtenu au total 15 profils. Les profils en travers centrés sont donnés par la figure 9.5. Nous constatons que nous avons trois groupes de profils en rive gauche :

- Les profils P1 et P5 caractérisés par des versants de pentes moyennes comprises entre 10 et 15 % ;
- Les profils P6 à P9 dont les versants ont la même allure générale avec des pentes moyennes entre 15 et 25 % ;
- Les profils P10 à P15 avec des versants de pentes moyennes supérieure à 25 %.

Suite à une visite de terrain et après accord du propriétaire du terrain, notre choix s'est porté sur un versant situé entre les profils P5 et P6 en rive gauche du ruisseau du Mercier.

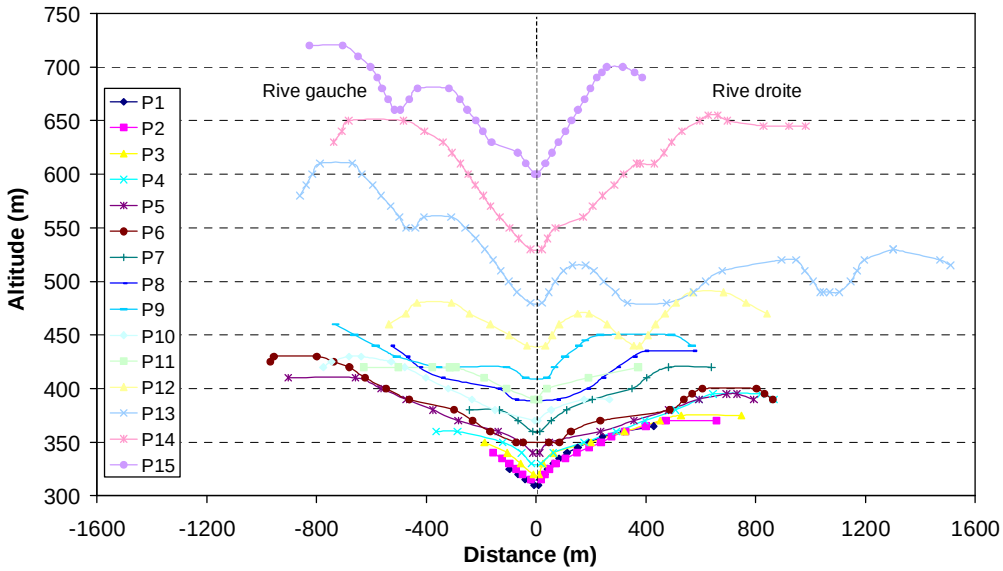


Figure 9.5 : Profils en travers centrés du sous-bassin versant du Mercier

Pour le sous-bassin de la Chaudanne, nous avons obtenu au total 10 profils. Les profils en travers centrés sont donnés par la figure 9.6. Nous constatons que nous avons deux groupes de profils en rive gauche :

- Les profils P1 et P6 caractérisés par des versants de pentes moyennes comprises entre 5 et 10 % ;
- Les profils P7 à P10 avec des versants de pentes moyennes comprises entre 10 et 20 %.

Sur la base de ces profils et suite à des visites de terrain, nous avons identifié plusieurs versants situés au niveau de profil P5 en rive gauche du ruisseau de la Chaudanne. Malheureusement à chaque fois le propriétaire refuse toute instrumentation sur son terrain. Il n'y aura pas donc de versant instrumenté pour le sous-bassin de la Chaudanne.

Les figures 9.7 et 9.8 montrent l'emplacement et une coupe verticale des versants étudiés avec l'implantation des piézomètres que nous y avons installés respectivement au niveau du sous-bassin du Verdy et celui du Mercier. Les piézomètres ont été numérotés de haut en bas le long du Versant. Au total, 5 piézomètres ont été installés sur le Verdy le 27 juillet 2005 et 6 sur le Mercier le 22 septembre 2005. Les caractéristiques de l'ensemble des piézomètres sont rassemblées dans le tableau 9.1. Il faut signaler que la base des piézomètres profonds du versant du Verdy atteint la roche dure.

Les piézomètres ont été fabriqués au sein de l'atelier de l'Unité de Recherche en Hydrologie-Hydraulique du Cemagref de Lyon par le technicien Mickaël LAGOUY. Un piézomètre est

constitué par un tube en PVC de 7 cm de diamètre, dont la partie inférieure est perforée sur 20 cm. La zone crépinée est entourée d'un filtre en géotextile pour empêcher l'entrée de sédiments dans le tube.

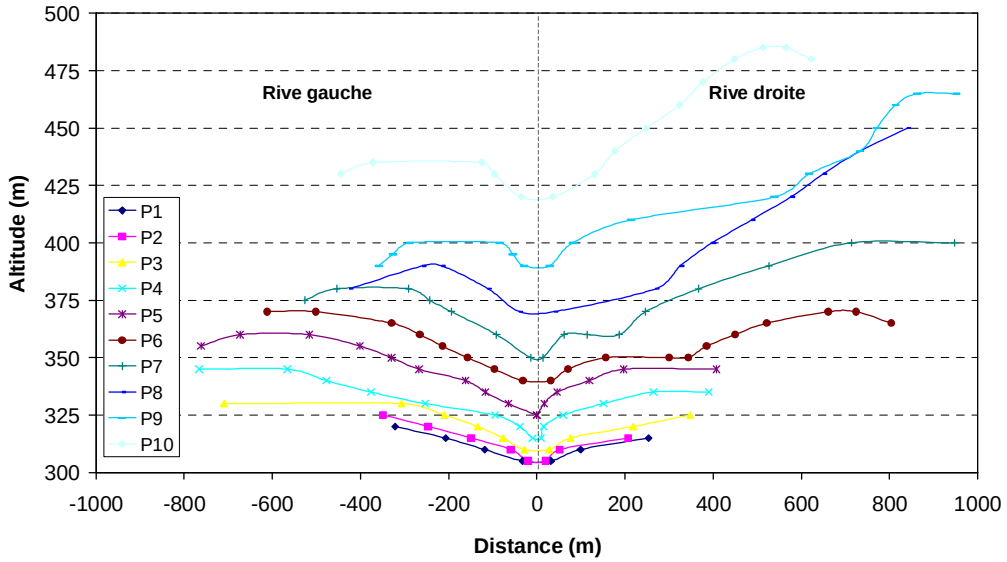
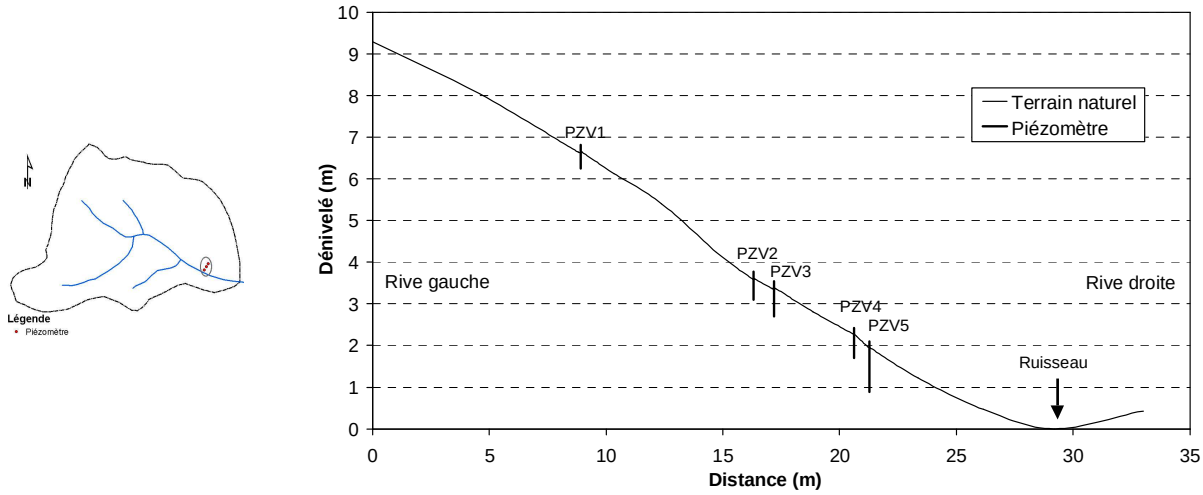


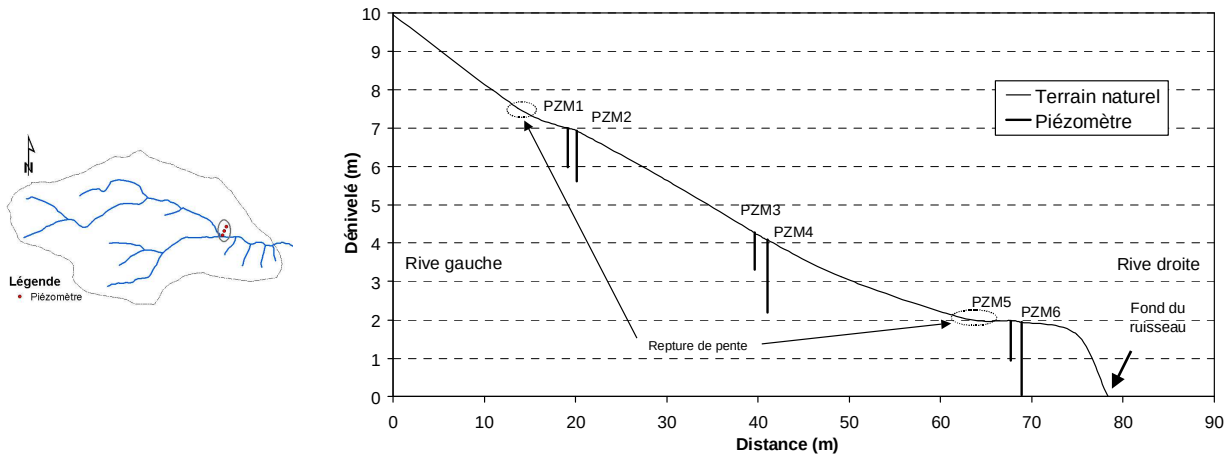
Figure 9.6 : Profils en travers centrés du sous-bassin versant de la Chaudanne



N. B. : PZV1, PZV3 et PZV5 ont été équipés par des capteurs de pression (type Diver).

Figure 9.7 : Versant instrumenté au niveau du sous-bassin du Verdy

Le schéma d'installation d'un piézomètre est présenté dans la figure 9.9. Nous effectuons d'abord un forage dans la terre, à l'aide d'une tarière ou d'un perforateur, jusqu'à la profondeur désirée et de diamètre légèrement supérieur au diamètre du tube. Ce dernier est crépiné sur la profondeur que nous voulons prospecter. Pour éliminer les écoulements préférentiels le long du tube, de la surface vers la profondeur, nous avons mis un bouchon imperméable avec de la bentonite sur la partie supérieure du piézomètre. La bentonite est une argile qui gonfle beaucoup en présence de l'eau et devient alors très peu perméable. Les piézomètres profonds sont crépinés sur la partie inférieure sur 20 cm, les piézomètres de surface l'étant au niveau de la zone racinaire sur 20 cm. Afin d'éviter le colmatage de cette partie percée, celle-ci a été entourée de graviers et revêtue de géotextile.



N. B. : PZM2, PZM4 et PZM6 ont été équipés par des capteurs de pression (type Diver).

Figure 9.8 : Versant instrumenté au niveau du sous-bassin du Mercier

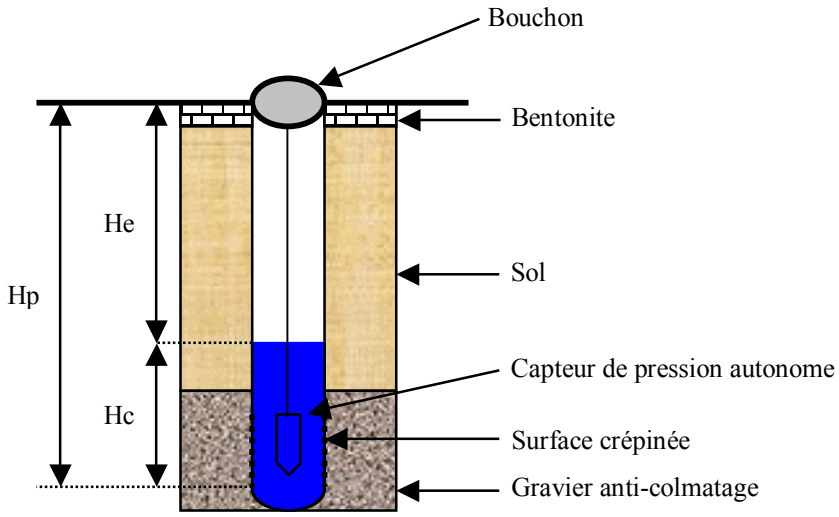
Tableau 9.1 : Caractéristiques des piézomètres installés

Versant	Code	Profondeur totale (cm)	Type de piézomètre	Destination
Verdy	PZV1	57,1	Profond	Mesure
	PZV2	67,6	Surface	Echantillonnage
	PZV3	83,6	Profond	Mesure
	PZV4	72,8	Surface	Echantillonnage
	PZV5	121,2	Profond	Mesure
Mercier	PZM1	101,2	Surface	Echantillonnage
	PZM2	132,3	Profond	Mesure
	PZM3	95,2	Surface	Echantillonnage
	PZM4	189,1	Profond	Mesure
	PZM5	104,4	Surface	Echantillonnage
	PZM6	190,3	Profond	Mesure

N. B. : La profondeur totale est calculée par rapport à la surface du sol.

Sur chaque versant, les 3 piézomètres profonds ont été équipés par des capteurs de pression munis d'une centrale autonome de type "Diver" (fabriqués par la société hollandaise Van Essen) pour mesurer le niveau d'eau (figure 9.10). La plage de mesure est de 0 à 5 m. Ces capteurs ont été programmés à un pas de temps d'acquisition de 10 minutes.

Les capteurs Diver ne mesurent pas la charge hydraulique en un point mais ils mesurent la hauteur de pression d'eau située au dessus du capteur, incluant la pression atmosphérique. Ils mesurent et enregistrent la pression absolue. Ces capteurs sont compensés en température. Pour déterminer la pression relative (et donc la hauteur de pression d'eau), il faut faire la différence entre la valeur de la pression absolue mesurée et la pression atmosphérique. Cette dernière est mesurée par une sonde complémentaire "Baro-Diver" placée dans la centrale d'acquisition de la station débit du Verdy. L'évaluation des incertitudes faites sur la mesure de la charge hydraulique dans les piézomètres est présentée dans l'annexe II. L'erreur globale sur la charge hydraulique est de 10.8 mm.



Hc : Hauteur mesurée par le capteur
Hp : Hauteur connue
➔ He : profondeur d'eau

Figure 9.9 : Schéma d'installation d'un piézomètre et système de mesure du niveau d'eau

Figure 9.10 : Piézomètre et système de mesure du niveau d'eau

9.2 Dynamique de l'eau au niveau des deux versants instrumentés

Dans ce qui suit nous allons présenter les résultats des suivis en continu de la profondeur d'eau (au pas de temps de 10 minutes) qui ont été effectués au niveau des piézomètres profonds des deux versants (Verdy et Mercier) durant la période allant du 22 novembre 2005 au 13 juillet 2006. L'objectif de cette instrumentation, rappelons-le, est la compréhension des apports à l'occasion des crues. L'échelle du versant a été choisie car elle autorise une analyse bidimensionnelle permettant de prendre en considération les aspects topographiques mais aussi de tenir compte des différences de teneur en eau initiale entre l'amont et l'aval (Grésillon et Taha, 1998).

Il faut mentionner que nous avons observé des quantités d'eau dans les piézomètres de surface mais malheureusement ces dernières n'ont été ni quantifiées ni échantillonnées. Rappelons que l'objectif de départ de l'installation de ces piézomètres était d'échantillonner l'eau susceptible d'être récupérée dans ces piézomètres, suite à un événement pluvieux et à condition que ce

dernier a fait l'objet d'un échantillonnage fractionné tout au long de l'événement de l'eau de la pluie et de l'eau de surface du ruisseau pour la séparation de son hydrogramme de crue.

9.2.1 Cas du versant du Mercier

Les figures 9.11 et 9.12 représentent l'évolution de la profondeur d'eau dans les piézomètres profonds PZM2, PZM4 et PZM6 ainsi que le débit moyen journalier au niveau du ruisseau du Mercier. Les précipitations journalières enregistrées au niveau de la station PLN0330P sont également représentées. Rappelons que les profondeurs de PZM2, PZM4 et PZM6 sont respectivement de 132,3 cm, 189,1 cm et 190,3 cm. Le PZM2 est situé à 58 m du ruisseau alors que PZM4 et PZM6 en sont distants respectivement de 37 m et 9 m (figures 9.8 et 8.13). Les zéros (correspondant à l'absence d'eau dans le piézomètre) de PZM2, PZM4 et PZM6 sont situés respectivement à des dénivelées de 5,66 ; 2,15 et 0 m par rapport au fond du ruisseau du Mercier (figures 9.11 et 9.12). La pente de ce versant est d'environ 13 %.

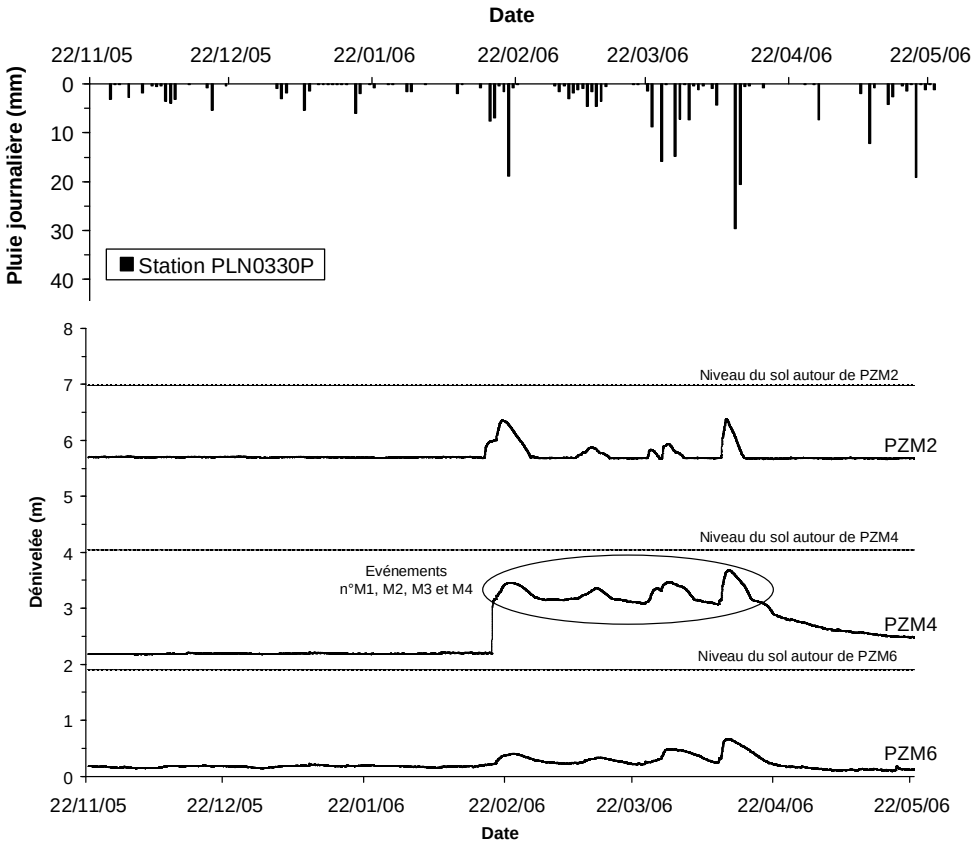
La première constatation, en examinant les figures 9.11 et 9.12, est que nous avons enregistré des variations du niveau piézométrique relativement importantes, dans les trois piézomètres profonds du versant du Mercier contrairement à ceux du Verdy. Rappelons que les piézomètres PZM2, PZM4 et PZM6 du Mercier sont plus profonds que ceux du Verdy (figures 9.7 et 9.8 et tableau 9.1). L'ampleur de ces variations est liée à la lame d'eau tombée.

Durant la première période de suivi (novembre 2005, décembre, janvier et mi-février 2006), aucune variation significative du niveau piézométrique n'a été enregistrée dans les piézomètres et ceci malgré les événements de pluie. Ces derniers restent faibles, en terme de quantité, par rapport aux autres événements qui ont engendré une variation du niveau piézométrique. Nous constatons aussi que le débit du ruisseau augmente doucement témoignant de l'existence de quelques zones qui se saturent au niveau de notre sous-bassin. Nous pouvons supposer que, durant cette période, l'eau de la pluie sert à reconstituer les réserves du sol sans que ce dernier atteigne la saturation.

Ensuite, vient une deuxième période (mi-février à avril 2006) où nous avons enregistré une variation du niveau piézométrique dans les piézomètres suite aux événements de pluie. Le débit dans le ruisseau a subi, lui aussi, des fluctuations importantes. Nous pouvons supposer que durant cette période, le sol est proche de la saturation. Lors des événements de pluie, des zones saturées sembles se développer. Ces dernières peuvent atteindre la partie haute du versant (PZM2).

Les événements du mois de mai 2006 n'ont pas engendré une augmentation du niveau piézométrique dans PZM2, PZM4 et PZM6. Durant cette période, l'eau de la pluie s'infiltre sans former de zones saturées. A la fin du mois de juin et au début du mois de juillet, quelques orages ont provoqué de faibles augmentations du niveau piézométrique dans les piézomètres.

Dans ce qui suit, nous allons étudier la variation du niveau piézométrique dans PZM2, PZM4 et PZM6 suite aux six événements de pluie (figures 9.11 et 9.12).



N. B. : La dénivelée 0 correspond au fond du ruisseau du Mercier.

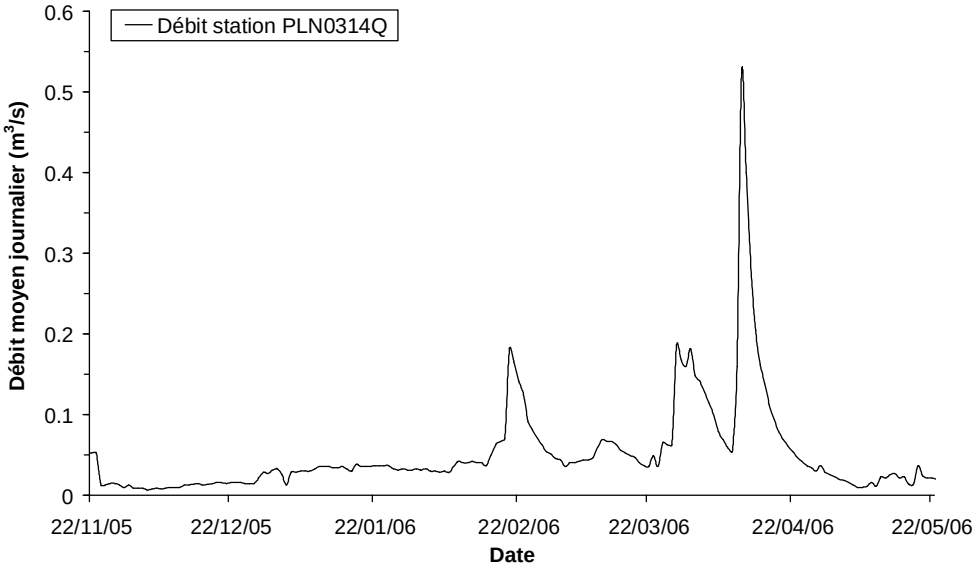
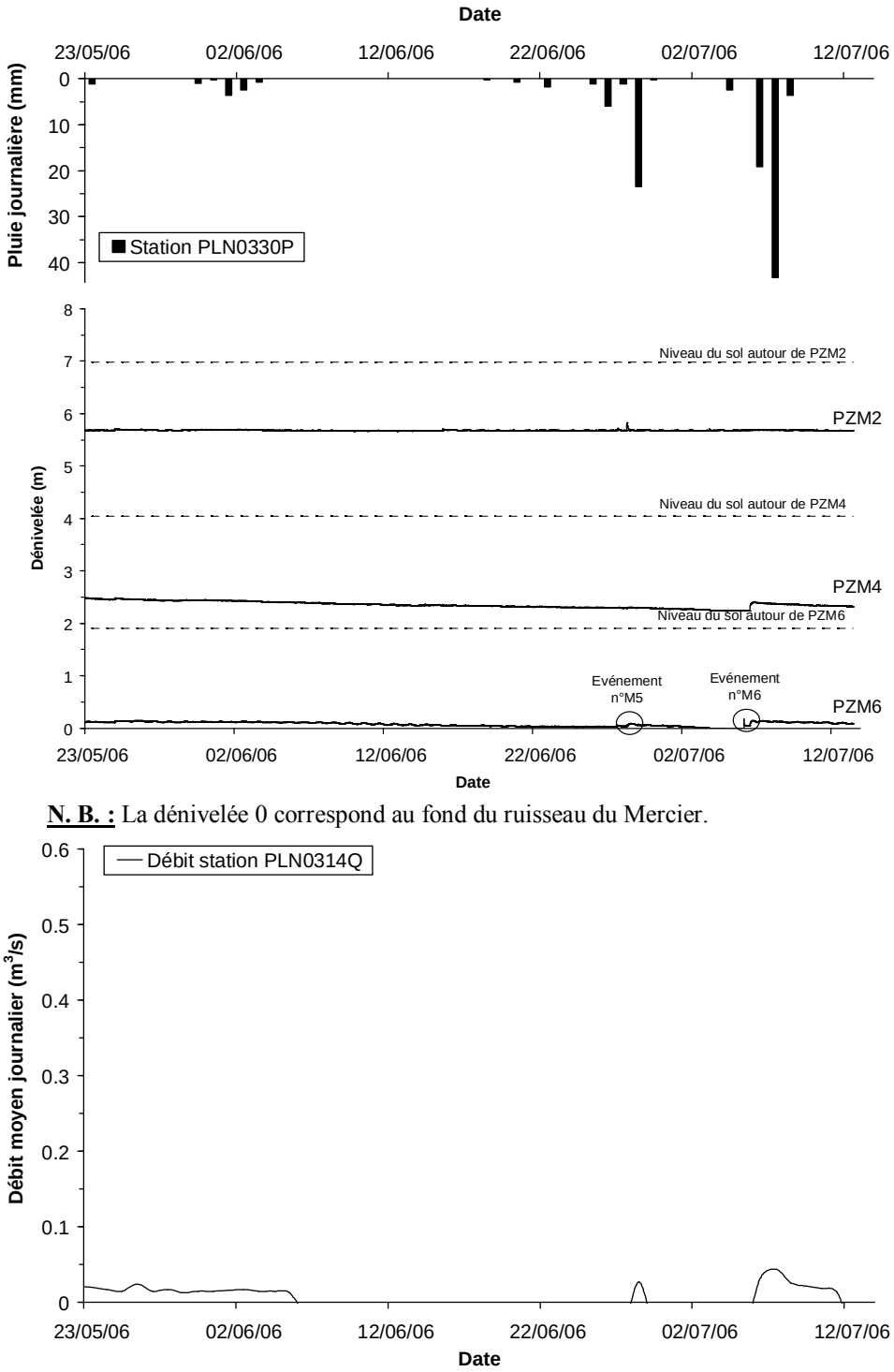


Figure 9.11 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier (période du 22/11/2005 au 22/05/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, piézométrie au pas de temps de 10 minute)



N. B. : La dénivelée 0 correspond au fond du ruisseau du Mercier.

Figure 9.12 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier (période du 23/05/2005 au 13/07/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

L'**événement n°M1** des 15-20 février 2006 avec une précipitation totale de 36,2 mm (pendant environ 11 h) est composé essentiellement de deux parties (figure 9.13). Le débit maximum instantané dans le ruisseau a atteint la valeur de 282,5 l/s (le 19 février 2006 à 15h31).

L'augmentation du niveau piézométrique dans PZM4 a eu lieu d'une façon "brutale". Etant donné que c'est la première réaction de ce piézomètre, depuis sa mise en place, suite à un événement pluvieux, nous pouvons imaginer que ce dernier a été colmaté au niveau de la zone crépinée et qu'il a fallu une certaine charge hydraulique pour le décolmater. Ceci peut expliquer aussi le décalage au niveau de l'augmentation du niveau piézométrique par rapport à PZM2.

Des variations, suite à cet événement, du niveau piézométrique ont été enregistrées au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6. En examinant l'évolution du niveau piézométrique (figure 9.13), nous constatons qu'il y a un décalage entre les réponses des piézomètres. En effet, la première augmentation du niveau piézométrique a eu le 17 février 2006 à 01h10, le 18 février 2006 à 16h40 et le 15 février 2006 à 14h20 respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6.

Suite à la deuxième partie de l'événement, le niveau piézométrique a subi une nouvelle augmentation (le 19 février à 15h50) au moment où le débit dans le ruisseau atteint son maximum et environ 2 h après que l'intensité maximale ait été atteinte. Il faut signaler que, cette fois-ci, l'augmentation du niveau piézométrique a eu lieu en même temps dans les trois piézomètres.

En terme d'amplitude de variation, nous avons enregistré, au cours de cet événement, une élévation maximale du niveau piézométrique de 69,3 cm ; 127,5 cm et 25,0 cm respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6. Nous constatons que c'est au milieu du versant que l'élévation est la plus importante.

La pluie, la piézométrie et le débit pour l'**événement n°M2** des 8-11 mars 2006 sont présentés sur la figure 9.14. Une série de plusieurs pluies (15 mm) a eu lieu durant ces trois jours. Ces pluies ont provoqué une légère augmentation du niveau piézométrique dans les piézomètres profonds. Cette augmentation a atteint un maximum de 22 cm ; 20,4 cm et 11,8 cm respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6. Néanmoins, le débit dans le ruisseau n'a augmenté que lentement et faiblement (débit maximum instantané d'environ 87,4 l/s le 11 mars 2006 à 00h40 pour un débit de base d'environ 49,1 l/s). Comme pour l'événement précédent, l'augmentation du niveau piézométrique a eu lieu d'abord dans PZM2 puis dans PZM4 et PZM6.

L'**événement n°M3** des 24-28 mars 2006 (figure 9.15) (pluie totale de 37,6 mm) est composé de deux parties. Une première pluie, survenue le 24 mars 2006, ayant une lame d'eau de 15,8 mm est tombée pendant environ 17 h. La deuxième pluie est survenue durant la nuit du 27 au 28 mars 2006 avec une lame d'eau de 21,8 mm et a duré environ 19 h. Le débit dans le ruisseau a subi des fluctuations en réponse à ces pluies. Le débit maximum instantané a atteint une valeur de 202,2 l/s (le 30 mars 2006 à 22h26). Ces pluies ont eu pour conséquence le développement d'une zone saturée et l'augmentation du niveau piézométrique dans PZM2, PZM4 et PZM6. L'amplitude maximale de variation était de 28,2 cm ; 39,2 cm et 28,3 cm respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6. Il faut signaler que la pluie qui est tombée le 30 mars 2006 (7,8 mm) n'a pas eu d'effet sur le niveau piézométrique.

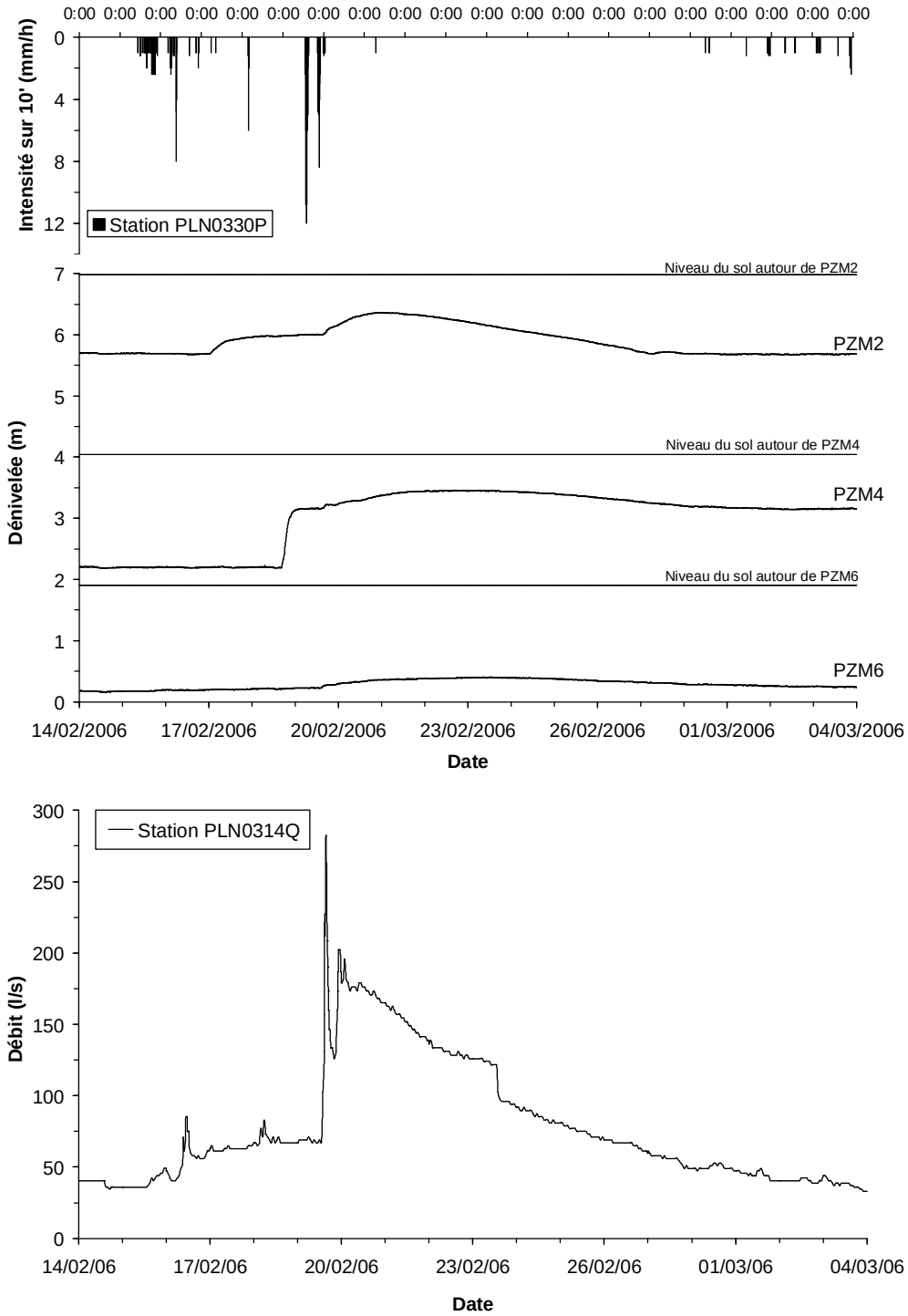


Figure 9.13 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M1 des 15-20 février 2006
(Débit au pas de temps variable et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

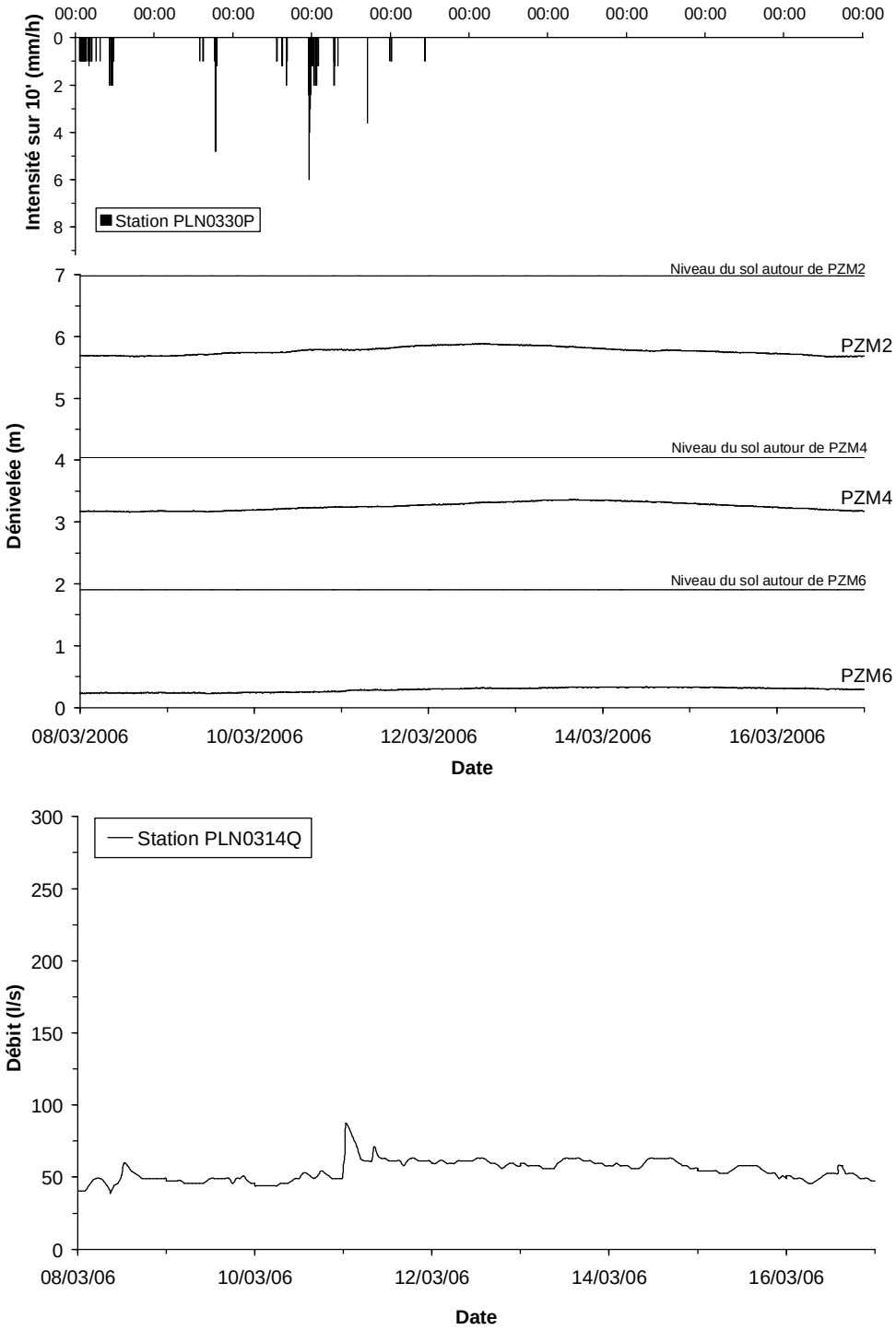


Figure 9.14 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M2 des 8-11 mars 2006
(Débit au pas de temps variable et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

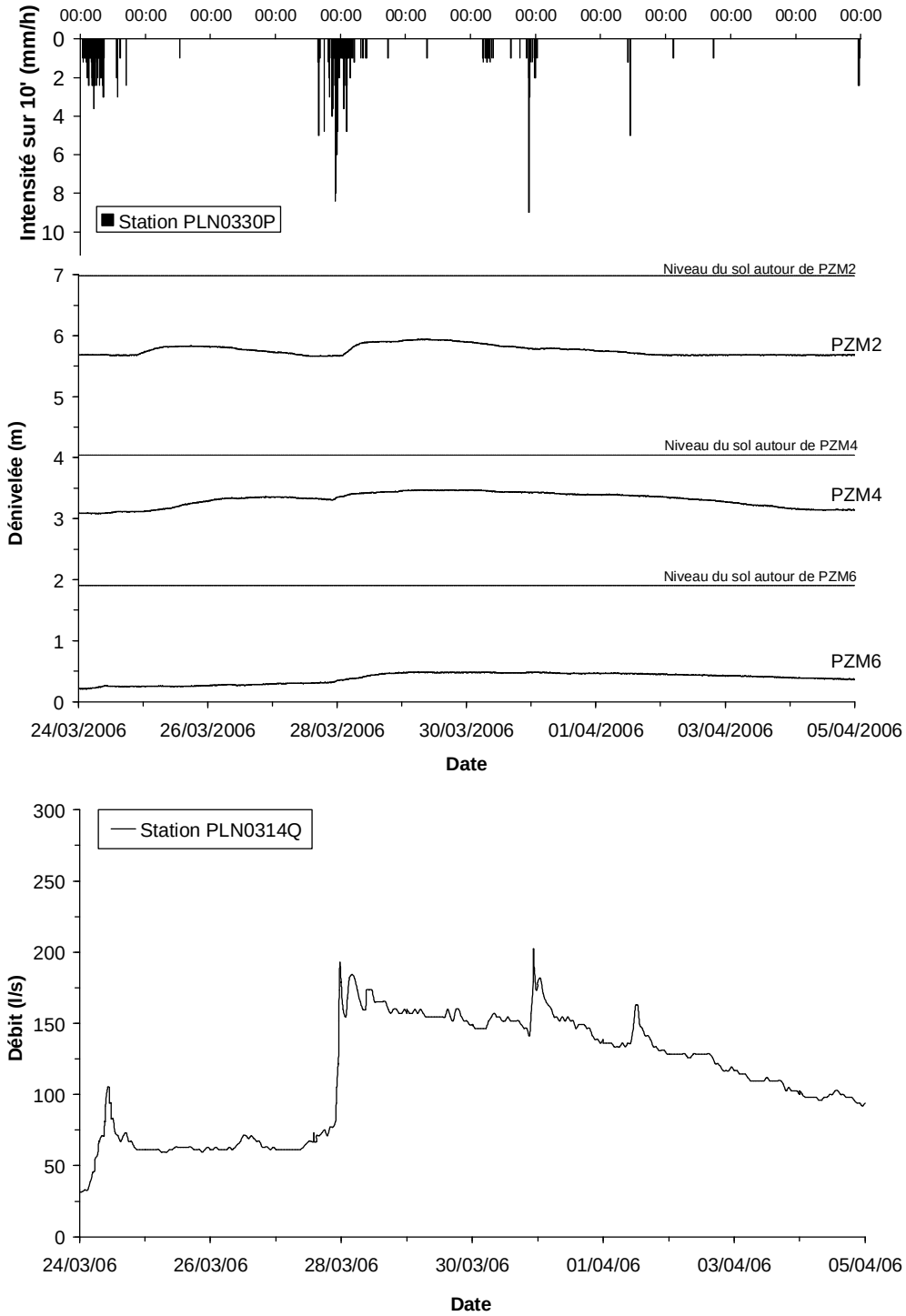


Figure 9.15 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M3 des 24-28 mars 2006
(Débit au pas de temps variable et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

Les résultats relatifs à l'**événement n°M4** des 9-11 avril 2006 sont présentés sur la figure 9.16. Une pluie totale de 50,8 mm, tombée pendant environ 41 h, a provoqué une élévation du niveau piézométrique dans les piézomètres PZM2, PZM4 et PZM6. Cet événement a engendré également une forte crue dans le ruisseau. Le débit maximum instantané a atteint une valeur de 596,1 l/s (le 10 avril 2006 à 10h15). L'amplitude maximale de variation du niveau piézométrique était de 71,9 cm ; 62,2 cm et 42,6 cm respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6.

La première partie de la pluie, survenue le 09 avril 2006, a engendré une légère augmentation du niveau piézométrique dans PZM4 et PZM6 et non pas dans PZM2. Ensuite, les trois piézomètres ont répondu quasiment en même temps à la deuxième partie de la pluie. Nous pouvons supposer qu'il y a une zone saturée qui se développe, lors de cet événement, depuis la rivière vers la partie haute du versant.

La pluie, la piézométrie et le débit pour l'**événement n°M5** du 27 juin 2006 sont présentés sur la figure 9.17. Une lame d'eau de 23,6 mm est tombée pendant environ 21 h. Le débit maximum instantané a atteint une valeur de 20,2 l/s (le 27 juin 2006 à 21h51). Cet événement a engendré une légère augmentation du niveau piézométrique dans les trois piézomètres. L'amplitude maximale de variation était de 15,6 cm ; 2,4 cm et 9,8 cm respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6.

L'**événement n°M6** des 5-6-7 juillet 2006 est constitué essentiellement d'une succession d'orages avec de fortes intensités (figure 9.18). Une lame d'eau totale de 66 mm est tombée durant ces trois jours. Le débit maximum instantané dans le ruisseau a atteint une valeur de 611,7 l/s (le 6 juillet 2006 à 2h05). Signalons que le ruisseau était pratiquement à sec avant cet événement.

En examinant l'évolution du niveau piézométrique dans PZM6, nous constatons qu'il suit celui du niveau d'eau dans le ruisseau. Le niveau dans PZM4, a subi quant à lui une seule augmentation qui correspond à la grande crue au niveau du ruisseau. En ce qui concerne PZM2, le niveau piézométrique n'a évolué que légèrement.

L'amplitude maximale de variation était de 2,2 cm ; 17,1 cm et 19,6 cm respectivement au niveau de PZM2, PZM4 et PZM6. Ces enregistrements montrent qu'il y a une zone saturée qui s'est développé tout au long de cet événement. Ils donnent aussi une idée sur sa progression du bas vers le haut du versant. Dans ce cas particulier, c'est le piézomètre proche de la rivière (PZM6) qui réagit le plus.

Les six événements que nous avons étudiés, et pour lesquels une élévation du niveau piézométrique a été enregistrée dans PZM2, PZM4 et PZM6, traduisent une certaine forme de saturation du sol. Le tableau 9.2 résume les principales caractéristiques de ces événements.

En examinant le tableau 9.2, nous constatons que logiquement les amplitudes de variations des niveaux piézométriques sont fortes aux mois de février et d'avril et faibles en été (juin et juillet) même lors d'un grand événement (par exemple celui des 5-7 juillet 2006). Il faut signaler aussi que durant notre période de suivi, nous avons enregistré deux événements (M4 et M6) qui reflètent deux fonctionnements hydrologiques différents du sous-bassin du Mercier. En effet, l'événement n°M4 semble traduire un fonctionnement dominé par l'écoulement souterrain. La forme de son hydrogramme de crue confirme cette constatation (cf. figure 9.16). La décrue est lente et dure plusieurs jours. Par contre, l'événement n°M6 reflète un fonctionnement dominé par l'écoulement superficiel. La réponse du sous-bassin est très rapide et ne dure que quelques heures.

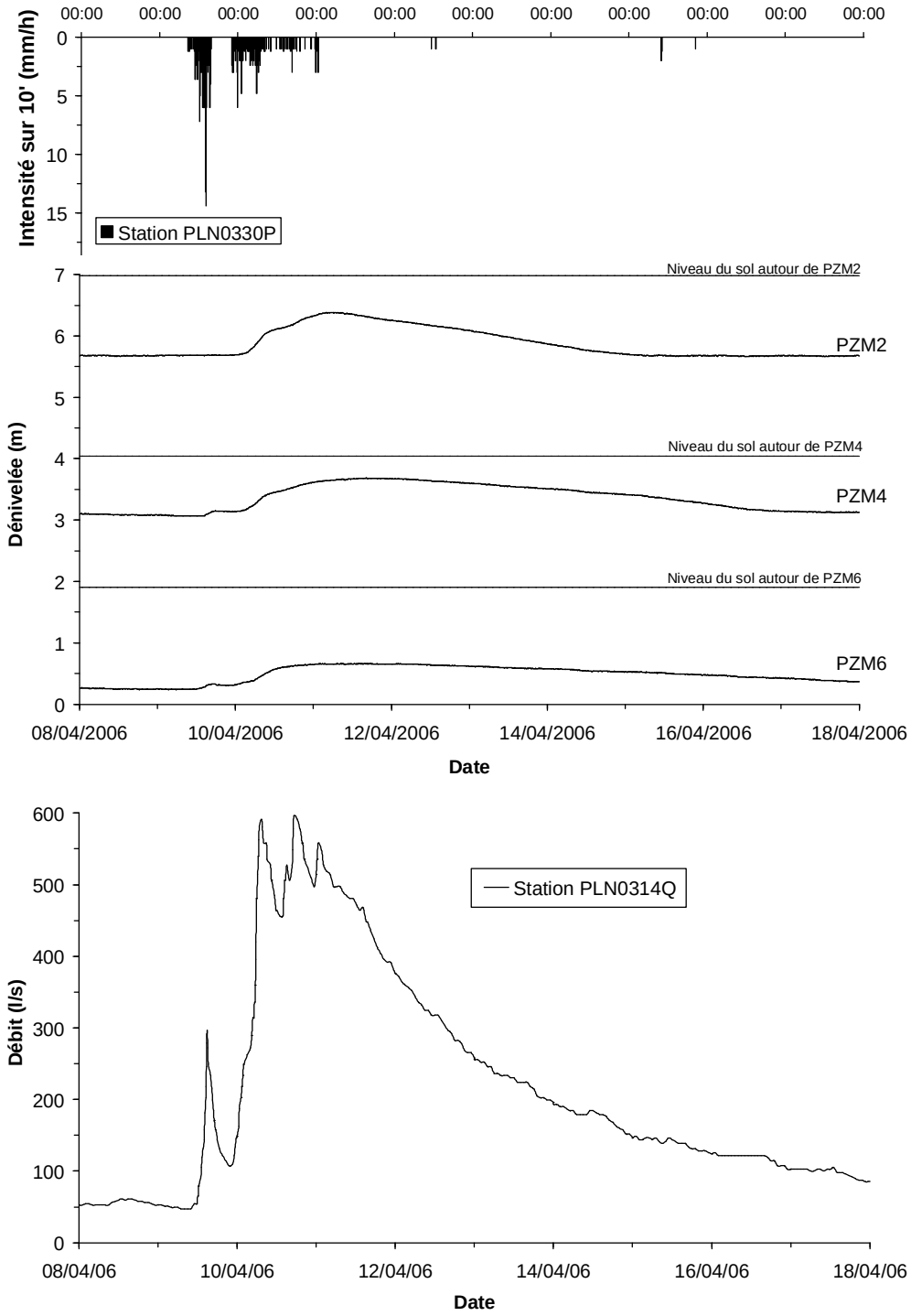


Figure 9.16 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M4 des 9-11 avril 2006
(Débit au pas de temps variable et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

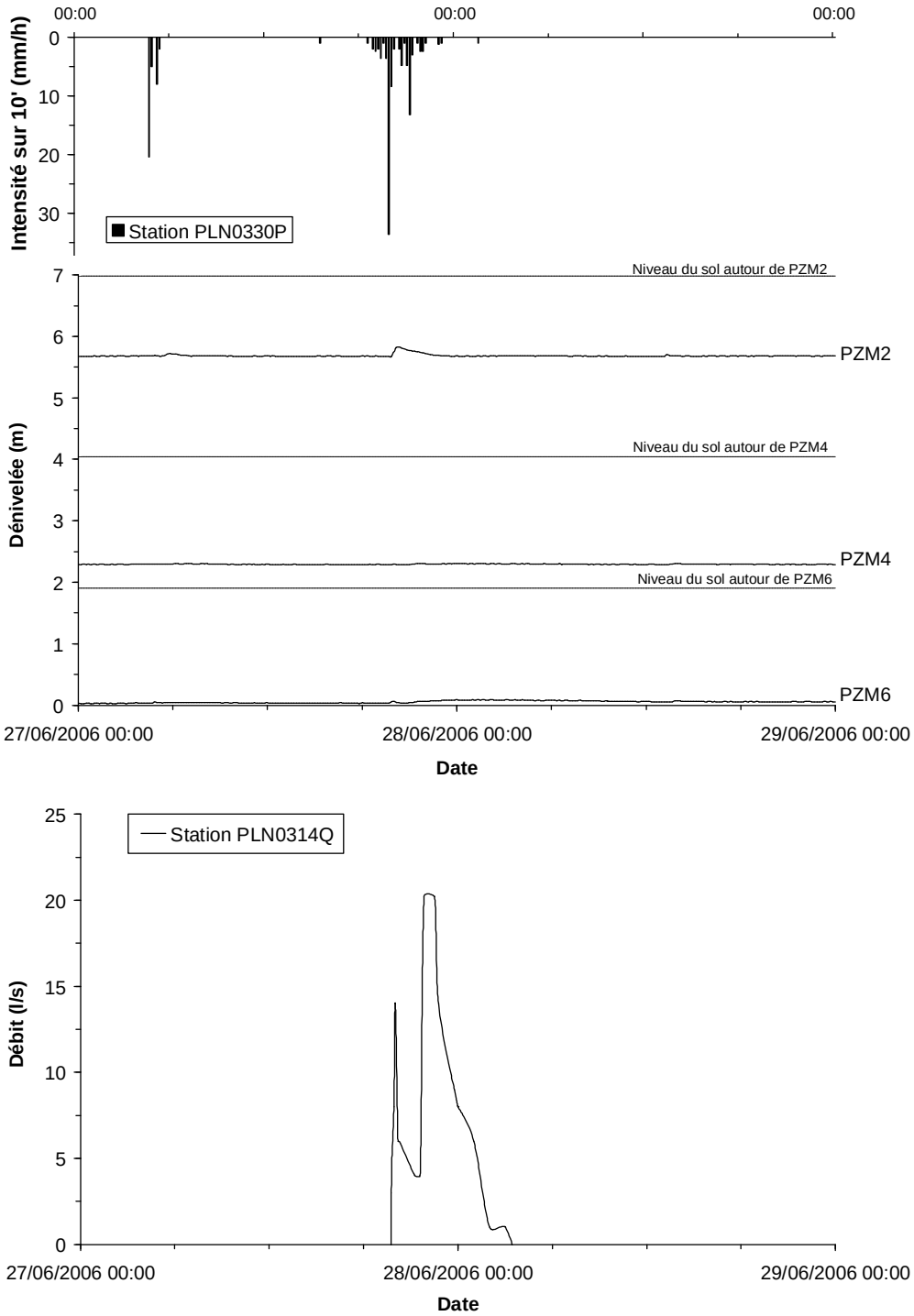


Figure 9.17 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M5 du 27 juin 2006
(Débit au pas de temps variable et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

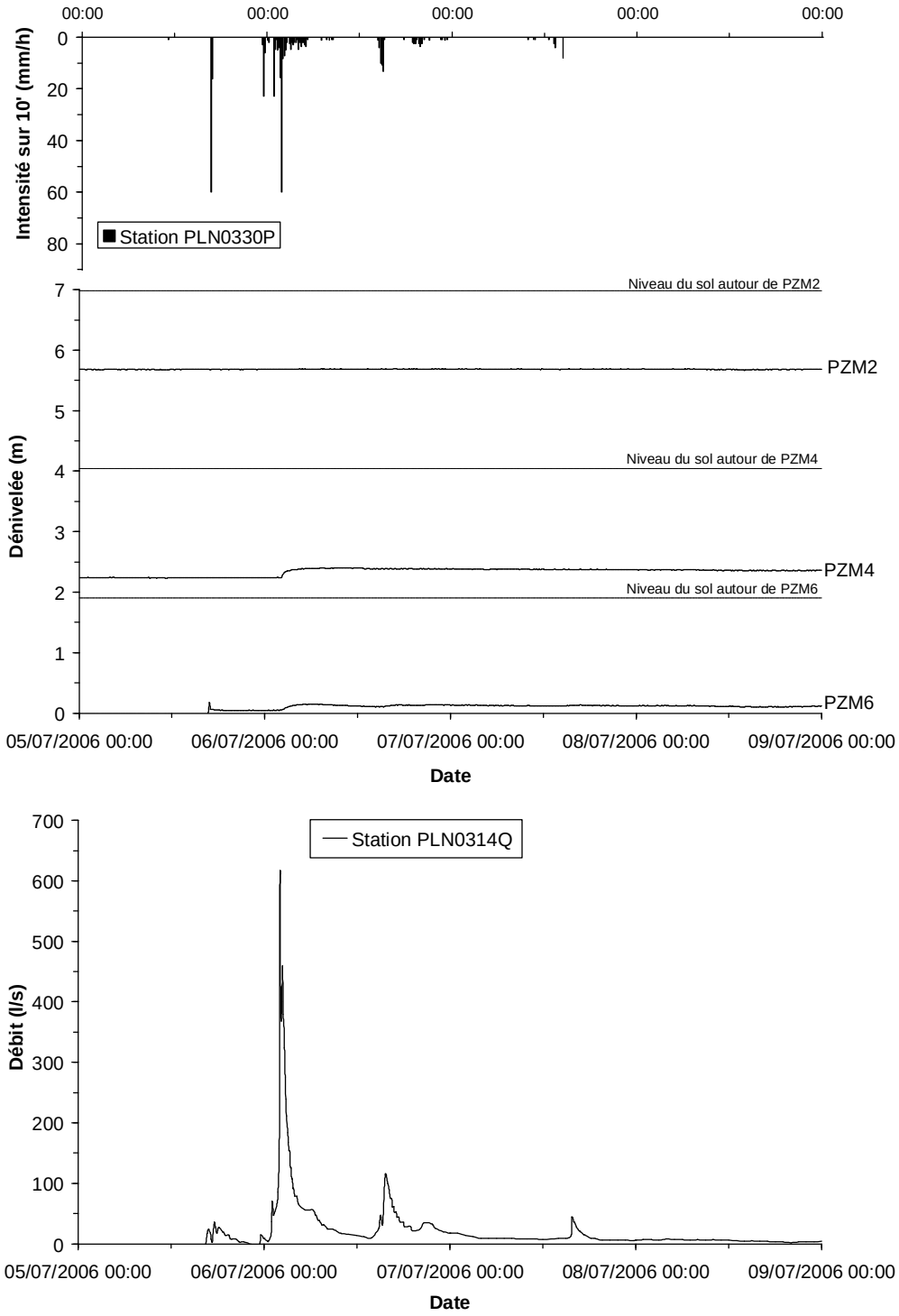


Figure 9.18 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Mercier pour l'événement n°M6 des 5-6-7 juillet 2006
(Débit au pas de temps variable et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

Tableau 9.2 : Principales caractéristiques des événements étudiés sur le versant du Mercier

N° de l'événement	M1	M2	M3	M4	M5	M6
Date	15-20 février 2006	8-11 mars 2006	24-28 mars 2006	9-11 avril 2006	27 juin 2006	5-7 juillet 2006
Pluie totale (mm)	36,2	15	37,6	50,8	23,6	66
Débit de base (l/s)	36	49,1	31,6	47,4	0	0
Débit maximal (l/s)	282,5	87,4	202,2	596,1	20,2	611,7
Elévation maximale dans PZM2 (cm)	69,3	22	28,2	71,9	15,6	2,2
Elévation maximale dans PZM4 (cm)	127,5	20,4	39,2	62,2	2,4	17,1
Elévation maximale dans PZM6 (cm)	25,0	11,8	28,3	42,6	9,8	19,6

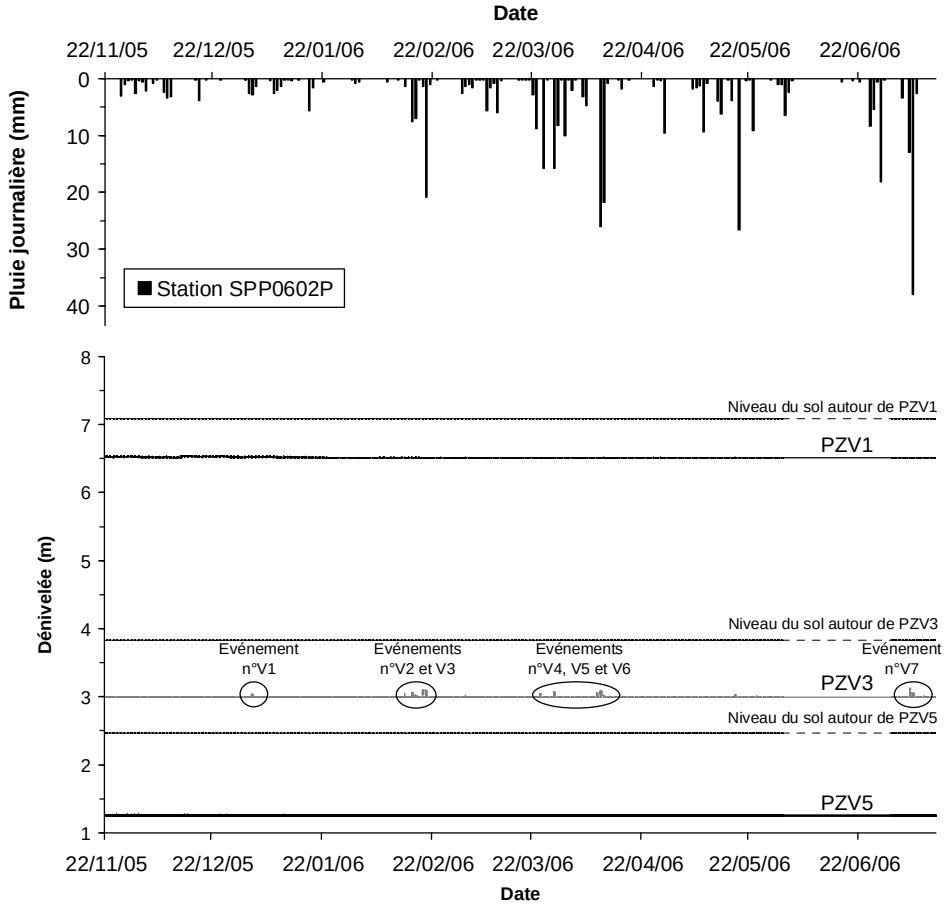
9.2.2 Cas du versant du Verdy

L'évolution de la profondeur d'eau dans les piézomètres profonds PZV1, PZV3 et PZV5 ainsi que le débit moyen journalier du ruisseau du Verdy sont donnés par la figure 9.19. Les précipitations journalières enregistrées au niveau de la station SPP0602P sont représentées sur la même figure. Le PZV1 est situé à 20 m du ruisseau alors que PZV3 et PZV5 en sont distants respectivement de 12 m et 8 m (figures 9.7 et 8.12). Les zéros (correspondant à l'absence d'eau dans le piézomètre) de PZV1, PZV3 et PZV5 sont situés respectivement à des dénivelées de 6,51 ; 2,99 et 1,25 m par rapport au fond du ruisseau du Verdy (figure 9.19). La pente de ce versant est d'environ 32 %.

D'après la figure 9.19, nous constatons que durant toute la période de suivi, les piézomètres PZV1 et PZV5 n'ont enregistré aucun mouvement à l'occasion des pluies même lors de l'événement important du 10 avril 2006. Aucune zone saturée ne semble exister durant cette période même à quelques mètres de la rivière (pas de mouvement au niveau du PZV5 qui est situé à 8 m du ruisseau). Les faibles oscillations, au niveau des mesures de la piézométrie, sont dues à la compensation avec la température.

Quelques variations, qui ne sont pas dues à des erreurs de mesure, ont été observées au niveau du PZV3 lors de sept événements averse-crue (événements n°V1 à V7 dans la figure 9.17).

L'**événement n°V1** du 1^{ier} janvier 2006 (figure 9.20) avec une précipitation totale de 4,2 mm a engendré une augmentation du niveau piézométrique dans PZV3. Cette augmentation a atteint un maximum de 4,5 cm le 02 janvier 2006 à 10h40. Sachant que l'incertitude sur la mesure de la charge hydraulique dans les piézomètres équipés de capteurs autonomes type "Diver" (plage de mesure 0 - 5 m) est de 1 cm (cf. annexe II), cette augmentation peut être considérée comme significative. De plus, nous constatons un décalage entre la pluie et l'augmentation du niveau d'eau dans PZV3. La variation du niveau piézométrique dans PZV3 a duré environ 23 h. Malheureusement, nous n'avons pas de mesure de débit pour cet événement.



N. B. : La dénivelée 0 correspond au fond du ruisseau du Verdy.

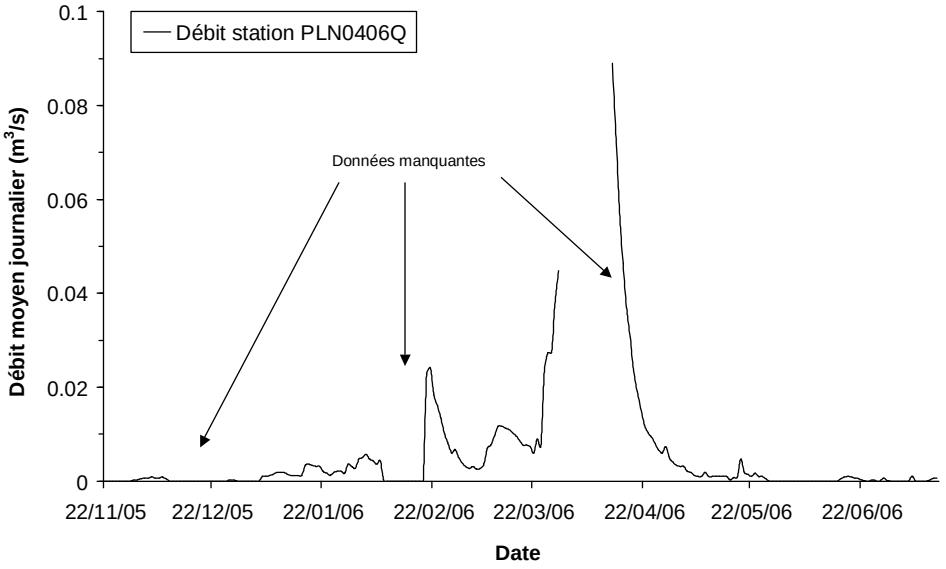


Figure 9.19 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy (période du 22/11/2005 au 13/07/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

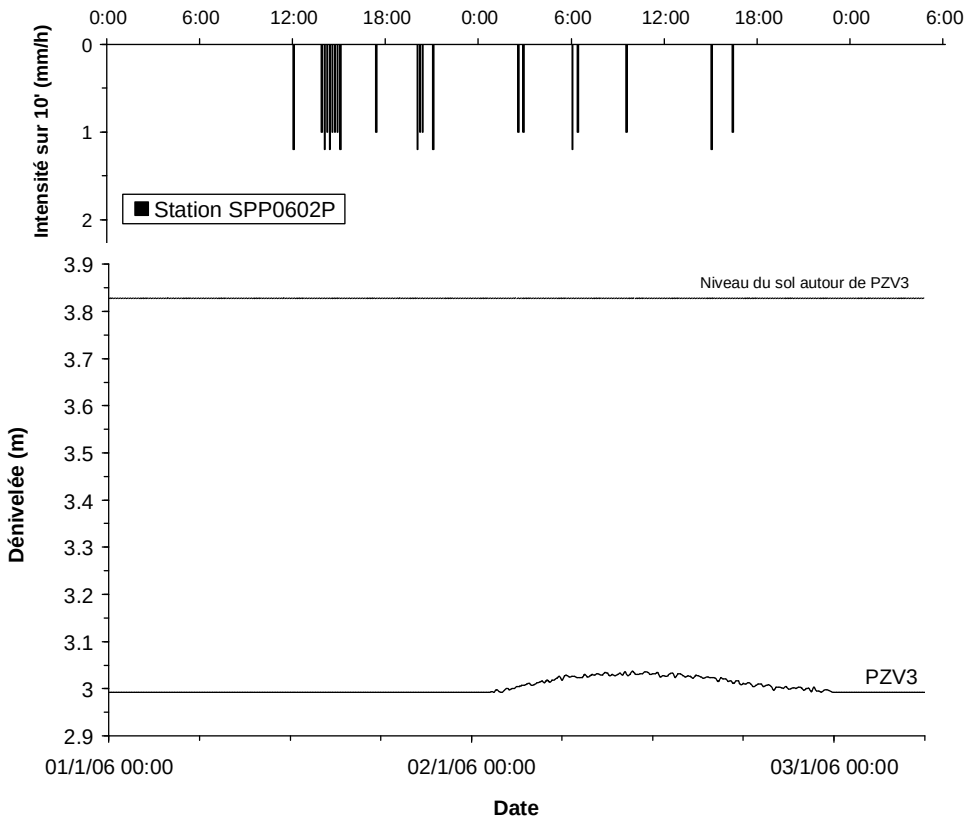


Figure 9.20 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V1 du 1ier janvier 2006
(Piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

La pluie et la piézométrie au niveau de PZV3 pour l'**événement n°V2** du 16 février 2006 sont présentées sur la figure 9.21. Une pluie totale de 14,8 mm est tombée pendant environ 47 h. Cette pluie a eu pour conséquence l'augmentation du niveau d'eau dans PZV3 qui a atteint un maximum de 6,8 cm le 16 février 2006 à 12h30. La variation du niveau d'eau dans PZV3 a duré environ 30 h. Cet événement est composé de deux parties. La première partie n'a pas engendré une augmentation du niveau piézométrique dans PZV3 par contre lors de la deuxième partie, le niveau d'eau dans PZV3 a augmenté. Nous pouvons déduire alors que la première partie de l'événement a servi plutôt à saturer le sol. De même que l'événement n°V1, nous n'avons pas de mesure de débit pour l'événement n°V2.

L'**événement n°V3** du 19 février 2006 (avec une lame d'eau de 21,8 mm) qui fait suite au précédent, a engendré une élévation du niveau piézométrique dans PZV3 (figure 9.22). Cet événement est composé de deux parties. Une première partie (13,8 mm pendant environ 7 h) a engendré une augmentation du niveau d'eau dans PZV3 de 11,1 cm. Ensuite une deuxième pluie (8 mm) tombe pendant moins de 5 h engendrant une nouvelle augmentation du niveau piézométrique dans PZV3 mais légèrement moins importante que la première (10,3 cm).

Nous disposons pour cet événement de mesures de débit. Ce dernier a atteint une valeur maximale de 27,4 l/s (le 20 février 2006 à 12h00). Nous constatons qu'il y a un décalage entre le niveau piézométrique maximal dans PZV3 et le débit maximal dans le ruisseau. Ce décalage est d'environ 22 h et 13h30 respectivement pour la première et la deuxième partie de l'événement.

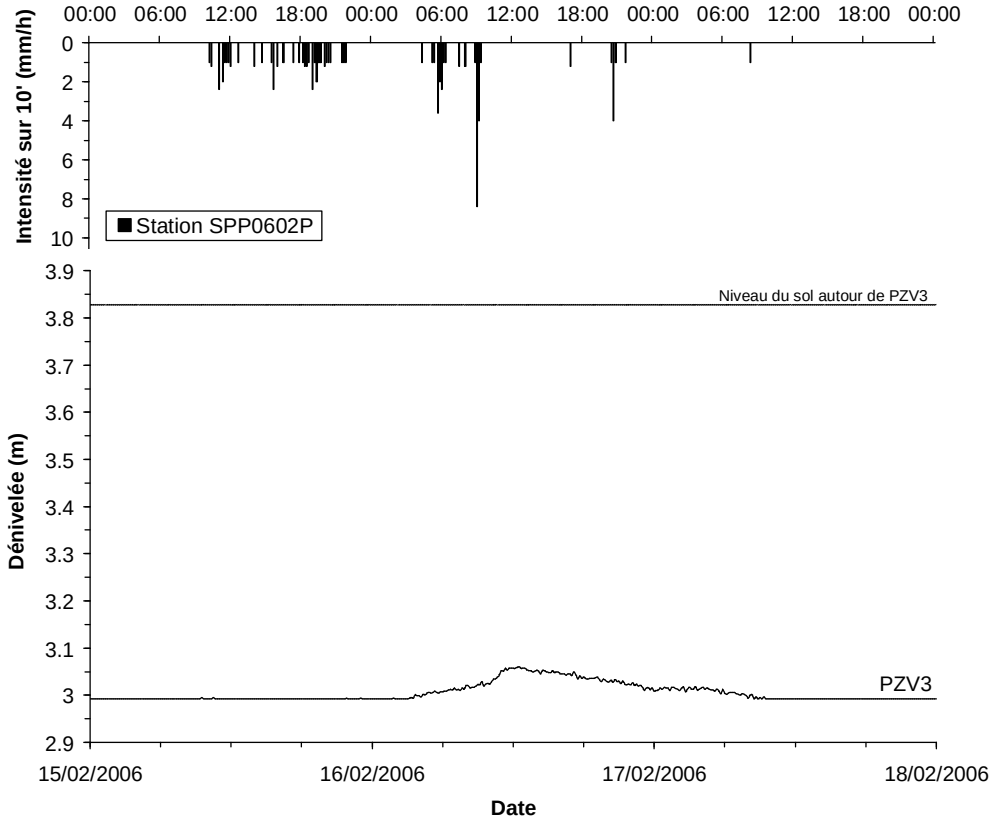


Figure 9.21 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V2 du 16 février 2006
(Piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

Il semble aussi, d'après ces résultats, que le niveau piézométrique dans PZV3 est lié à l'intensité de la pluie. En effet, contrairement aux deux premiers événements (V1 et V2), le niveau d'eau dans PZV3 a augmenté plus rapidement lors de l'événement n°V3. Le temps qui sépare l'intensité maximale de la première partie de l'événement et le niveau piézométrique maximal dans PZV3 est d'environ 2h30. De plus, le niveau d'eau dans PZV3 monte légèrement plus haut lors de la première partie de l'événement. Ceci peut être dû à l'effet de l'humidité du sol qui est plus élevée dans le second cas.

Ces résultats laissent supposer qu'il y a une zone saturée qui se développe autour de PZV3 lorsque les conditions initiales le permettent (sol mouillé).

La figure 9.23 présente un zoom sur la période allant du 20 mars 2006 au 15 mai 2006 où trois événements ont engendré une élévation du niveau piézométrique dans PZV3. Remarquons que d'autres événements de pluie ont eu lieu au mois d'avril et de mai 2006 mais sans conséquence sur le niveau piézométrique dans PZV3 même lors d'événements de fortes intensités (c'est le cas par exemple de l'événement du 13 mai 2006 avec une intensité maximale de 23 mm/h). Ceci est dû probablement à la teneur en eau initiale qui n'est pas suffisante durant cette période et donc l'eau de la pluie s'infiltre sans arriver à la saturation. Analysons maintenant les 3 événements qui ont provoqué une élévation du niveau piézométrique dans PZV3.

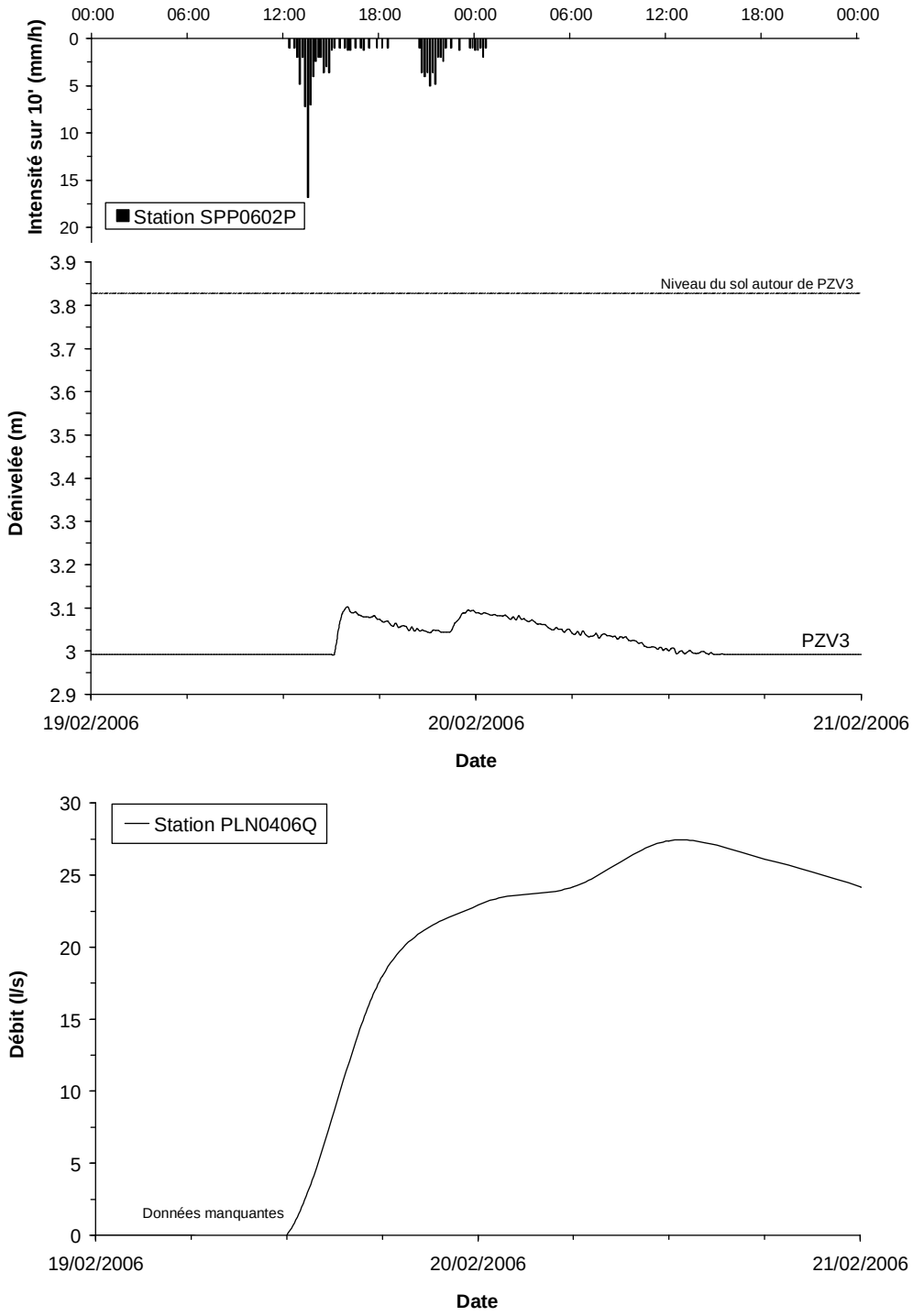


Figure 9.22 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V3 du 19 février 2006
(Débits au pas de temps de 6 heures et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

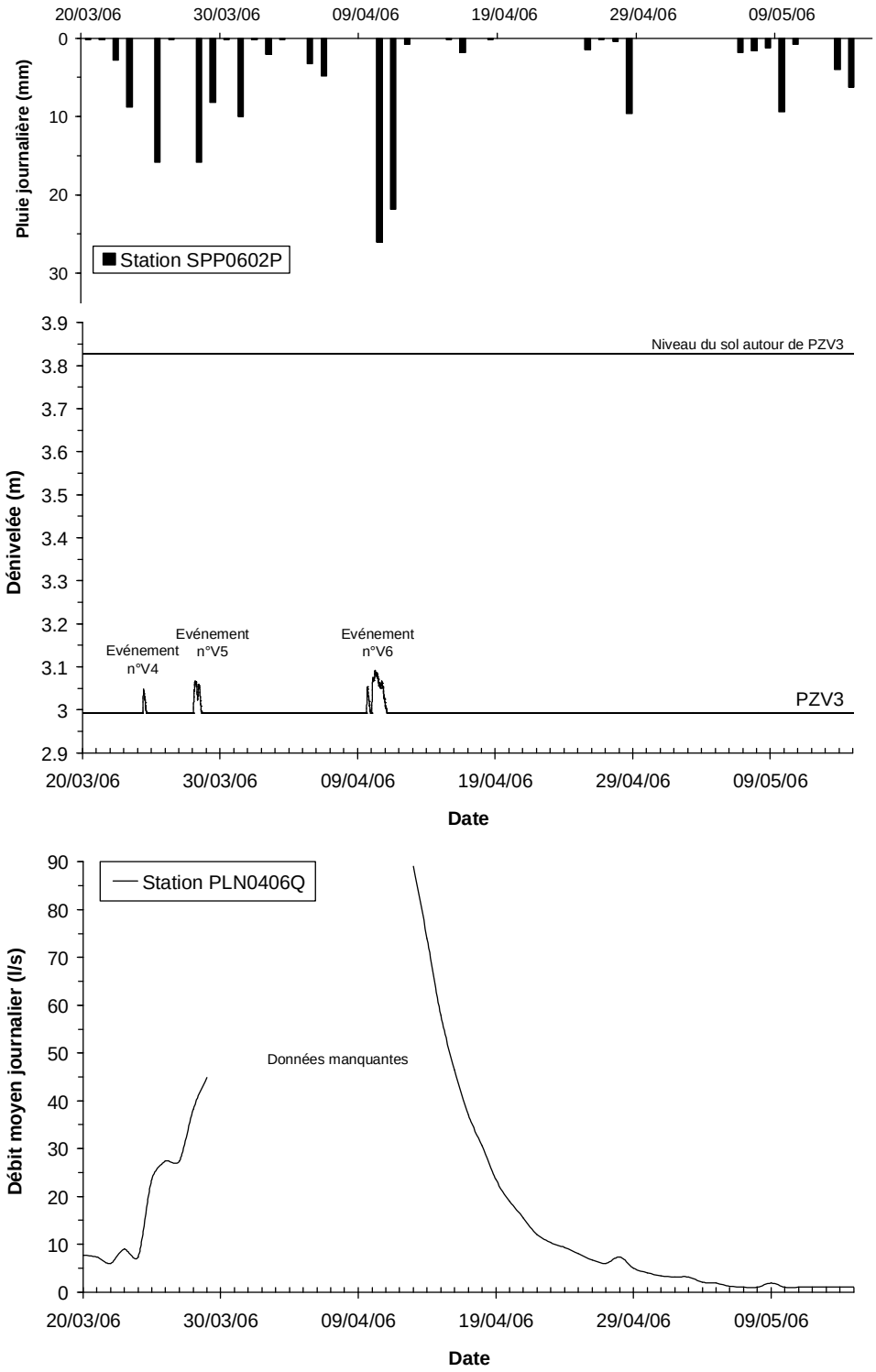


Figure 9.23 : Chronique des mesures de la pluie, du débit et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy (période du 15/03/2005 au 15/05/2006)
(Pluies et débits au pas de temps journalier, piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

Les résultats relatifs à l'**événement n°V4** du 24 mars 2006 sont présentés sur la figure 9.24. Une pluie totale de 15,8 mm tombée pendant environ 17 h a provoqué une élévation du niveau piézométrique dans PZV3. Cette variation du niveau a atteint un maximum de 5,7 cm le 24 mars 2006 à 11h00. Ainsi, le temps qui sépare l'intensité maximale et le niveau piézométrique maximum est d'environ 6 h pour cet événement. Nous retrouvons toujours le décalage entre la pluie et la réponse au niveau du PZV3. Au début de l'événement, l'eau de la pluie humidifie le sol. Lorsque le niveau de saturation est atteint, une zone saturée se développe autour de PZV3. Cette dernière disparaît peu de temps après l'événement.

Le débit dans le ruisseau avant l'événement était de 7,3 l/s (le 24 mars 2006 à 00h00). Il a augmenté et a atteint un maximum instantanée d'environ 30,6 l/s le 25 mars 2006 à 14h51 (figure 9.23). Ce débit maximal est atteint environ 27 h après avoir atteint le niveau piézométrique maximal dans PZV3.

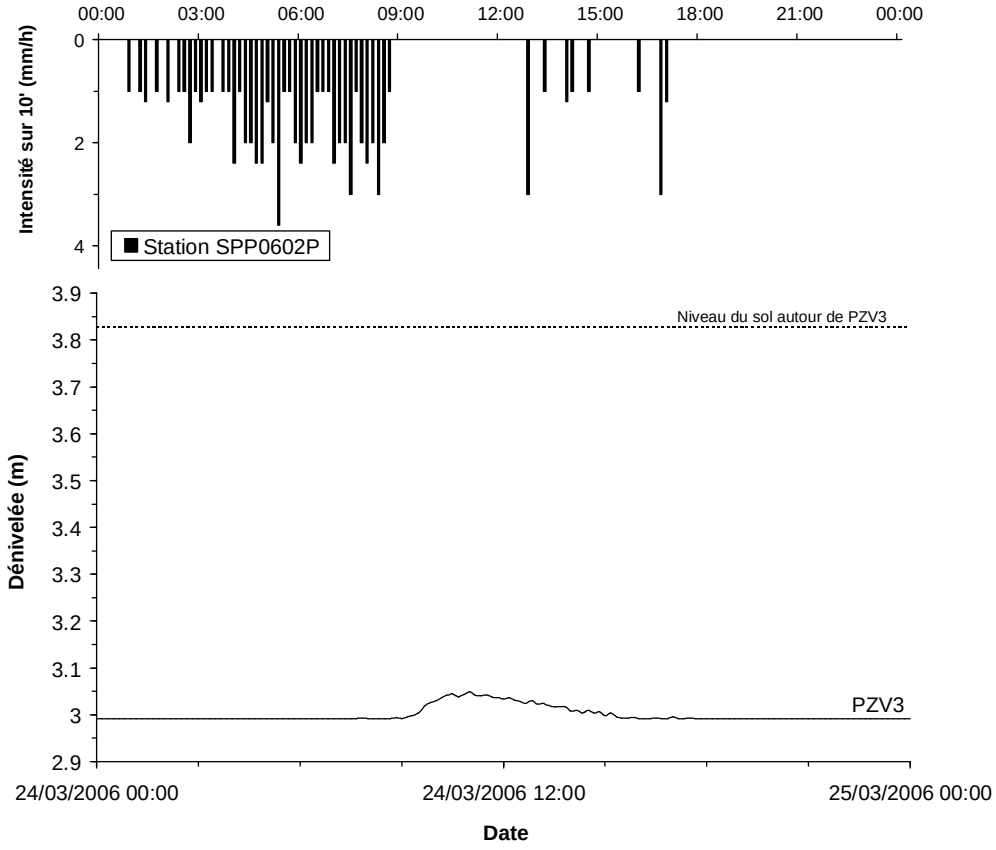


Figure 9.24 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V4 du 24 mars 2006
(Piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

L'**événement n°V5** des 27-28 mars 2006 (figure 9.25), avec une pluie totale de 23,8 mm (pendant environ 19 h) a eu pour conséquence l'augmentation du niveau piézométrique dans PZV3 qui a atteint un maximum d'environ 7,5 cm le 28 mars 2006 à 04h40. Le débit instantané dans le ruisseau avant l'événement était de 28 l/s (le 27 mars 2006 à 15h00). Il a augmenté et a atteint un maximum d'environ 47,3 l/s le 28 mars 2006 à 20h00 (figure 9.23). Ce débit maximal est atteint environ 15 h après avoir atteint le niveau piézométrique maximal dans PZV3.

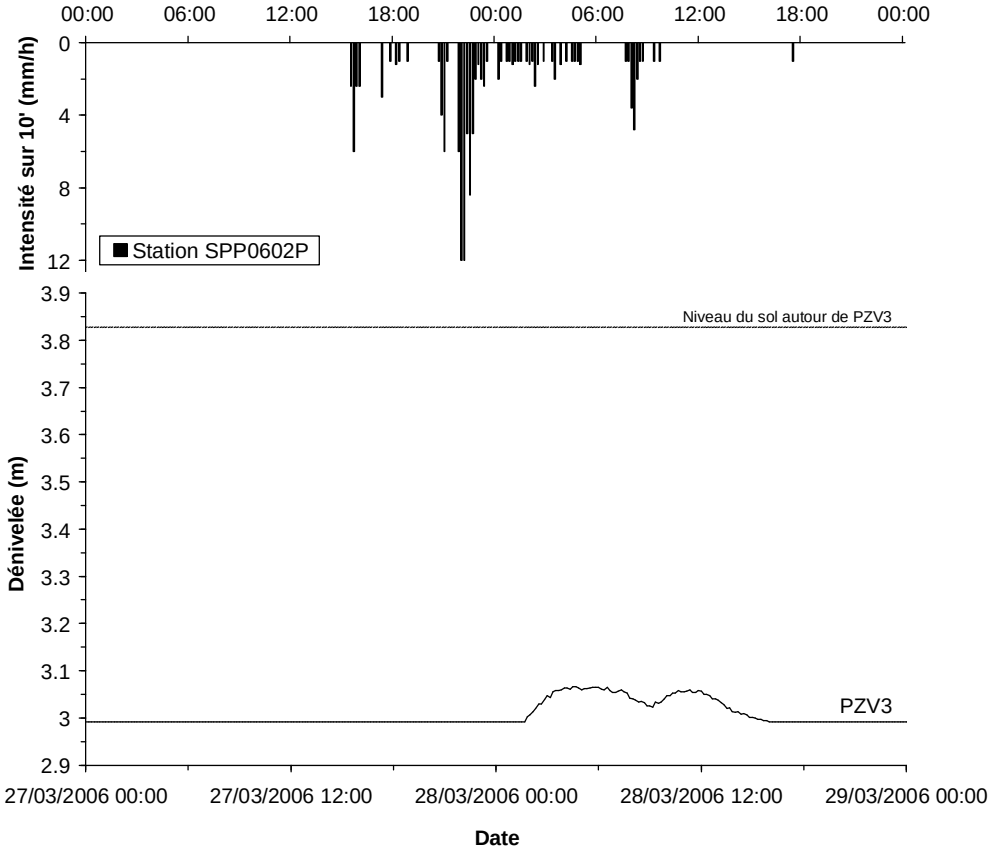


Figure 9.25 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V5 des 27-28 mars 2006
(Piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

En examinant la courbe d'évolution du niveau piézométrique dans PZV3, nous constatons que nous avons deux pics. En effet, l'événement n°V5 peut être divisé en deux parties : une première partie avec une pluie totale de 20,8 mm et une deuxième partie caractérisée par une pluie totale de 3 mm. Cette dernière a provoqué une augmentation du niveau piézométrique dans PZV3 malgré sa faible intensité. Ceci est logique dans la mesure où le sol est déjà saturé du fait de l'infiltration de la première pluie.

La pluie et la piézométrie pour l'**événement n°V6** des 9-10-11 avril 2006 sont présentées sur la figure 9.26. Une lame d'eau totale de 48,6 mm est tombée pendant environ 50 h. Cet événement est composé de trois parties. Une première partie, survenue le 9 avril 2006, caractérisée par une pluie totale de 20,8 mm pendant environ 8 h. Une deuxième partie, tombée dans la nuit du 9 au 10 avril 2006, avec une pluie totale de 15 mm pendant environ 9 h. Enfin, une troisième partie avec une pluie totale de 12 mm pendant environ 13 h.

La première partie a engendré une augmentation du niveau piézométrique dans PZV3 qui a atteint un maximum d'environ 6 cm le 9 avril 2006 à 17h10. Le décalage entre l'intensité maximale et le niveau piézométrique maximal dans PZV3 est d'environ 3 h. La réponse du PZV3 à cet événement a duré environ 7h30 au total.

La deuxième partie a provoqué une nouvelle augmentation du niveau piézométrique dans PZV3. Cette augmentation s'est produite rapidement indiquant que le sol n'était pas loin de son degré de saturation.

Enfin, la troisième partie, malgré sa faible intensité, a engendré une légère augmentation du niveau piézométrique dans PZV3.

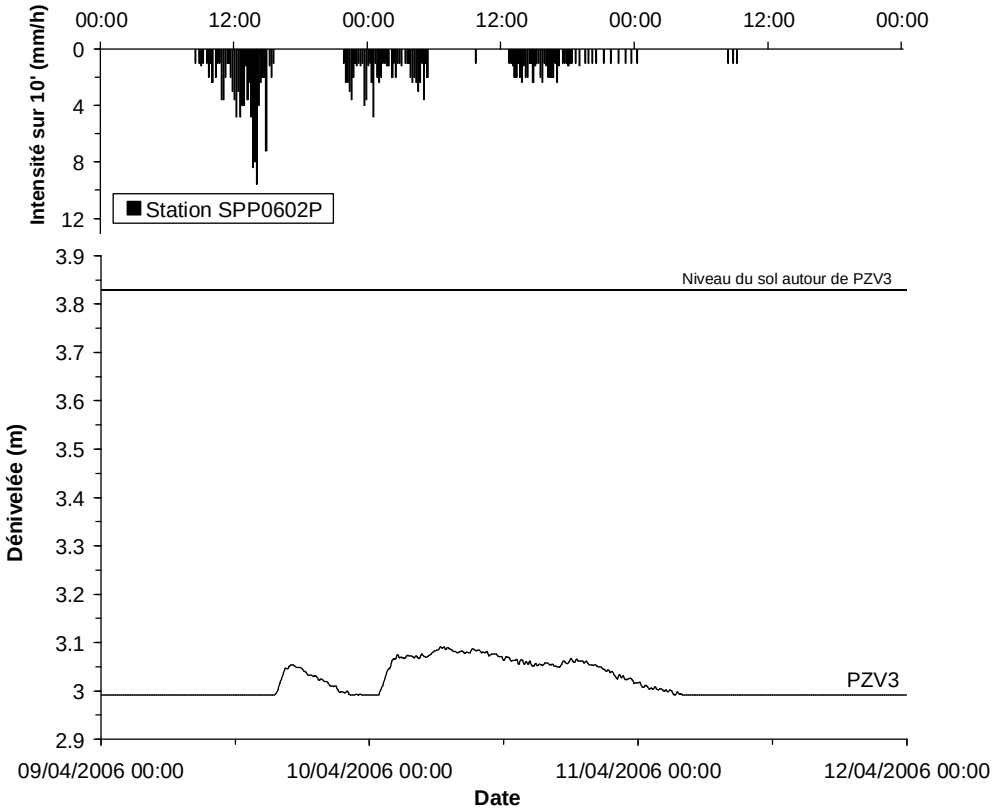


Figure 9.26 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V6 des 9-10-11 avril 2006
(Piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

La pluie et la piézométrie de l'**événement n°V7** des 5-6-7 juillet 2006 sont présentées sur la figure 9.27. Une série de pluies orageuses avec de fortes intensités a provoqué l'augmentation du niveau d'eau dans le piézomètre PZV3. Cet événement est composé de quatre parties :

- Une première partie, survenue le 5 juillet à 14h45, avec une pluie totale de 6,8 mm qui a duré environ 3 h. Cette pluie a engendré une légère augmentation du niveau piézométrique dans PZV3 qui a atteint un maximum d'environ 0,6 cm le 5 juillet 2006 à 17h10.
- Une deuxième partie, tombée dans la nuit du 5 au 6 juillet 2006, avec une pluie totale de 28,8 mm pendant environ 14 h. Le niveau piézométrique dans PZV3 a augmenté suite à cet événement et a atteint un maximum de 13,4 cm le 6 juillet à 2h30. Il a retrouvé son niveau initial le 06 juillet à 9h50, c'est à dire environ 2 heure après la fin de la pluie.
- Dans l'après-midi du 6 juillet 2006, une troisième pluie est tombée avec une lame d'eau totale de 15,4 mm. Le niveau piézométrique dans PZV3 a de nouveau augmenté et a atteint un maximum de 7,8 cm le 6 juillet 2006 à 22h00.
- Enfin, une dernière pluie, survenue le 7 juillet 2006, tombe pendant moins de 6 h avec une lame d'eau totale de 2,6 mm a provoqué une augmentation du niveau piézométrique dans PZV3. Cette augmentation a atteint un maximum de 2,8 cm le 7 juillet à 20h00. Le niveau piézométrique retrouve son niveau initial le 8 juillet 2006 à 00h20.

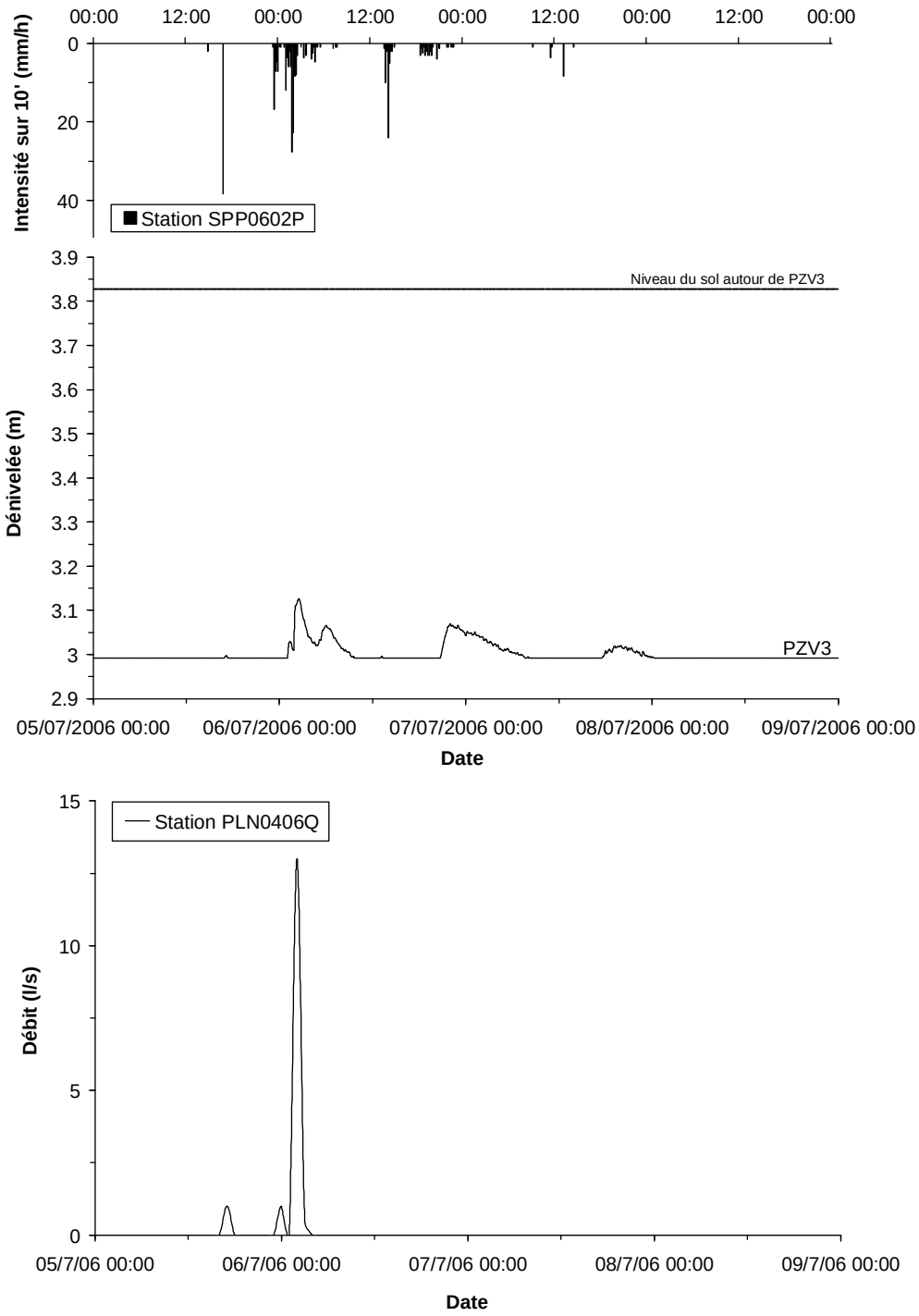


Figure 9.27 : Chronique des mesures de la pluie et de la piézométrie au niveau du versant du Verdy pour l'événement n°V7 des 5-6-7 juillet 2006
(Débits au pas de temps horaire et piézométrie au pas de temps de 10 minutes)

D'après ces résultats, quelques hypothèses peuvent être émises quant à la dynamique des apports à l'occasion des crues au niveau du versant du Verdy. En effet, deux hypothèses peuvent expliquer l'absence de variation du niveau piézométrique dans PZV1 et PZV5 :

- Les piézomètres sont colmatés : cette hypothèse a été écartée suite à des "slug tests" (James et Butler, 1998) qui ont été effectués, le 13 juillet 2006 au niveau des trois piézomètres profonds de chaque versant et qui ont montré que ces derniers ne sont pas bouchés et fonctionnent correctement. Les résultats de ces "slug-tests" sont reportés en annexe II ;
- Il existe de petites nappes isolées (par exemple : PZV3) qui réagissent. Les piézomètres PZV1 et PZV5 n'atteignent pas de telles nappes.

L'absence de variation du niveau piézométrique dans le piézomètre PZV1 peut être expliquée par le fait que ce piézomètre est situé en tête du versant avec une pente assez forte. Cette dernière peut favoriser plutôt un drainage rapide de l'eau dans le sol sans formation réelle de zone saturée. Quant au piézomètre PZV5, nous pouvons supposer qu'il est situé dans une zone qui n'a pas de connexion directe avec le ruisseau.

Pour résumer, nous pouvons dire qu'il existe sur ce versant des petites nappes localisées à faible profondeur qui peuvent réagir à l'occasion de périodes pluvieuses de longue durée. La montée de l'eau s'observe plusieurs heures après la pluie. Elle est associée à une augmentation du débit dans la rivière et elle précède cette augmentation en général (sauf pour l'épisode du mois de juillet). Analysons maintenant, les observations au niveau du versant du Mercier.

9.3 Conclusion

En comparant les réactions des piézomètres profonds du Verdy par rapport à celles des piézomètres profonds du Mercier, nous constatons que le niveau piézométrique descend, après un événement pluvieux, plus rapidement au niveau du Verdy qu'au niveau du Mercier. Ceci peut témoigner d'une forte perméabilité dans le versant du Verdy. Cette hypothèse a été vérifiée à travers des "slug tests" que nous avons effectués sur l'ensemble des piézomètres profonds du Mercier et du Verdy et dont les résultats sont exposés en annexe II.

Il y a aussi le facteur pente qui intervient. Rappelons que le versant du Verdy a une pente d'environ 32 % alors que sur le versant du Mercier, la pente est d'environ 13 %. Ainsi, le drainage semble être plus rapide sur le versant du Verdy que sur celui du Mercier.

A travers ces observations au niveau des deux versants, nous retrouvons le fonctionnement souterrain de ces deux sous-bassins. Des zones saturées contributives peuvent se développer lors des événements pluvieux. Ainsi, nous supposons que le niveau de nappe a atteint la surface du sol bien que ceci n'a pas été observé au niveau de nos piézomètres.

Nous retrouvons également ce que nous avons déjà observé dans la première partie du chapitre 7 (cf. paragraphe 7.2). C'est à dire qu'au niveau du sous-bassin du Mercier, nous avons des mois réservés au stockage et des mois dédiés au ruissellement.

Sur la base de ces constatations, il est utile de s'interroger, à ce stade, sur notre démarche adoptée pour l'analyse comparative des crues (cf. paragraphe 7.3). En effet, pour mener cette analyse, nous avons fixé un seuil de 10 mm pour séparer les événements et étudier leurs caractéristiques à travers quatre variables caractérisant le gonflement de leurs hydrogrammes de crue. Il aurait peut être fallu séparer les événements sur la base de deux saisons. Une première

saison allant du mois d'octobre au mois de novembre et une deuxième saison constituée par les autres mois. Durant la première période, réservée normalement à la recharge, nous aurons des événements où la réponse de la rivière est faible. Par contre, durant la deuxième période, nous aurons des événements dominés par du ruissellement superficiel. Cette hypothèse n'a pas été vérifiée, faute de temps, dans le cadre de ce travail.

En ce qui concerne le fonctionnement hydrologique des sous-bassins versants étudiés, nous pouvons dire que :

- Pour les faibles crues sur sol sec (par exemple : crues du 7 avril 2005 et du 18 mai 2006), les analyses géochimiques ont montré que nous avons un écoulement majoritairement hortonien.
- Pour des crues plus importantes et sur sol humide (par exemple : l'événement n°M4 des 9-11 avril 2006), les piézomètres montrent que les eaux souterraines réagissent fortement. Ceci témoigne d'une contribution certaine des eaux de nappe et/ou du sol.
- Pour les crues importantes et sur sol sec (par exemple : l'événement n°M6 des 5-7 juillet 2006), nous avons un écoulement majoritairement superficiel avec toutefois une légère réaction des eaux du sol.

----------oOo----------

CHAPITRE 10 : INTEGRATION DES NOUVELLES CONNAISSANCES DANS LA MODELISATION WISTOO

CHAPITRE 10 : INTEGRATION DES NOUVELLES CONNAISSANCES DANS LA MODELISATION WISTOO

10.1 Introduction

Nous avons vu dans le chapitre 5 qu'il était très difficile de caler les différents paramètres du modèle WISTOO compte tenu de la qualité des données d'entrée liées aux descriptions des caractéristiques physiques du bassin de l'Yzeron et essentiellement, dans notre cas, aux types de textures du sol. Les nombreux paramètres disponibles dans le modèle rendent difficile l'obtention d'une combinaison optimale des valeurs des paramètres. Il y aura toujours d'autres combinaisons des valeurs des paramètres qui sont susceptibles de donner des résultats de simulations aussi performants. Nous avons malheureusement constaté que, si une calibration des paramètres du modèle était réalisable, elle ne permettait aucunement de fournir des résultats satisfaisants en validation.

C'est pour cette raison que nous avons entrepris un travail d'investigation de terrain à plusieurs échelles dans le but d'identifier les principaux processus hydrologiques de genèse des écoulements au niveau du bassin de l'Yzeron. Ceci a constitué l'objet des chapitres 6, 7, 8 et 9. Ce travail d'investigation n'est qu'à ses débuts et il est donc utile de le poursuivre dans l'avenir. Malgré le caractère incomplet des informations qu'on a pu tirer de ces investigations, une réflexion sur l'amélioration du calage du modèle WISTOO peut être menée. Notre approche vise donc à contraindre le modèle WISTOO à l'aide des observations afin de lui éviter de dériver en s'éloignant trop de la réalité et de voir l'effet sur les simulations en changeant tel ou tel paramètre.

Nous supposons ici que les valeurs des paramètres peuvent être distribuées en cohérence avec les analyses spatiales et avec les observations physiques ou hydrologiques que nous avons faites sur le bassin et que cela devrait *a priori* améliorer les résultats de la modélisation. En parallèle, ceci peut compléter notre compréhension sur la liaison entre la valeur des paramètres et la variabilité dans le bassin.

10.2 Effet de la distribution des paramètres du sol

10.2.1 Démarche

Dans ce paragraphe, nous allons tenter d'étudier l'effet sur la modélisation de la distribution des paramètres hydrauliques du sol au niveau du bassin de l'Yzeron. Rappelons que dans le modèle WISTOO, chaque unité cartographique est représentée par trois couches (A, B et C). Chaque couche est caractérisée par quatre paramètres qui sont : l'épaisseur, la perméabilité verticale à saturation, la perméabilité horizontale à saturation et la teneur en eau à saturation. Ce sont des paramètres non mesurés et qui ont été déterminés à partir de la littérature et des profils du sol dont nous disposons (cf. chapitre 5). Les simulations effectuées au niveau du chapitre 5 ont montré qu'il était impossible de valider le modèle sur d'autres périodes que celle utilisée pour le calage. Les paramètres définis en phase de calage ne sont donc pas les bons (problème d'équifinalité).

Pour cette raison (équifinalité), nous nous proposons de simplifier la représentation spatiale des sols du bassin de l'Yzeron dans le modèle WISTOO en regroupant les 36 unités cartographiques en 3 unités seulement. Les paramètres de chaque unité seront renseignés sur la base de l'analyse spatiale et des résultats des investigations de terrain (cf. chapitres 8 et 9).

Nous proposons de tester l'effet d'une nouvelle distribution de ces paramètres du sol sur la modélisation. Cette nouvelle distribution a été inspirée de l'analyse spatiale que nous avons effectué dans le chapitre 6 et qui a montré que globalement nous avons trois combinaisons dominantes des facteurs physiographiques (pentes, profondeurs, perméabilités et occupation des sols) au niveau du bassin de l'Yzeron. En effet, nous avons l'amont du bassin qui est caractérisé par des sols superficiels et des fortes pentes et perméabilités élevées. La partie intermédiaire caractérisée par des sols moyennement profonds et des perméabilités moyennes. Enfin, nous avons la partie aval du bassin de l'Yzeron occupée principalement par des zones urbaines.

Cette nouvelle distribution des paramètres des sols a été inspirée aussi des différentes résultats des investigations de terrain qui ont été menées en parallèle sur les trois sous-bassins du Verdy, du Mercier et de la Chaudanne. Ces derniers, rappelons-le, ont été qualifiés de représentatifs en raison des combinaisons de leurs caractéristiques physiques. Ces investigations ont montré, entre autre, une certaine différence de comportement des sous-bassins. Cette différence laisse supposer qu'elle est liée à une différenciation en terme de caractéristiques physiographiques.

La figure 10.1 présente la carte des unités cartographiques du bassin de l'Yzeron regroupées en trois classes. L'unité cartographique UC102 représente la première classe. Elle couvre toute la partie amont du bassin de l'Yzeron. En terme de caractéristiques physiographiques, elle a été caractérisée au sein du modèle WISTOO par des sols moyennement profonds et perméables. A l'aval du bassin, l'unité cartographique UC7022 représente les zones urbaines. Elle a été caractérisée par des sols superficiels et peu perméables. Les autres unités cartographiques (zones en bleu claire sur la figure 10.1) ont été regroupées en une seule unité. Cette dernière représente la partie intermédiaire du bassin de l'Yzeron et a été caractérisée par des sols profonds avec une valeur de perméabilité située entre celle des zones urbaines (UC7022) et celle de l'UC102. Bien sûr, les autres informations (topographie, occupation du sol, etc.) demeurent inchangée.

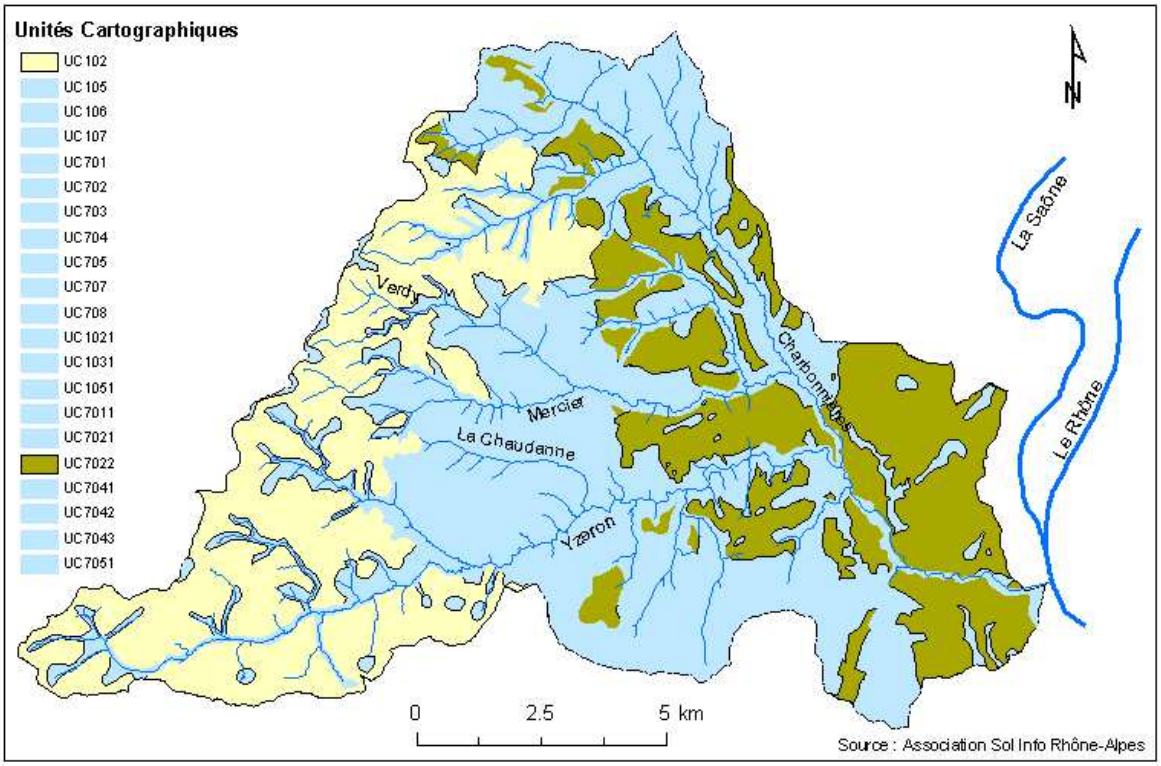


Figure 10.1 : Carte des unités cartographiques du bassin de l'Yzeron regroupées en trois classes

La configuration de la version actuelle du modèle WISTOO a fortement limité nos champs d'action pour contraindre le modèle et améliorer les simulations (par exemple : nous n'avons pas accès au code de calcul, nous n'avons pas la possibilité de tester d'autres types de découpage spatial). La seule couche accessible est celle des paramètres liés au schéma du bilan vertical en trois couches. Signalons aussi que la version actuelle du modèle WISTOO ne permet pas la décomposition de l'hydrogramme de crue selon l'origine de l'eau. Ceci est contraignant dans la mesure où n'avons pas d'idée, en simulant une crue par WISTOO, sur la part de contribution de chaque compartiment (eau de surface, eau du sol et eau de nappe) dans l'écoulement total.

Le modèle WISTOO est étudié toujours sur l'ensemble du bassin de l'Yzeron et les points de contrôle de débit sont les deux stations de Craponne et de Taffignon.

Cet essai est réalisé sur les périodes déjà utilisées dans le chapitre 5 (cf. tableaux 5.1 et 5.2). Dans une première étape, le modèle est calé sur la première période (du 06/04/1989 au 19/05/1989). Il est ensuite validé sur les 6 autres périodes.

Dans la pratique, et étant donné que nous ne pouvons pas changer la distribution spatiale des unités cartographiques au sein du modèle, notre simplification est rendue possible en affectant les mêmes valeurs des paramètres pour chaque unité cartographique appartenant à une même classe.

En procédant ainsi, il est clair que nous simplifions la réalité au sein de notre modèle. Mais à ce stade, nous nous interrogeons sur l'utilité de la distribution des paramètres des sols au sein d'un modèle hydrologique distribué quand nous n'avons pas assez de données fiables pour les renseigner. Le tableau 10.1 résume les valeurs des paramètres retenues pour chaque classe. Ces valeurs ont été obtenues après plusieurs ajustements du modèle WISTOO sur la première période (du 06/04/1989 au 19/05/1989).

Tableau 10.1 : Valeurs des paramètres retenues pour chaque classe

Classe	Couche	Paramètres			
		Epaisseur (m)	Kvs (m/s)	Khs (m/s)	θs (m^3/m^3)
Classe 1 : UC102	Couche A	0,2	$1*10^{-4}$	$1*10^{-4}$	40
	Couche B	0,5	$1*10^{-4}$	$1*10^{-4}$	40
	Couche C	0,2	$1*10^{-4}$	$1*10^{-4}$	40
Classe 2 : autres UC	Couche A	0,2	$1*10^{-4}$	$1*10^{-4}$	50
	Couche B	0,9	$1*10^{-4}$	$1*10^{-4}$	50
	Couche C	0,3	$1*10^{-4}$	$1*10^{-4}$	50
Classe 3 : UC7022	Couche A	0,2	$1*10^{-8}$	$1*10^{-8}$	20
	Couche B	0,2	$1*10^{-8}$	$1*10^{-8}$	20
	Couche C	0,2	$1*10^{-8}$	$1*10^{-8}$	20

UC : Unité Cartographique ; Kvs : Conductivité hydraulique verticale saturée ; Khs : Conductivité hydraulique horizontale saturée ; θs : Teneur en eau à saturation.

Il faut signaler que pour cet essai, les facteurs multiplicatifs des perméabilités à saturation (horizontales et verticales) du fichier **Layer_A_B_C.txt** ont été pris égaux à 1.

En examinant le tableau 9.1, nous constatons que les couches des classes 1 et 2 présentent les mêmes perméabilités malgré qu'au départ nous avons supposé que la classe 1 est plus perméable

que la classe 2. Il faut signaler que nous avons effectué d'autres simulations afin de respecter cette logique, mais les résultats n'étaient pas satisfaisants.

10.2.2 Résultats de calage

Les figures 10.2 et 10.3 montrent les débits horaires simulés (par WISTOO en phase de calage sur la première période) et observés respectivement au niveau de la station de Craponne et celle de Taffignon ainsi que la pluie enregistrée à la station de Pressin (P15). Les valeurs correspondantes des critères d'optimisation sont données par le tableau 10.2.

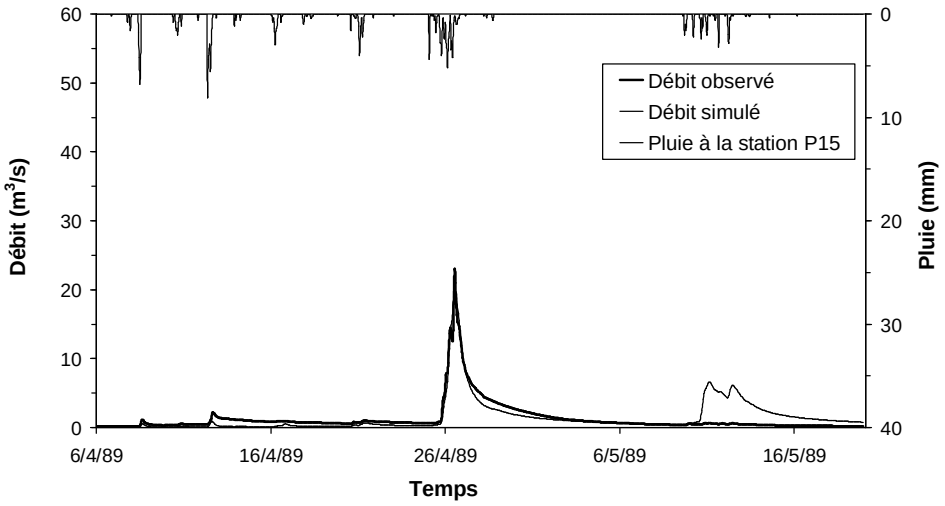


Figure 10.2 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Craponne (période du 06/04/1989 au 19/05/1989)

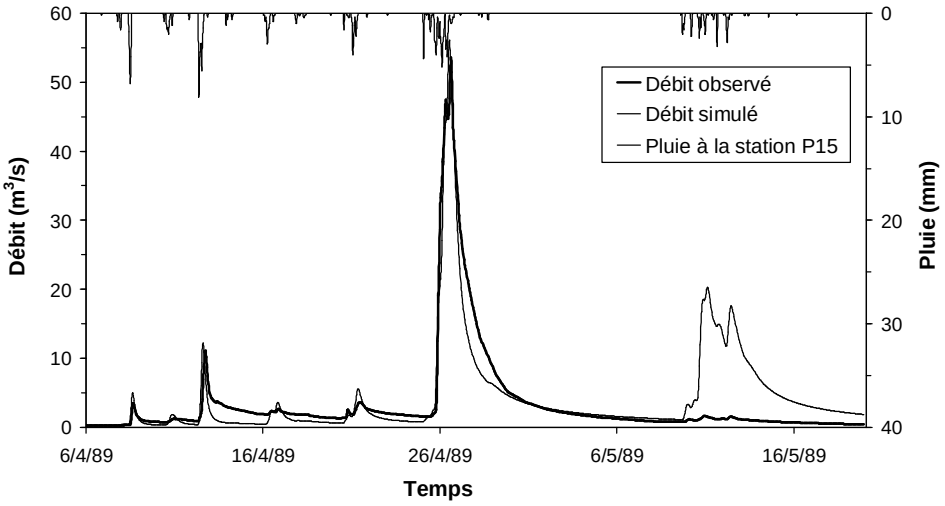


Figure 10.3 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station de Taffignon (période du 06/04/1989 au 19/05/1989)

En examinant les figures 10.2 et 10.3 et en les comparant avec celles (figures 5.7 et 5.8) du chapitre 5, nous constatons que même avec trois classes de sols, nous arrivons à caler notre modèle. La décrue est mieux reconstituée dans ce cas. Néanmoins d'autres problèmes persistent

notamment la réponse du modèle à une pluie à la fin de la période de simulation alors que réellement les débits n'ont pas augmentés.

Tableau 10.2 : Résultats de calage du modèle sur la première période

Période		Station de Craponne			Station de Taffignon		
Début	**Fin**	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)
06/04/1989 00:00	19/05/1989 23:00	0,63	1,14	-13,65	0,67	1,24	-24,07

10.2.3 Résultats de validation sur d'autres périodes

Le modèle a été validé, sans changer les paramètres des sols, sur les six autres périodes. Les hydrogrammes observé et calculé au niveau de la station de Craponne et celle de Taffignon pour chaque période sont donnés par les figures II.15 à II.20 de l'annexe II. Les valeurs correspondantes des critères d'optimisation sont données par le tableau 10.3.

Tableau 10.3 : Résultats de validation du modèle sur d'autres périodes

Période		Station de Craponne			Station de Taffignon		
Début	**Fin**	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)	R_{Nash}	R_{bilan}	EV (%)
31/10/1997 23:00	10/07/1998 13:00	-13,37	2,27	-127,40	-19,17	3,28	-227,97
15/09/1999 00:00	23/03/2000 01:00	-53,90	2,28	-128,14	-24,91	2,90	-189,59
23/03/2000 13:00	01/07/2000 08:00	-59,27	3,91	-290,69	-9,54	4,62	-361,74
12/01/2002 16:00	22/06/2002 04:00	-130,86	4,00	-299,72	-85,20	4,54	-353,55
18/08/2002 23:00	17/05/2003 01:00	-2,21	-96,64	1,97	-1,03	2,27	-127,47
24/11/2003 01:00	06/06/2004 15:00	0,64	1,27	-26,72	0,70	1,68	-67,86

En analysant les résultats de validation du modèle WISTOO sur les différentes périodes, nous constatons que les simulations ne sont toujours pas satisfaisantes. En terme de quantités d'eau, le modèle n'est pas bon : il fournit en général beaucoup trop d'eau. Il reproduit la dynamique des différentes crues mais trop violemment.

Les différentes conditions initiales et de précipitation entre les différentes périodes peuvent perturber les résultats des simulations. Le calage a été fait sur une période où la crue est importante tandis que la validation a été faite sur des périodes où les crues sont moins importantes. Ces différentes conditions ne peuvent pas être compensées avec les mêmes jeux des valeurs des paramètres.

10.2.4 Conclusion

Globalement nous observons que le regroupement des unités cartographiques en trois groupes donne des résultats à peu près semblables à ceux utilisant les 36 unités cartographiques. Cet essai montre que le calage de notre modèle est purement empirique et ne permet pas de conclure sur la

fiabilité des processus implémentés dans le modèle ni d'interpréter la signification physique des différentes valeurs des paramètres liés au schéma du bilan vertical en trois couches.

Etant donné la structure de la version actuelle du modèle WISTOO et qu'il est impossible de le valider sur d'autres périodes que celle utilisée dans le calage même en réduisant le nombre de paramètres du sol, nous proposons dans une dernière étape de ce travail de simplifier encore notre modélisation et de tester la capacité du modèle à simuler des processus hydrologiques observés sur le terrain. Ceci constitue, rappelons-le, notre objectif de départ.

10.3 Capacité du modèle à reproduire deux comportements hydrologiques différents

Durant notre période d'investigation de terrain (cf. chapitres 8 et 9), nous avons observé que le sous-bassin du Mercier peut avoir des fonctionnements hydrologiques différents suivant plusieurs facteurs et notamment son état d'humidité initiale du sol et des intensités de pluie. En effet, nous avons observé lors de l'événement n°M4 (9-11 avril 2006) un fonctionnement dominé par l'écoulement souterrain avec une décrue lente qui a duré plusieurs jours (cf. figure 9.16). Par contre, lors de l'événement n°M6 (5-7 juillet 2006), caractérisé par de fortes intensités de pluie, nous avons eu un fonctionnement dominé par l'écoulement superficiel. La réponse du sous-bassin était très rapide et n'a duré que quelques heures (cf. figure 9.18). Dans ce paragraphe, nous allons étudier la capacité du modèle WISTOO à simuler ces deux comportements hydrologiques différents.

La démarche adoptée consiste à caler le modèle sur l'événement n°M4 et essayer de le valider sur l'événement n°M6. Le calage du modèle se résume à l'ajustement des paramètres des sols du fichier **Layer_A_B_C.txt**. Les débits simulés seront comparés à ceux observés à l'exutoire du sous-bassin. Les différentes unités cartographiques présentes sur le sous-bassin du Mercier sont présentées par la figure 10.4.

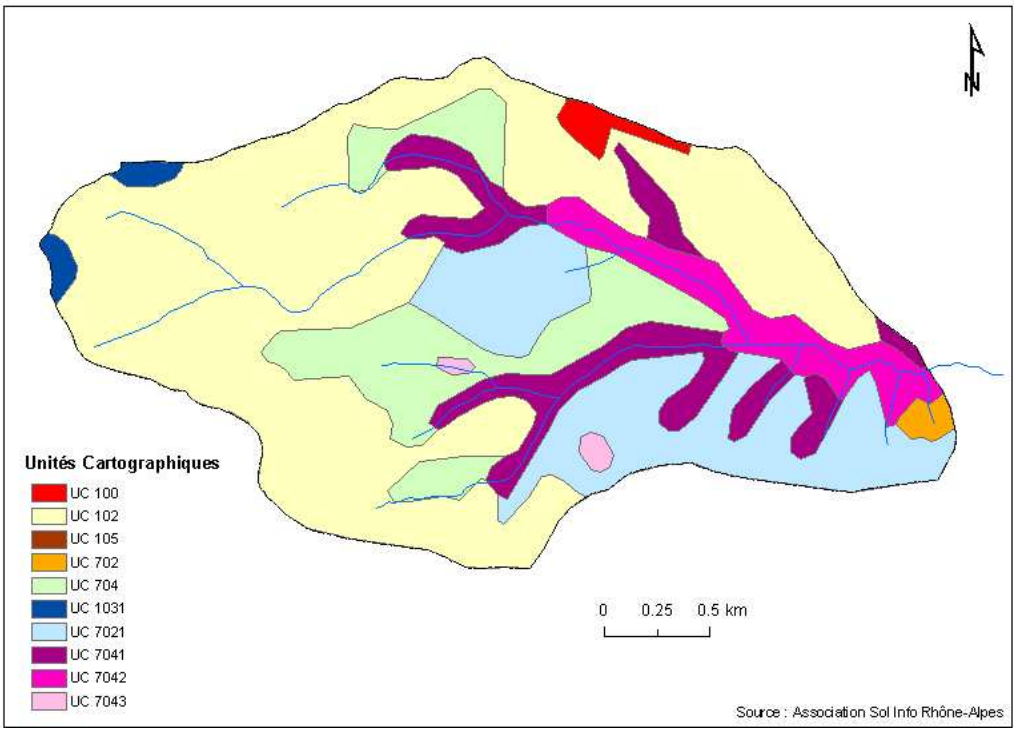


Figure 10.4 : Carte des unités cartographiques présentes dans le sous-bassin du Mercier

L'objectif est de voir si le modèle peut être calé correctement en considérant un sol homogène sur l'ensemble du sous-bassin du Mercier et s'il est capable de distinguer les deux comportements (événement n°M4 et événement n°M6).

Ainsi, pour la crue d'avril 2006, nous avons ajusté un jeu de paramètres du sol pour l'ensemble du sous-bassin du Mercier. Les valeurs des paramètres retenues sont les suivantes :

- Epaisseur des couches A, B et C : 0,2 m, 0,9 m et 0,3 m.
- Perméabilité verticale à saturation : 10^{-5} m/s pour les 3 couches (A, B et C).
- Perméabilité horizontale à saturation : 10^{-5} m/s pour les 3 couches (A, B et C).
- Teneur en eau à saturation : 27 m^3/m^3 pour les 3 couches (A, B et C).

Le résultat de calage du modèle WISTOO sur la crue d'avril 2006 au niveau du sous-bassin du Mercier est donné par la figure 10.5.

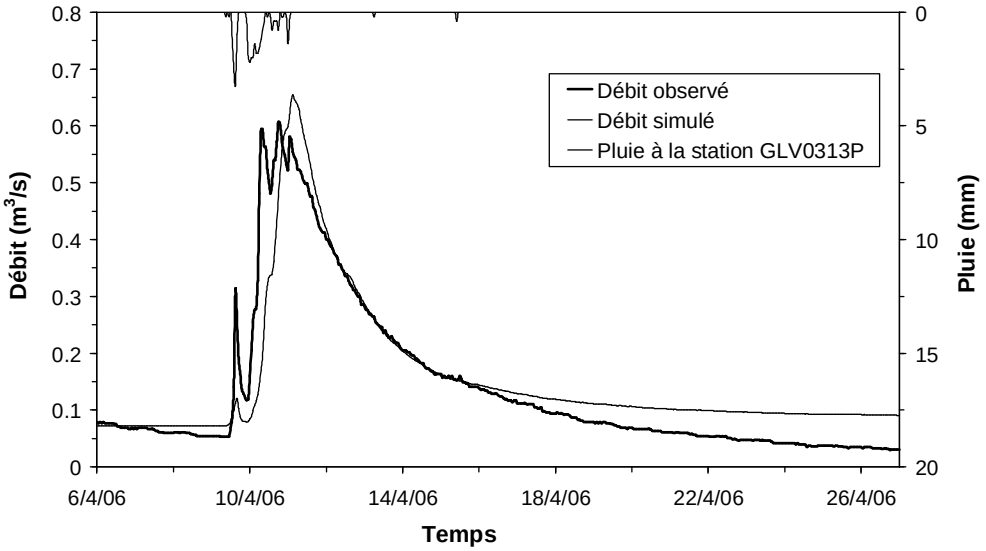


Figure 10.5 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier (période du 06/04/2006 au 27/04/2006)

Le coefficient de Nash-Sutcliffe, le critère de bilan et l'écart de volume total sont respectivement de 0,83, 1,12 et -11,91 %. Ces performances peuvent être considérées comme "correctes".

La figure 10.5 montre l'écart entre les débits observés et ceux simulés. A ce stade, nous considérons que notre modèle est calé correctement sur l'événement n°M4 car le premier pic enregistré au niveau de la station du Mercier est probablement dû à l'apport du fossé situé en rive droite et en amont de la station. Ce fossé, rappelons-le, draine quelques zones urbaines. C'est un réseau artificiel qui n'existe pas dans le modèle WISTOO. A partir du 15 avril 2006, nos observons un décalage entre le débit observé et celui simulé.

Avec ces mêmes paramètres, nous essayons de reproduire l'événement n°M6. Le résultat de validation du modèle WISTOO est donné par la figure 10.6.

Le coefficient de Nash-Sutcliffe, le critère de bilan et l'écart de volume total sont respectivement de -9,14, 3,93 et -293,32 %.

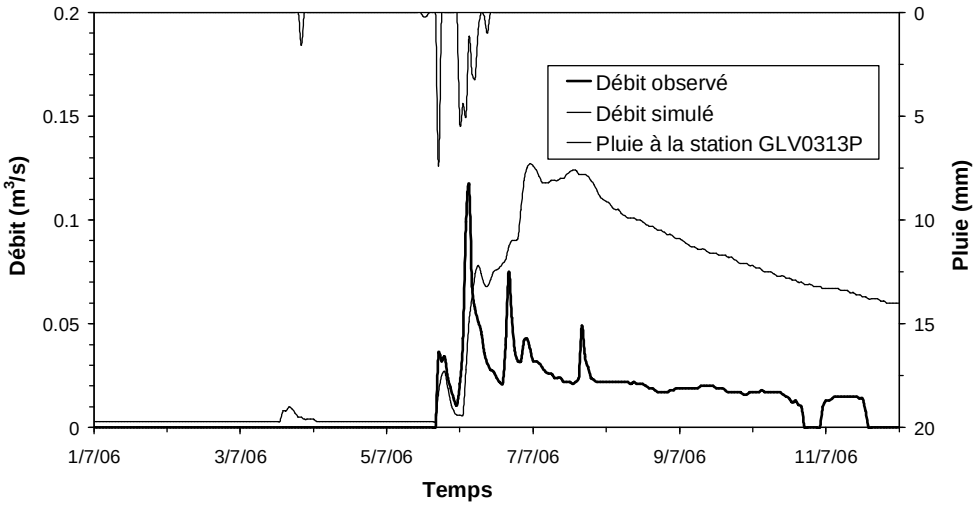


Figure 10.6 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier (période du 01/07/2006 au 12/07/2006)

En examinant la figure 10.6 nous constatons que le modèle WISTOO ne reproduit pas le comportement réellement observé lors de l'événement n°M6. Le modèle donne une réponse beaucoup plus lente et amortie que la réalité : il suppose un écoulement lent. Nous nous retrouvons dans la même situation que précédemment c'est à dire la difficulté de valider le modèle malgré un calage correct sur une autre période.

Pour tester l'éventuel effet des conditions d'humidités initiales sur la validation du modèle WISTOO, nous avons effectué la même simulation que précédemment mais avec différentes teneurs en eau à saturation. Il faut signaler que le teneur en eau est prise identique dans les 3 couches. Les résultats obtenus sont donnés par la figure 10.7. Nous constatons qu'il est toujours impossible d'obtenir des résultats de validation satisfaisants. Logiquement, lorsque la teneur en eau à saturation augmente, les débits simulés à l'exutoire du sous-bassins du Mercier diminuent.

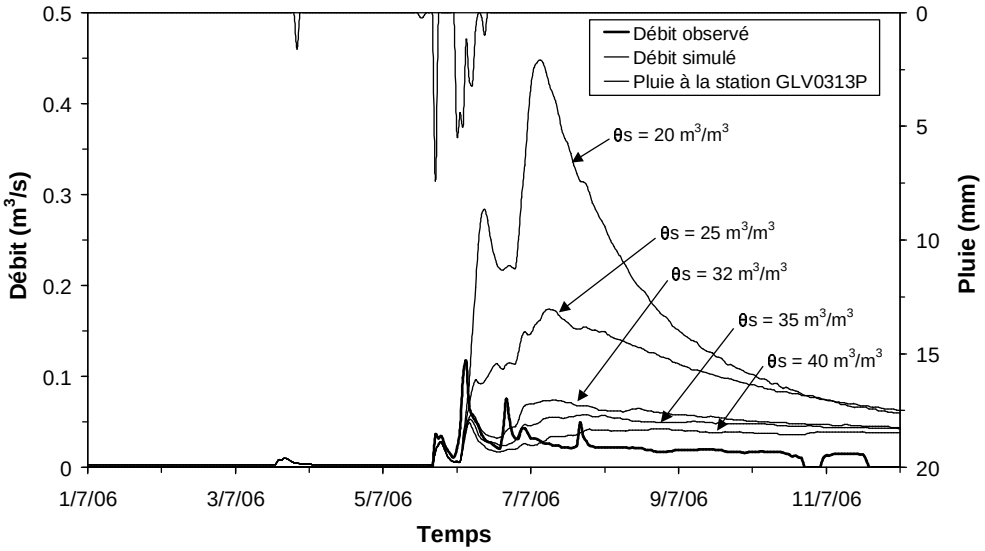


Figure 10.7 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier avec des différentes teneurs en eau à saturation (période du 01/07/2006 au 12/07/2006)

Dans une dernière étape, nous avons essayé de valider le modèle sur un événement qui présente le même fonctionnement hydrologique que celui observé lors de l'événement n°M4 et voir si le modèle reproduit bien les débits observés. Nous avons sélectionné l'événement n°M1 (cf. figure 9.13) caractérisé par une crue qui dure quelques jours et dominée par l'écoulement souterrain.

Le résultat de validation du modèle WISTOO sur l'événement n°M1, en utilisant les mêmes paramètres qui ont servis au calage, est donné par la figure 10.8.

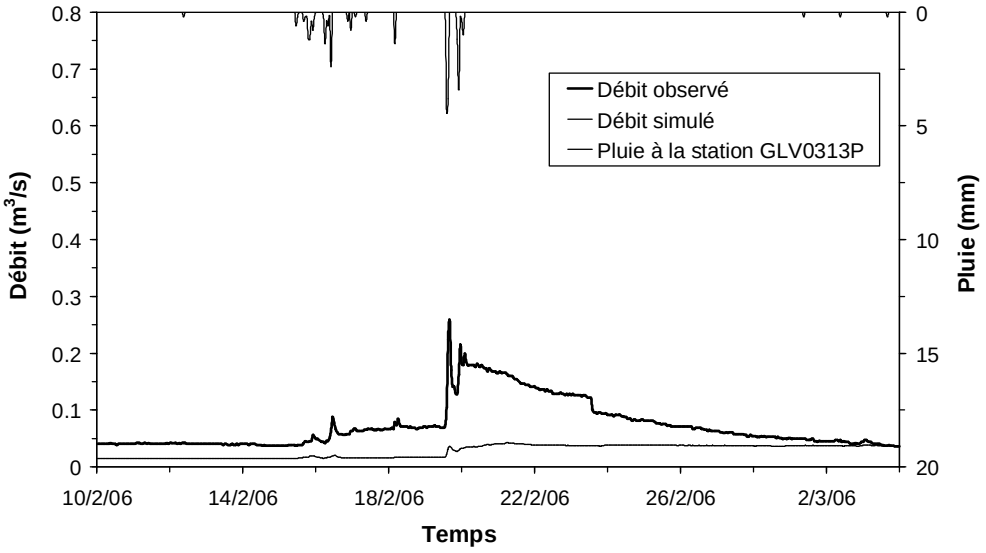


Figure 10.8 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier (période du 10/02/2006 au 04/03/2006)

Le coefficient de Nash-Sutcliffe, le critère de bilan et l'écart de volume total sont respectivement de -0,96, 0,39 et 61,34 %.

La figure 10.8 montre qu'il est toujours impossible de valider le modèle WISTOO même sur un événement dont le fonctionnement hydrologique semble être comparable à celui de l'événement qui a servi au calage.

Ce dernier résultat confirme que les conditions propres de chaque période rendent difficile l'extrapolation des différents paramètres. La difficulté de prendre en compte, au sein du modèle, l'état d'humidité initiale des sols et les différentes conditions des précipitations semble être la principale raison de l'impossibilité de valider le modèle sur d'autres périodes. Ces différentes conditions ne peuvent pas être compensées par les mêmes jeux des valeurs des paramètres. Ces dernières évoluent certainement en fonction du temps et d'espace.

Une des limites de ce modèle réside dans l'impossibilité de le caler automatiquement sur plusieurs périodes (par exemple : conditions de sol sec et de sol humide) afin de prendre des valeurs des paramètres représentatives des différentes conditions.

Nous avons effectué d'autres simulations avec différentes teneurs en eau à saturation. Les résultats obtenus sont donnés par la figure 10.9.

D'après la figure 10.9, nous pouvons dire que la diminution de la teneur en eau à saturation, améliore légèrement les débits simulés.

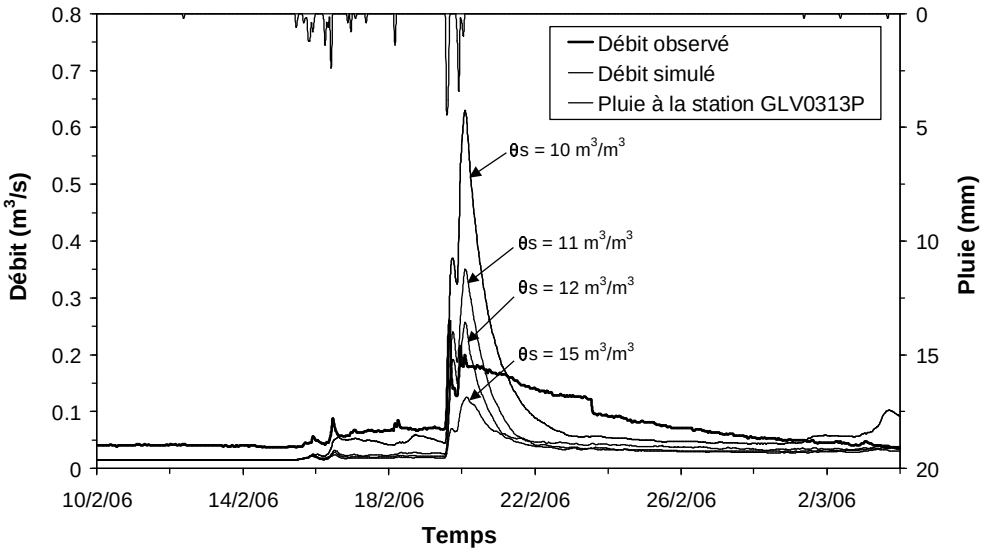


Figure 10.9 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO au niveau de la station du Mercier avec des différentes teneurs en eau à saturation (période du 10/02/2006 au 04/03/2006)

10.4 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons cherché à simplifier la modélisation effectuée au chapitre 5 en nous inspirant d'abord des résultats de l'analyse spatiale effectuée au chapitre 6 (définition de trois grandes zones : partie amont du bassin de l'Yzeron, partie intermédiaire et partie aval). Dans un second temps, nous avons tenté de tester la capacité du modèle à reproduire deux comportements hydrologiques différents (périodes sèches et humides).

Nous avons constaté que l'ajustement des paramètres est toujours faisable (problème d'équifinalité qui n'est pas encore résolu dans la démarche de la modélisation). Il est toujours possible d'obtenir d'autres jeux de paramètres qui donnent les mêmes résultats ou bien des résultats meilleurs.

Malheureusement, avec la configuration de la version actuelle du modèle WISTOO, nous n'avons pas pu tester l'effet d'autres paramètres sur la modélisation (par exemple : la taille de la maille, le type de découpage spatiale, etc.).

Pour conclure ce chapitre, nous pouvons dire que la validation du modèle WISTOO s'est avérée très difficile, voire impossible, pour les diverses raisons citées ci-dessus. Sur la base des différentes simulations effectuées, le modèle peut être considéré comme capable de reproduire une certaine dynamique des écoulements mais pas les quantités d'eau. Il faut sans doute prévoir d'utiliser un modèle plus "convivial", permettant de mieux contrôler les diverses caractéristiques des écoulements souterrains et superficiels. Avec un outil plus simple, il sera peut être possible de savoir ce que nous faisons et donc d'orienter plus précisément les investigations à faire sur le bassin lui-même.

----------oOo----------

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif principal de ce travail était de voir comment nous pouvons contraindre un modèle hydrologique distribué par les données issues de l'étude du fonctionnement hydrologique de quelques entités qualifiées de représentatives au sein du bassin versant de l'Yzeron.

A cette fin, une recherche bibliographique a été entreprise pour faire une synthèse de l'état actuel des connaissances concernant les différents processus hydrologiques qu'on peut rencontrer dans un bassin versant, des différents facteurs pouvant contrôler ces processus et des outils d'investigation mis à la disposition des hydrologues. Notre recherche bibliographique a concerné aussi, la modélisation hydrologique, la typologie des modèles hydrologiques, le calage, la validation et les incertitudes associées.

Le site d'étude choisi, en raison des données disponibles, pour mener ce travail a été le bassin versant de l'Yzeron situé à l'Ouest de Lyon. Il s'agit d'un bassin de taille moyenne (*A = 147,30 km²*) où nous rencontrons une évolution rapide et hétérogène de l'urbanisation dont les effets sur les processus hydrologiques sont loin d'être négligeables. Nous disposons sur ce bassin de plusieurs données hydrologiques (pluie, débit) mais aussi des données concernant ses caractéristiques physiographiques (altitudes, pentes, occupation du sol, types des sols, géologie).

Le modèle utilisé est le modèle hydrologique distribuée WISTOO développé à l'Université Polytechnique de Cracovie. Comme tous les modèles spatialisés, WISTOO nécessite un grand nombre de paramètres pour décrire les processus hydrologiques. Certains de ces paramètres sont fixés à partir de dires d'experts, d'autres sont retenus pour le calage.

L'application de ce modèle à l'échelle du bassin versant de l'Yzeron nous a confronté aux problèmes "classiques" de la modélisation hydrologique distribuée (variabilité des caractéristiques physiques du bassin, problème d'échelle dans les processus hydrologiques, problème de non-linéarité des processus hydrologiques, problème d'équifinalité). Le calage du modèle s'est avéré très difficile compte tenu de ces différents problèmes mais aussi compte tenu d'un manque de souplesse de ce modèle que nous ne pouvions pas contrôler.

L'étude de la variabilité hydrologique du bassin versant de l'Yzeron a été menée grâce à une combinaison de plusieurs approches (analyse spatiale, analyse pluie-débit, traçage géochimique) à différents niveaux d'échelle :

- sous-bassin du Verdy (*A = 1,54 km²*)
- sous-bassin du Mercier (*A = 6,65 km²*)
- sous-bassin de la Chaudanne (*A = 2,92 km²*)
- sous-bassin de l'Yzeron limité à la station hydrométrique de Craponne (*A = 41,88 km²*)
- bassin de l'Yzeron (*A = 147,30 km²*)

Ainsi, nous avons pu apporter quelques éléments de compréhension du fonctionnement hydrologique interne du bassin versant de l'Yzeron.

A l'échelle mensuelle, l'exploitation des chroniques pluies-débits a montré que le bassin de l'Yzeron présente un fonctionnement saisonnier composé principalement de deux périodes. Une première période, constituée par les mois d'octobre et novembre, où la reconstitution des réserves en eau est importante et une deuxième période, constituée par les mois d'hiver et de

printemps, réservée aux écoulements. Il est probable que les crues de ces deux types de périodes n'auront pas les mêmes types de fonctionnement.

L'analyse comparative des crues, basée sur quatre caractéristiques de l'hydrogramme de crue et sur quelques événements sélectionnés sur la période 1997-2004 au niveau des deux sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne, a montré quant à elle une forte similitude en terme de réponse hydrologique pour les fortes averses malgré une occupation du sol sensiblement différente. Néanmoins, une légère différence a été constatée pour les faibles averses. Cette dernière reste à confirmer en raison du faible nombre d'événements sélectionnés.

Le suivi, dans le temps, de l'évolution des niveaux piézométriques sur deux versants a confirmé le fonctionnement souterrain du bassin de l'Yzeron. Nous avons observé que des zones saturées contributives peuvent se développer suite aux événements pluvieux. Sur la base des réactions observées lors de quelques événements averse-crue nous pouvons conclure que :

- le sous-bassin du Mercier est le siège de mouvements de nappe importants davantage que ceux du Verdy : l'hydrologie de la zone centrale du bassin versant de l'Yzeron est probablement dominée par des mouvements souterrains davantage que l'amont (pentu et boisé) et que l'aval urbain.
- pour les faibles crues sur sol sec (par exemple : crues du 7 avril 2005 et du 18 mai 2006), nous avons observé un écoulement majoritairement hortonien.
- pour des crues plus importantes et sur sol humide (par exemple : l'événement n°M4 des 9-11 avril 2006), nous avons constaté que les eaux souterraines réagissent fortement. Ceci témoigne d'une contribution certaine des eaux de nappe et/ou du sol.
- pour les crues importantes et sur sol sec (par exemple : l'événement n°M6 des 5-7 juillet 2006), nous avons un écoulement majoritairement superficiel avec toutefois une légère réaction des eaux du sol.

Sur le bassin de l'Yzeron, il semble donc qu'il existe des nappes de versant. Nous n'avons pas la certitude qu'elles soient continues ni qu'elles reposent sur le socle.

Ainsi, les mécanismes de génération de crue dominants sont différents, selon les conditions antécédentes d'humidité et les caractéristiques de la pluie incidente.

L'utilisation des traceurs (oxygène 18 et conductivité électrique), et notamment le suivi en continu des signatures des eaux de surface et des eaux de pluies durant une longue période et mené en parallèle sur les trois sous-bassins (Verdy, Mercier et Chaudanne), a permis d'étudier l'évolution spatio-temporelle de l'écoulement de base et des précipitations. Une différence significative a été constaté entre les signatures à l'exutoire des trois sous-bassins. Cette différence semble être liée à l'occupation du sol.

Ces traceurs ont permis également d'étudier, à l'échelle de l'événement, la dynamique du fonctionnement hydrologique des sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne. Les crues que nous avons pu échantillonner sont toutes de petites crues, obtenues en conditions initiales sèches.

Elles reflètent toutes une présence prépondérante des eaux de pluie, donc d'écoulements superficiels. Il est probable que nous n'aurions pas eu le même résultat si nous avions pu échantillonner des crues en conditions initiales humides telles que celles du mois d'avril 2006 (événement n°M4).

Il faut signaler aussi que le traçage géochimique a été initié sur le bassin de l'Yzeron dans le cadre de ce travail. Nous avons ainsi montré l'applicabilité de la méthode. Les résultats obtenus sont très concluants. Dans ce contexte, la poursuite du traçage géochimique sur le bassin de l'Yzeron présenterait un intérêt particulier.

En ce qui concerne la modélisation hydrologique distribuée et notamment le calage et la validation du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron, nous pouvons conclure qu'une grande incertitude persiste concernant la signification réelle des propriétés physiques qu'on distribue au sein du modèle. Le gros problème qui a gêné particulièrement notre démarche de modélisation reste l'équifinalité. Il existe également une grande difficulté pour faire le lien entre les valeurs des paramètres et donc les propriétés physiques d'un bassin versant et sa réponse hydrologique. La reproduction du comportement hydrologique d'un bassin par un modèle hydrologique distribué reste un sujet de recherche de forte actualité dans le domaine de l'hydrologie.

Si nous ne devons retenir qu'un seul élément de ce travail, nous choisirions celui qui vise à montrer la nécessité des investigations de terrain. Sans celles-ci, il ne faut pas espérer simuler correctement les processus. Néanmoins, les investigations devraient être associées à un aller-retour permanent entre expérimentation et modélisation dans un but final d'améliorer la représentativité des modèles, de tester les hypothèses du fonctionnement hydrologique et redéfinir, si besoin, de nouvelles stratégie de mesures.

Pour la suite de ce travail, nous proposons quelques recommandations :

Sur le plan expérimental, des jeux de données restent à acquérir sur le dispositif expérimental mis en place, pour la détermination exacte du cheminement sub-superficiel de l'eau et la formulation théorique des processus. Il serait notamment intéressant :

- de poursuivre le traçage géochimique de plusieurs événements mené en parallèle sur les trois sous-bassins (Verdy, Mercier et Chaudanne). Ces événements doivent couvrir une plage large de conditions hydrologiques (notamment une forte crue de période humide d'hiver ou de printemps) ;
- d'utiliser des traceurs chimiques tels que : le chlorure, le calcium et la silice. Ceci permettra d'étudier le comportement hydro-chimique de ces sous-bassins et définir des sources géographiques ;
- de continuer à exploiter les mesures du réseau de piézomètres ;
- d'envisager des mesures d'humidité et tensiométrie.

Il faut signaler aussi que notre stratégie de caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol n'a pas été optimale pour étudier la variabilité des paramètres de structure à l'échelle du bassin versant. Ainsi, les données pédologiques du SIRA nécessiteraient d'être complétées par des campagnes de mesures sur le terrain afin de caractériser plus en détail la structure du sol et du sous-sol du bassin versant de l'Yzeron. Ces mesures devraient permettre également de mieux caractériser le compartiment souterrain quand il existe c'est à dire évaluer sa position dans le versant et la possible discontinuité de la nappe.

Les techniques géophysiques pourraient peut-être aider à cette investigation. Hormis leur coût, elles offrent l'avantage de garder le milieu investigué intact contrairement aux mesures classiques. Elles permettent par exemple d'avoir un état en 3D et en temps réel de l'humidité d'un versant.

Sur le plan modélisation, et à travers ce travail, nous avons montré que la modélisation hydrologique distribuée a besoin encore des investigations de terrain pour répondre à ses objectifs. Un grand travail reste à faire concernant le lien entre les processus élémentaires locaux et ceux modélisés pour mieux interpréter physiquement les paramètres du modèle.

----------oOo----------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., et al. *An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system*. Journal of Hydrology, 1986a, vol. 87, pp. 45-59.

Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., et al. . *An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system*. Journal of Hydrology, 1986b, vol. 87, pp. 61-77.

Albergel J., Moussa R. et Chahinian N. *Les processus hortoniens et leur importance dans la genèse et le développement des crues en zones semi-arides*. La Houille Blanche, 2003, n° 6, pp. 65-73.

Ambroise B. *Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : Processus et Modèles*. Séminaire du Conseil Scientifique du Département "Science du Sol" de l'INRA, 1991, (26-27/03/1991), Dijon, 34 p.

Ambroise B. *Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 - Processus et facteurs*. Revue des Sciences de l'Eau, 1998, vol. 11, n° 4, pp. 471-495.

Ambroise B. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : Processus, Facteurs, Modèles*. HGA, Bucarest, 1999, 200 p.

Ambroise B., Beven K. et Freer J. *Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity*. Water Resources Research, 1996, vol. 32, n° 7, pp. 2135-2145.

Bariac T., Millet A., Ladouche B., et al. *Stream hydrograph separation on tow small Guyanese catchments*. IAHS Publications. Tracer Technologies for Hydrological Systems, 1995, n° 229, pp. 193-209.

Beauchamp J. *Cours "l'eau et le sol"* [**en ligne**], 2005. Disponible sur : <http://www.oleiculteur.com/L'eau%20et%20le%20sol.htm> (consulté le 30.06.2005).

Beven K. *Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models*. Journal of Hydrology, 1989, vol. 105, n° 1-2, pp. 157-172.

Beven K. *Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling*. Advances in Water Resources, 1993, vol. 16, n° 1, pp. 41-51.

Beven K. et Binley A. *The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction*. Hydrological Processes, 1992, vol. 6, pp. 279-298.

Beven K. et Germann P. *Macropores and water flow in soils*. Water Resources Research, 1982, vol. 18, n° 5, pp. 1311-1325.

Beven K. J. et Kirkby M. J. *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*. Hydrological Sciences Bulletin, 1979, vol. 24, n° 1, pp. 43-69.

Beven K. J., Wood E. F. et Sivapalan M. *On hydrological heterogeneity - catchment morphology and catchment response*. Journal of Hydrology, 1988, vol. 100, n° 1-3, pp. 353-375.

Blavoux B. *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée*. Thèse d'état : Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 1978, 333 p.

Blöschl G. et Sivapalan M. *Scale issues in hydrological modelling : a review*. Hydrological Processes, 1995, vol. 9, pp. 251-290.

Bourrié G. *Acquisition de la composition chimique des eaux en climat tempéré. Application aux granites des Vosges et de la Margeride*. Thèse : Université Louis Pasteur de Strasbourg, 1978, 174 p.

Braud I., Bariac T., Vauclin M., et al. *SiSPAT-Isotope, a coupled heat, water and stable isotope (HDO and H218O) transport model for bare soil. Part II. Evaluation and sensitivity tests using two laboratory data sets*. Journal of Hydrology, 2005, vol. 309, n° 1-4, pp. 301-320.

Breil P. et Jouan H. *Simulation d'un réseau pluvial : étude d'un bassin d'orage pour la réduction des rejets de temps de pluie*. Etude technique. Cemagref Lyon, 2001, 11 p.

Buttle J. M. *Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins*. Progress in Physical Geography, 1994, vol. 18, n° 1, pp. 16-41.

Center H. E. *HEC-1, Flood Hydrograph Package - Users Manual*. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, 1981.

Chahinian N. *Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole*. Thèse : Université de Montpellier II, spécialité Sciences de la terre et de l'eau, 2004, 258 p.

Chaplot V. et Walter C. *Subsurface topography to enhance the prediction of the spatial distribution of soil wetness*. Hydrological Processes, 2003, vol. 17, n° 3, pp. 2567-2580.

Charleux-Demargne J. *Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'hydrologie : Application à la caractérisation du régime des bassins versants*. Thèse : Université de Marne-La-Vallée, Paris, spécialité Sciences de l'Information Géographique, 2001, 257 p.

Chocat B. *Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement*. Paris : Lavoisier TEC&DOC, 1997, 1124 p.

Christophersen N., Neal C., Hooper R. P., et al. . *Modelling stream water chemistry as a mixture of soil water end-members - A step towards second-generation acidification models*. Journal of Hydrology, 1990, vol. 116, n° 1-4, pp. 307-320.

Craig A. *Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters*. Science, 1961, vol. 133, n° 346, pp. 1833-1834.

Crouzet E., Hubert P., Olive P., et al. *Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface : Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement*. Journal of Hydrology, 1970, vol. 11, pp. 217-229.

DeWalle D. R., Swistock B. R. et Sharpe W. E. *Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment*. Journal of Hydrology, 1988, vol. 104, n° 1-4, pp. 301-310.

DIREN. [**en ligne**], 2005. Disponible sur : <http://www.environnement.gouv.fr/rhone-alpes/> (consulté le 20.06.2005).

Duan Q. Y., Sorooshian S. et Gupta H. *Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models*. Water Resources Research, 1992, vol. 28, n° 4, pp. 1015-1031.

Dunne T. Field studies of hillslope flow processes. In : Hillslope hydrology. Kirkby, M.J. New York, Wiley, 1978, pp. 227-293.

Dunne T. *Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff*. Journal of Hydrology, 1983, vol. 65, n° 1-3, pp. 25-48.

Dunne T. et Black R. D. *Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed*. Water Resources Research, 1970a, vol. 6, n° 5, pp. 1296-1311.

Dunne T. et Black R. D. *An experimental investigation of runoff production in permeable soils*. Water Resources Research, 1970b, vol. 6, n° 2, pp. 478-490.

Dunne T., Zhang W. et Aubry B. F. *Effects of rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff*. Water Resources Research, 1991, vol. 27, n° 9, pp. 2271-2285.

Dijatno E. et Michel C. *Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres*. La Houille Blanche, 1989, vol. 2, pp. 113-122.

Elsenbeer H. et Lack A. *Hydrometric and hydrochemical evidence for fast flowpaths at La Cuenca, Western Amazonian*. Journal of Hydrology, 1996, vol. 180, n° 1-4, pp. 237-250.

Epstein S. et Mayeda T. *Variation of O^{18} content of waters from natural sources*. Geochemical et Cosmochemical Acta, 1953, vol. 4, pp. 213-224.

Eshleman K. N., Pollard J. S. et O'Brien A. K. *Determination of contributing areas for saturation overland flow from chemical hydrograph separation*. Water Resources Research, 1993, vol. 29, n° 10, pp. 3577-3587.

Flügel W. A. *Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany*. Hydrological Processes, 1995, vol. 9, pp. 423-436.

Flügel W. A. *Combining GIS with regional hydrological modeling using hydrological response units (HRUs) : An application from Germany*. Mathematics and Computers in Simulation, 1997, vol. 43, n° 3-6, pp. 297-304.

Fortin J. P., Moussa R., Bocquillon C., et al. *Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique*. Revue des Sciences de l'Eau, 1995, vol. 8, n° 1, pp. 97-124.

Franchini M., Wendling J., Obled C., et al. *Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL*. Journal of Hydrology, 1996, vol. 175, n° 1-4, pp. 293-338.

Freer J. E., McMillan H., McDonald D. J., et al. *Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy based rule based performance measures*. Journal of Hydrology, 2004, vol. 291, n° 3-4, pp. 254-277.

Frère B. *Utilisation de traceurs géochimiques pour l'étude de la dynamique hydrologique dans le bassin versant de l'Yzeron (69)*. Rapport de Master 2, sciences de l'univers, environnement, écologie, parcours hydrologie-hydrogéologie, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 2005, 51 p.

Friedman I., O'Neil J. et Cebula G. *Two new carbonate stable isotope standards*. Geostandards Newslatter, 1982, vol. 6, n° 1, pp. 11-12.

Fritsch J. M. *Les effets de défrichement de la forêt Amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie des petits bassins versants*. Thèse : Université de Montpellier, 1990, 375 p.

Fritz P. J., Cherry A., Weyer K. U., et al. Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. In : Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. IAEA, Vienna, Austria, 1976, pp. 111-130.

Galéa G. et Prudhomme C. *Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens des modèles QDF*. Revue des Sciences de l'Eau, 1997, vol. 10, n° 1, pp. 83-101.

Grayson R. B. et Blöschl G. Spatial modelling of catchment dynamics. In : Spatial patterns in catchment hydrology : observation and modelling. Grayson, R. and Blöschl, G. (eds), Cambridge University Press, UK., 2000, pp. 51-81.

Grayson R. B., Blöschl G. et Moore I. D. Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data : Thales and Tapes-C. In : V.P. Singh, (ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Baton Rouge, Louisiana, USA, 1995, pp. 669-695.

Grayson R. B., Blöschl G., Western A. W., et al. *Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response*. Advances in Water Resources, 2002, vol. 25, n° 8-12, pp. 1313-1334.

Green W. H. et Ampt C. A. *Studies on soil physics. Part I. The flow of air and water through soils*. Journal of Agricultural Sciences, 1911, vol. 4, pp. 1-24.

Grésillon J. M. et Taha A. *Les zones saturées contributives en climat méditerranéen : condition d'apparition et influence sur les crues*. Hydrological Sciences Journal, 1998, vol. 43, n° 2, pp. 267-282.

Gottschalk L., Beldring S., Engeland K., et al. *Regional/macroscale hydrological modelling : a Scandinavian experience*. Hydrological Sciences Journal, 2001, vol. 46, n° 6, pp. 963-982.

Güntner A., Uhlenbrook S., Seibert J., et al. M*ulti-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment*. Hydrological Processes, 1999, vol. 13, n° 11, pp. 1603-1620.

Helmschrot J. et Flügel W. A. *Land use characterisation and change detection analysis for hydrological model parameterisation of large scale afforested areas using remote sensing*. Physics and Chemistry of the Earth, 2002, vol. 27, n° 9-10, pp. 711-718.

Heppell C. M., Burt T. P. et Williams R. J. The Use of Tracers to Aid the Understanding of Herbicide Leaching in Clay Soils. In : Ian D. L. Foster (Editor), Tracers in Geomorphology, 2000, pp. 123-126.

Hewlett J. D. et Hibbert A. R. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid area*. International Symposium on Forest Hydrology, 1967, Pergamon, Oxford, pp. 275-290.

Higy C. et Musy A. *Digital terrain analysis of the Haute-Mentue catchment and scale effect for hydrological modeling with TOPMODEL*. Hydrology and Earth System Sciences, 2000, vol. 4, n° 2, pp. 225-237.

Hooper R. P., Christophersen N. et Peters N. E. *Modelling stream water chemistry as a mixture of soil water end-members - An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A.* Journal of Hydrology, 1990, vol. 116, n° 1-4, pp. 321-343.

Horton R. E. *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Transactions American Geophysical Union, 1933, vol. 14, pp. 446-460.

Hubert P. *La séparation de l'hydrogramme. Apport des méthodes isotopiques*. Hydrogéologie, 1989, n° 3, pp. 143-150.

Hubert P. *Rapport sur la crue et les inondations de la vallée de la Somme de mars à mai 2001*. Rapport rédigé à la demande du Conseil général de la Somme, 2001, 25 p.

Humbert J. et Najjar G. *Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré : une analyse de la littérature francophone*. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 1992, 85 p.

Hursh C. R. *Storm-water and absorption*. Transactions, American Geophysical Union, 1936, vol. 17, pp. 301-302.

IGCS. Carte des sols du Rhône. SOL-CONSEIL/Sol Info Rhône-Alpes, 1997, 77 p.

Indarto K. *Découpages spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique - Application au bassin de l'Orb à travers une démarche de modélisation hydrologique distribuée*. Thèse : ENGREF Montpellier, 2002, 252 p.

Iorgulescu I. *Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant. Application au bassin versant de la Haute-Mentue*. Thèse : EPFL, Département de génie rural, 1997, 216 p.

James J. et Butler J. R. *The design, performance and analysis of slug tests*. Lewis Publishers, 1998, 252 p.

Jenkins A., Ferrier R. C., Harriman R., et al. *A case study in catchment hydrochemistry: conflicting interpretations from hydrological and chemical observations*. Hydrological Processes, 1994, vol. 8, n° 4, pp. 335-349.

Jenkins A., Sloan W. T. et Cosby B. J. *Stream chemistry in the middle hills and high mountains of the Himalayas, Nepal*. Journal of Hydrology, 1995, vol. 166, n° 1-2, pp. 61-79.

Joerin C. *Etude des processus hydrologiques par l'application du traçage environnemental : association à des mesures effectuées à l'échelle locale et analyse d'incertitude*. Thèse : EPFL, Département de génie rural, 2000, 234 p.

Joerin C., Beven K. J., Musy A., et al. *Study of hydrological processes by the combination of environmental tracing and hill slope measurements: application on the Haute-Mentue catchment*. Hydrological Processes, 2004, vol. 19, n° 16, pp. 3127-3145.

Jordan J. P. *Identification et modélisation des processus de génération des crues. Application au bassin versant de la Haute-Mentue*. Thèse : EPFL, Département de génie rural, 1992, 318 p.

Jordan J. P. *Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment*. Journal of Hydrology, 1994a, vol. 153, n° 1-4, pp. 357-382.

Jordan J. P. *Bassin de recherche et modélisation des processus de formation des crues, proposition d'une approche couplée*. La Houille Blanche, 1994b, n° 3, pp. 15-22.

Kabat P., Hutjes R. W. A. et Feddes R. A. *The scaling characteristics of soil parameters : From plot scale heterogeneity to subgrid parameterization*. Journal of Hydrology, 1997, vol. 190, n° 3-4, pp. 363-396.

Karvonen T., Koivusalo H., Jauhiainen M., et al. *A hydrological model for predicting runoff from different land use areas*. Journal of Hydrology, 1999, vol. 217, n° 3-4, pp. 253-265.

Kennedy V. C., Kendall C., Zellweger G. W., et al. . *Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River basin, California*. Journal of Hydrology, 1986, vol. 84, n° 1-2, pp. 107-140.

Kesslier J. et Chambraud A. La météo de la France : tous les climats localité par localité. France : JC Lattès, 1990, 391 p.

Klemes V. *Conceptualisation and scale in hydrology*. Journal of Hydrology, 1983, vol. 65, n° 1-3, pp. 1-23.

Klöcking B. et Haberlandt U. *Impact of land use changes on water dynamics - a case study in temperate meso and macroscale river basins*. Physics and Chemistry of the Earth, 2002, vol. 27, pp. 619-629.

Lafont M. *Rapport d'avancement de l'année 1 du projet Région Rhône-Alpes : Gestion de la ressource en eau dans les hydro-systèmes périurbains*. Cemagref de Lyon, Unité Biologie des Ecosystèmes Aquatiques, 2004, 40 p.

Lafont M. *Rapport d'avancement de l'année 2 du projet Région Rhône-Alpes : Gestion de la ressource en eau dans les hydro-systèmes périurbains*. Cemagref de Lyon, Unité Biologie des Ecosystèmes Aquatiques, 2005, 28 p.

Lamb R., Beven K. et Myrabo S. *Discharge and water table predictions using a generalized TOPMODEL formulation*. Hydrological Processes, 1997, vol. 11, n° 9, pp. 1145-1167.

Lamb R., Beven K. et Myrabo S. *Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model*. Advances in Water Resources, 1998, vol. 22, n° 4, pp. 305-317.

Lane S. N., Brookes C. J., Kirkiby M. J., et al. *A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data*. Hydrological Processes, 2004, vol. 18, n° 1, pp. 191-201.

Latron J. *Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant méditerranéen de montage (Vallcebre, Pyrénées Catalanes)*. Thèse : Université de Barcelone, Faculté de géologie, Département de Géochimique, Pétrole et Prospection Géologique, 2003, 269 p.

Legates D. R., McCabe J. et Gregory J. *Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation*. Water Resources Research, 1999, vol. 35, n° 1, pp. 233-241.

Linsley R. K., Kohler M. A. et Paulhus J. L. H. *Applied hydrology*. New York, Mc Graw-Hill Book Company, 1949.

Madsen H. *Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives*. Journal of Hydrology, 2000, vol. 235, n° 3-4, pp. 276-288.

Marc V. *Etude de la relation pluie-débit sur bassin versant en climat méditerranéen par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau (Réal Collobrier, massif des Maures, Var)*. Thèse : Université de Montpellier II, 1994, 293 p.

McDonnell J. J., Bonell M., Stewart M. K., et al. *Deuterium variations in storm rainfall : implications for stream hydrograph separation*. Water Resources Research, 1990, vol. 26, n° 3, pp. 455-458.

Melching C. S. Reliability estimation. In : Computer models of watershed hydrology. Editor Vijay p. singh, Water Resources Publications, Louisiana, USA, 1995, pp. 69-118.

Merot P., Bourguet M. et Le Leuch M. *Analyse d'une crue à l'aide de traçage naturel par l'oxygène 18 mesuré dans les pluies, le sol, le ruisseau*. Catena, 1981, vol. 8, pp. 69-81.

Merot P., Ezzahar B., Walter C., et al. *Mapping waterlogging of soils using digital terrain models*. Hydrological Processes, 1995, vol. 9, n° 1, pp. 27-34.

Météo-France. [**en ligne**], 2005. Disponible sur : <http://www.meteofrance.com/FR/climat/dpt_tempsdumois.jsp?LIEUID=DEPT69> (consulté le 10.06.2005).

Monteith J. L. *Evaporation and environment*. Symposium of the Society for Experimental Biology, 1965, Cambridge University Press, pp. 205-234.

Mouelhi S. *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse : ENGREF Paris, Cemagref Antony, 2003, 323 p.

Mouelhi S., Michel C., Perrin C., et al. *Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model*. Journal of Hydrology, 2006, vol. 318, n° 1-4, pp. 200-214.

Musy A. *Cours "Hydrologie Générale"* [**en ligne**], 2005, Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (HYDRAM), Institut des Sciences et Technologies de l'Environnement (ISTE), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Disponible sur : <http://hydram.epfl.ch/e-drologie/> (consulté le 01.06.2005).

Musy A. et Soutter M. *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, CHE. 1991, 335 p.

Nash J. E. et Sutcliffe J. V. *River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles*. Journal of Hydrology, 1970, vol. 10, n° pp. 282-290.

Neal C., Christophersen N., Neale R., et al. *Chloride in precipitation and stream water for the upland catchment of river severn, mid-wales ; some consequences for hydrochemical models*. Hydrological Processes, 1988, vol. 2, pp. 155-165.

Nelder J. A. et Mead R. *A simplex method for function minimization*. The Computer Journal, 1965, vol. 9, pp. 308-313.

Obled C. *Hydrological modeling in regions of rugged relief*. Proceedings of Hydrology in Mountainous Regions, 1990, Lausanne. IAHS Publ. n°193, pp. 599-613.

Obled C. *Topmodel : principes de fonctionnement et limitation*. Séminaire SHF : Genèse des crues et inondations : compréhension actuelle des phénomènes physiques, 2003, Paris.

Ogunkoya O. O. et Jenkins A. *Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model*. Journal of Hydrology, 1993, vol. 142, n° 1-4, pp. 71-88.

Ozga-Zielinska M., Gadek W., Ksiazynski K., et al. Mathematical model of rainfall-runoff transformation - WISTOO. In : Mathematical models of large watershed hydrology. Water Ressources Publications. 2002, pp. 811-860.

Payraudeau S. *Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens*. Thèse : ENGREF Montpellier, spécialité Sciences de l'eau, 2002, 225 p.

Pearce A. J., Stewart M. K. et Sklash M. G. *Strom runoff generation in humid headwater catchments 1. Where does the water come from ?* Water Resources Research, 1986, vol. 22, n° 8, pp. 1263-1272.

Peters D. L., Buttle J. M., Taylor C. H., et al. *Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian shield basin*. Water Resources Research, 1995, vol. 31, n° 5, pp. 1291-1304.

Quinn P. F., Beven K. J. et Lamb R. *The ln(a/tanb) index : how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework*. Hydrological Processes, 1995, vol. 9, n° 1, pp. 161-182.

Radojevic B. *Méthode d'évaluation de l'influence urbaine sur le régime des crues d'un bassin versant de 130 km²*. Thèse : Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, formation Génie Civil, 2002, 256 p.

Rawls W. J. et Brakensiek D. L. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In : Unsaturated flow in hydrologic modeling : theory and practice. H.J. Morel-Seytoux. 1989, pp. 275-300.

Rawls W. J., Brakensiek D. L. et Soni B. *Agricultural management effects on soil water processes. Part I : Soil water retention and green and ampt infiltration parameters*. Transactions of the ASAE, 1983, vol. 26, n° 6, pp. 1747-1752.

Refsgaard J. C. *Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models*. Journal of Hydrology, 1997, vol. 198, n° 1-4, pp. 69-97.

Refsgaard J. C. et Storm B. Chapter 3 : Construction, calibration and validation of hydrological models. In : Distributed Hydrological Modelling. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1996, pp. 41-42.

Reggiani P., Hassanizadeh S. M., Sivapalan M., et al. *A unifying framework for watershed thermodynamics : constitutive relationships*. Advances in Water Resources, 1999, vol. 23, n° 1, pp. 15-39.

Reggiani P., Sivapalan M. et Hassanizadeh S. M. *A unifying framework for watershed thermodynamics : balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics*. Advances in Water Resources, 1998, vol. 22, n° 4, pp. 367-398.

Robson A., Beven K. et Neal C. *Towards identifying sources of subsurface flow : a comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques*. Hydrological Processes, 1992, vol. 6, n° 2, pp. 199-210.

Rocchiccioli-Deltcheff. Les isotopes. France : Presses universitaires, 1971, 126 p.

Roche N. *Etude climatique de la vallée de l'Yzeron*. Mémoire de maîtrise de géographie. Université Jean Moulin Lyon III. Faculté des Lettres et Civilisations. Laboratoire de Géographie Physique (CNRS-UMR 5600), 1999, 217 p.

Rodhe A. *Groundwater contribution to stream flow in Swedish forested till soil as estimated by oxygen-18*. Isotope hydrology, 1984, vol. sm-270/65, pp. 55-66.

Rosenbrock H. H. *An automatic method for finding the greatest or the least value of a function*. The Computer Journal, 1960, vol. 3, pp. 175-184.

Rutter A. J., Kershaw K. A., Robins P. C., et al. *A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine*. Agric. Meteorol., 1971, vol. 9, pp. 367–384.

SAGYRC. Contrat de rivière Yzeron vif 2001-2007. Syndicat d'aménagement et de gestion de l'Yzeron du Ratier et du Charbonnières, 2001.

Saulnier G. M. *Information pédologique spatiales et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Thèse : Institut National Polytechnique de Grenoble, spécialité Mécaniques des Milieux Géophysiques et Environnement, 1996, 275 p.

Schmitt L., Maire G. et Humbert J. *La puissance fluviale : définition, intérêt et limites pour une typologie hydro-géomorphologique des rivières*. Zeitschrift für Geomorphologie, 2001, vol. 45, n° 2, pp. 201-224.

Seibert J. et McDonnell J. J. *On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration*. Water Resources Research, 2002, vol. 38, n° 11, pp. 1241.

Singh V. P. Watershed modeling. In : V.P. Singh (Editor), Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 1995.

Sklash M. G. et Farvolden R. N. *The role of groundwater in storm runoff*. Journal of Hydrology, 1979, vol. 43, n° 1-4, pp. 45-65.

Sklash M. G., Farvolden R. N. et Fritz P. *A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer*. Can. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, pp. 271-283.

Sklash M. G. Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In : M.G. Anderson and T.P. Burt (Eds), Process studies in hillslope hydrology. John Wiley and Sons, Ltd., 1990, pp. 410-435.

Sklash M. G., Stewart M. K. et Pearce A. J. *Storm runoff generation in humid headwater catchments 2. A case study of hillslope and low-order stream response*. Water Resources Research, 1986, vol. 22, n° 8, pp. 1273-1282.

Stigter C. J. *Assessment of the quality of generalized wind functions in Penman's equations*. Journal of Hydrology, 1980, vol. 45, n° 3-4, pp. 321-331.

Suttar S. Ribbons of Blue Handbook. Scitech, Victoria, 1990.

Swistock B. R., DeWalle D. R. et Sharpe W. E. *Sources of acidic storm flow in an Appalachian headwater stream*. Water Resources Research, 1989, vol. 25, n° 10, pp. 2139-2147.

Turner J. V., Macpherson D. K. et Stokes R. A. *The mechanisms of catchment flow processes using natural variations in deuterium and oxygen-18*. Journal of Hydrology, 1987, vol. 94, n° 1-2, pp. 143-162.

Uhlenbrook S. et Hoeg S. *Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment*. Hydrological Processes, 2003, vol. 17, n° 2, pp. 431-453.

Vivoni E. R., Ivanov V. Y., Bras R. L., et al. *Generation of triangulated irregular networks based on hydrological similarity*. Journal of Hydrologic Engineering, 2004, vol. 9, n° 4, pp. 288-302.

Welsch D. L., Kroll C. N., McDonald J. J., et al. *Topographic controls on the chemistry of subsurface stormflow*. Hydrological Processes, 2001, vol. 15, n° 10, pp. 1925-1938.

Western A. W., Blöschl G. et Grayson R. B. *Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns*. Water Resources Research, 2001, vol. 37, n° 1, pp. 83-97.

Western A. W., Grayson R. B., Blöschl G., et al. *Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices*. Water Resources Research, 1999, vol. 35, n° 3, pp. 797-810.

Western A. W., Zhou S. L., Grayson R. B., et al. *Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes*. Journal of Hydrology, 2004, vol. 286, n° 1-4, pp. 113-134.

Wood E. F., Sivapalan M., Beven K. J., et al. *Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling*. Journal of Hydrology, 1988, vol. 102, n° 1-4, pp. 29-47.

----------oOo----------

ANNEXES

ANNEXE I

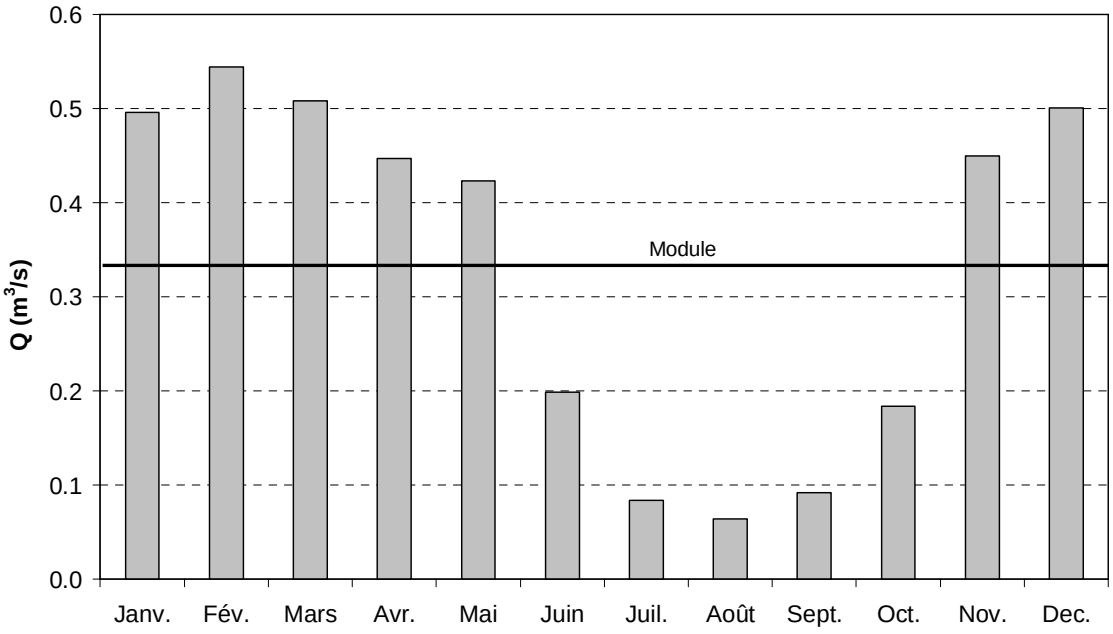
Fiche I.1 : Données hydrologiques de synthèse de l'Yzeron à la station de Craponne (source : DIREN Rhônes-Alpes)

Ecoulements moyens

Module calculé sur 34 ans (1970-2004) : 0,331 m^3/s (6,9 l/s/km²)
Surface du bassin versant : 48 km²

Débits moyens mensuels

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
m^3/s	0,496	0,544	0,508	0,447	0,423	0,199	0,084	0,064	0,092	0,184	0,450	0,501
l/s/km²	10,3	11,3	10,6	9,3	8,8	4,1	1,8	1,3	1,9	3,8	9,4	10,4



Débits d'étiage

Période de calcul : janvier à décembre

m^3/s	Nbr ans	Valeurs calculées selon une loi de Galton <intervalle de confiance à 90%>			Fréquences expérimentales		
		Biennale sèche	Quinquennale sèche	Décennale sèche	Bien.	Quinq	Décen.
QMNA	35	<0,017> **0,021** <0,026>	<0,008> **0,011** <0,014>	<0,006> **0,008** <0,010>	0,022	0,013	0,007
VCN3	34	<0,002> **0,003** <0,005>	<0,001> **0,001** <0,002>	<0,000> **0,001** <0,001>	0,003	0,001	0,001
VCN10	34	<0,004> **0,006** <0,008>	<0,002> **0,002** <0,003>	<0,001> **0,001** <0,002>	0,006	0,002	0,001
VCN30	34	<0,010> **0,013** <0,017>	<0,005> **0,006** <0,008>	<0,003> **0,004** <0,006>	0,013	0,006	0,005
VCN60	34	<0,017> **0,022** <0,028>	<0,008> **0,011** <0,014>	<0,005> **0,008** <0,010>	0,022	0,013	0,007

Débit de référence d'étiage (QMNA5) : 0,011 m^3/s (0,2 l/s/km²) soit 3 % du module

Débits de crues

Valeurs calculées selon une loi de Gumbel (méthode du maximum de vraisemblance)
<intervalle de confiance à 90%> Période de calcul : septembre à août

m^3/s	Nbre (ans)	Biennale	Quinquennale	Décennale	Gradex	X0
Journalières	33	<2,45> **3,44** <4,71>	<4,16> **5,58** <7,96>	<5,14> **7,00** <10,3>	**1,89**	**2,75**
Instantanées	32	<2,45> **3,44** <4,71>	<7,56> **11,2** <17,3>	<9,66> **14,4** <22,8>	**4,30**	**4,75**

Débit maximum journalier publié : 20,9 m^3/s
Débit maximum instantané publié : 54,0 m^3/s

Débits journaliers classés

Fréquences expérimentales

Fréquence (%)	1	2	5	10	20	50	80	90	95	98	99
Débit (m^3/s)	0,001	0,002	0,008	0,016	0,033	0,169	0,494	0,822	1,21	1,82	2,38

Calcul sur 12876 débits journaliers

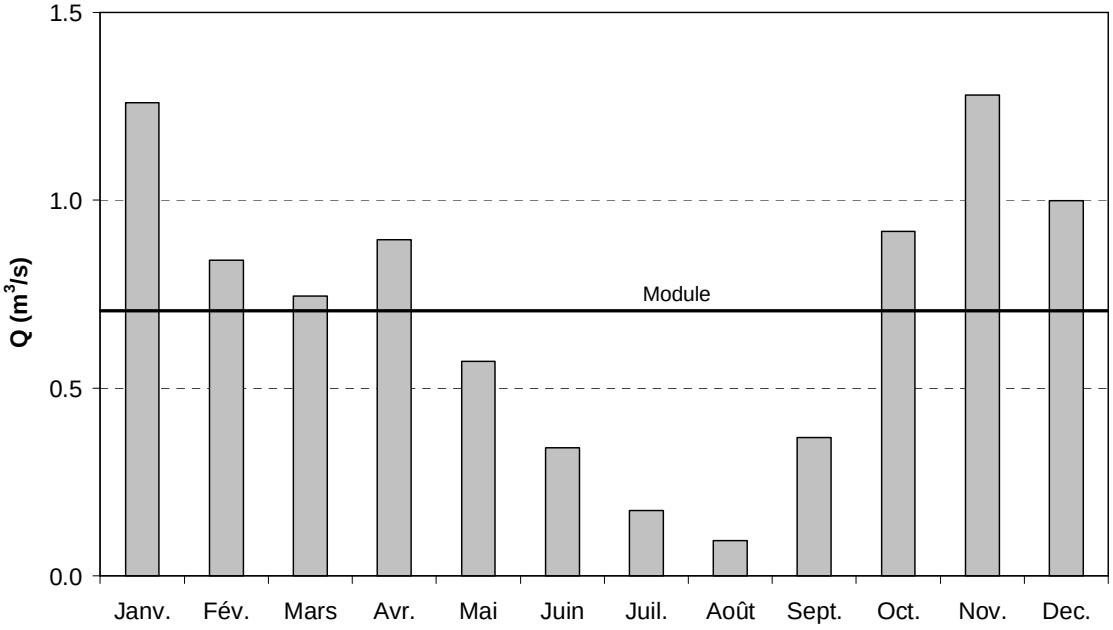
Fiche I.2 : Données hydrologiques de synthèse de l'Yzeron à la station de Taffignon (source : DIREN Rhônes-Alpes)

Ecoulements moyens

Module calculé sur 14 ans (1990-2004) : 0,705 m^3/s (5,5 l/s/km²)
Surface du bassin versant : 129 km²

Débits moyens mensuels

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
m^3/s	1,26	0,840	0,745	0,895	0,571	0,342	0,175	0,095	0,368	0,917	1,28	0,999
l/s/km²	9,8	6,5	5,8	6,9	4,4	2,7	1,4	0,7	2,9	7,1	9,9	7,7



Débits d'étiage

Période de calcul : janvier à décembre

m^3/s	Nbr ans	Valeurs calculées selon une loi de Galton <intervalle de confiance à 90%>			Fréquences expérimentales		
		Biennale sèche	Quinquennale sèche	Décennale sèche	Bien.	Quinq	Décen.
QMNA	15	<0,019> **0,030** <0,047>	<0,007> **0,013** <0,021>	<0,004> **0,009** <0,014>	0,027	0,018	0,005
VCN3	16	<0,001> **0,001** <0,002>	<0,000> **0,001** <0,001>	<0,000> **0,001** <0,001>	0,000	-	-
VCN10	16	<0,001> **0,002** <0,004>	<0,000> **0,001** <0,001>	<0,000> **0,000** <0,001>	0,000	-	-
VCN30	16	<0,005> **0,010** <0,020>	<0,001> **0,003** <0,006>	<0,001> **0,002** <0,003>	0,014	0,002	0,001
VCN60	16	<0,016> **0,028** <0,046>	<0,005> **0,010** <0,017>	<0,003> **0,006** <0,011>	0,035	0,014	0,004

Débit de référence d'étiage (QMNA5) : 0,013 m^3/s (0,1 l/s/km²) soit 2 % du module

Débits de crues

Valeurs calculées selon une loi de Gumbel (méthode du maximum de vraisemblance)
<intervalle de confiance à 90 %> Période de calcul : septembre à août

m^3/s	Nbre (ans)	Biennale	Quinquennale	Décennale	Gradex	X0
Journalières	12	<6,86> **14,0** <24,8>	<16,7> **25,5** <46,8>	<22,0> **33,0** <62,6>	**10,1**	**10,3**
Instantanées	14	<21,2> **33,3** <50,9>	<39,5> **54,8** <89,5>	<49,6> **69,1** <117,0>	**19,0**	**26,3**

Débit maximum journalier publié : 48,4 m^3/s
Débit maximum instantané publié : 103,0 m^3/s

Débits journaliers classés

Fréquences expérimentales

Fréquence (%)	1	2	5	10	20	50	80	90	95	98	99
Débit (m^3/s)	0,000	0,000	0,000	0,003	0,044	0,273	0,925	1,58	2,30	4,21	7,14

Calcul sur 12876 débits journaliers

Ces deux fiches de synthèse hydrologique sont données sur le site internet de la DIREN Rhône-Alpes (http://www.environnement.gouv.fr/rhone-alpes/)

Tableau I.1 : Nomenclature de l'occupation du sol selon Corine Land Cover (source : Institut français de l'environnement)

Nomenclature (Niveau 3)	Code numérique
Territoires artificialisés	
Tissu urbain continu	111
Tissu urbain discontinu	112
Zones industrielles et commerciales	121
Réseaux routier et ferroviaire et espaces associés	122
Zones portuaires	123
Aéroports	124
Extraction de matériaux	131
Décharges	132
Chantiers	133
Espaces verts urbains	141
Éq.uipements sportifs et de loisirs	142
Territoires agricoles	
Terres arables hors périmètres d'irrigation	211
Périmètres irrigués en permanence	212
Rizières	213
Vignobles	221
Vergers et petits fruits	222
Oliveraies	223
Prairies	231
Cultures annuelles associées aux cultures permanentes	241
Systèmes culturaux et parcellaires complexes	242
Surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels importants	243
Territoires agro-forestiers	244
Forêts et milieux semi-naturels	
Forêts de feuillus	311
Forêts de conifères	312
Forêts mélangées	313
Pelouses et pâturages naturels	321
Landes et broussailles	322
Végétation sclérophylle	323
Forêt et végétation arbustive en mutation	324
Plages, dunes et sable	331
Roches nues	332
Végétation clairsemée	333
Zones incendiées	334
Glaciers et neiges éternelles	335
Zones humides	
Marais intérieurs	411
Tourbières	412
Marais maritimes	421
Marais salants	422
Zones intertidales	423
Surfaces en eau	
Cours et voies d'eau	511
Plans d'eau	512

Lagunes littorales	521
Estuaires	522
Mers et océans	523

Tableau I.2 : Nomenclature des types de sol selon la structuration de DONESOL du bassin de l'Yzeron (source : IGCS, Carte des sols du Rhône, Sol-CONSEIL/Association Sol-Info Rhône-Alpes)

NO_UC	**Nom_UC**	**Dénomination**	**N° des US** (taux de l'US dans l'UC)
100	Zones urbaines		
101	Limons et limons sableux fins issus de basalte et de schistes sericiteux (alt. < 700 m)	Sol brun acide (alocrisol typique), limono-sableux moyennement profond issu de basalte et matériaux associés	**1** (65%) et **2** (35%)
102	Sables limoneux et sables argileux issus de gneiss et micaschistes (éventuellement diorites)	Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline	**4** (50%) et **5** (50 %)
103	Sables limoneux issus de tufs (éventuellement quartzites, grès, grauwackes et rhyolites ou ignimbrites associées)	Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline	**4** (70%) et **5** (30%)
105	Colluvions sablo-limoneuses à sablo-argileuses de pente	Sol brun colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, de bas de pente et thalweg issu de roche cristalline	**11** (100%)
106	Alluvions sablo-argileuses à argilo-sableuses de thalwegs et vallées étroites	Sol alluvial hydromorphe (fluviosol réductique), sablo-limoneux, profond, des vallées des reliefs cristallins	**14** (10%), **15** (20%) et **16** (70%)
107	Alluvions sablo-argileuses à argilo-sableuses de thalwegs et vallées larges	Sol alluvial hydromorphe (fluviosol réductique), sablo-limoneux, profond, des vallées des reliefs cristallins	**15** (30%) et **16** (70%)
201	Limons argilo-sableux issus de schistes argileux	Sol brun lessivé hydromorphe (néoluvisol rédoxique), limoneux profond de bas de pente issu de schiste houiller argileux	**18** (30%) et **19** (70%)
302	Sables limoneux a sables grossiers, issus de granite en bas de pente faible, vignoble	Sol colluvial acide (brunisol typique), sableux profond de bas de pente issu de roche cristalline	**6** (100%)
303	Sables limoneux a sables argileux issus de gneiss et schistes, non ou peu fractures, sur pente forte, vignoble	Sol brun acide (alocrisol typique), limono-sableux moyennement profond issu de roche cristalline	**4** (30%) et **5** (70%)
305	Sables limoneux a sables grossiers, issus de tufs et quartzites, non fractures, sur pente forte, vignoble	Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline	**4** (70%) et **5** (30%)
310	Limons argilo-sableux issus de calcaires durs, sur pentes faibles, vignoble	Sol brun calcaire peu profond (calcosol leptique), argilo-limoneux, issu de calcaire dur	**21** (100%)
312	Limons argilo-sableux issus de marnes, colluvionnés,	Sol brun calcique colluvial hydromorphe (calcisol	**23** (100%)

	vignoble	colluvique), argilo-limoneux, issu de marne	
320	Limons argileux décarbonatés sur replats et pentes faibles issus de loess	Sol brun lessivé hydromorphe (néoluvisol rédoxique), limono-sableux à limoneux, profond issu de loess	**33** (100%)
701	Sables limoneux a sables grossiers issus de granites	Sol brun acide (alocrisol typique), limono-sableux moyennement profond issu de roche cristalline	**5** (100%)
702	Sables limoneux et sables argileux issus de gneiss	Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline	**4** (100%)
703	Limons sableux issus de micaschistes et schistes houillers	Sol brun acide faiblement lessivé (brunisol néoluvique), limono-sableux, issu de micaschistes et schistes houillers	**66** (100%)
704	Colluvions sablo-limoneuses à sablo-argileuses de pente	Sol brun colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, moyennement profond, de thalweg issu de roche cristalline	**12** (100%)
705	Sables argileux issus de moraines résiduelles	Sol brun fersiallitique dégradé et hydromorphe (fersialsol rédoxique), sablo-argileux, issu de moraines résiduelles	**69** (100%)
706	Sables caillouteux issus de schistes et micaschistes sur pentes fortes de la vallée du Rhône	Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline	**4** (100%)
707	Limons sur argile de thalwegs sur moraines	Sol brun (brunisol mésosaturé), limono-sableux, issu des moraines du Riss de la vallée du Rhône	**60** (100%)
708	Limons de plateaux calcaires profonds	Sol brun calcaire profond (calcosol), limono-sableux, issu de lœss	**34** (100%)
1011	Limons et limons sableux fins issus de basalte et schistes sericiteux (alt. > 700 m)	Sol brun acide à brun andique (alocrisol typique, à caractère andique), limoneux superficiel issu de basalte et matériaux associés.	**3** (100%)
1021	Sables limoneux et sables argileux issus de gneiss et micaschistes (éventuellement diorites) en bas de pente faible	Sol colluvial acide (brunisol typique), sableux profond de bas de pente issu de roche cristalline	**6** (80%) et **7** (20%)
1031	Sables limoneux issus de tufs (éventuellement quartzites, grés, grauwackes et rhyolites ou ignimbrites associées), alt. > 70 m, foret plutôt résineuse	Sol brun ocreux, cryptopodzolique et ocre podzolique (alocrisols et podzosols humiques) caillouteux issu de roche cristalline	**8** (50%) et **9** (50%)
1032	Sables limoneux issus de tufs (éventuellement quartzites, grès, grauwackes et rhyolites ou ignimbrites associées), en bas de pente faible	Sol colluvial acide (brunisol typique), sableux profond de bas de pente issu de roche cristalline	**6** (100%)

1041	Sables limoneux a sables grossiers issus de granites (et certaines diorites) en bas de pente faible	Sol colluvial acide (brunisol typique), sableux profond de bas de pente issu de roche cristalline	**6** (80%) et **7** (20%)
1042	Sables limoneux a argileux sur replats et pentes faibles issus de granites	Sol brun lessivé hydromorphe (néoluvisol rédoxique), limoneux profond de bas de pente issu de roche cristalline	**10** (100%)
1051	Colluvions sablo-limoneuses à sablo-argileuses de thalweg	Sol colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, de thalweg issu de roche cristalline	**12** (20%) et **13** (80%)
7011	Sables limoneux a sables grossiers issus de granites, colluvionnés	Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline	**4** (100%)
7021	Sables limoneux et sables argileux issus de gneiss, colluvionnés	Sol brun acide (alocrisol typique), limono-sableux moyennement profond issu de roche cristalline	**5** (100%)
7022	Sables argileux issus de gneiss, sur replats	Sol brun lessivé hydromorphe (néoluvisol rédoxique), limoneux profond de bas de pente issu de roche cristalline	**10** (100%)
7041	Colluvions sablo-limoneuses à sablo-argileuses de thalweg	Sol colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, de thalweg issu de roche cristalline	**13** (100%)
7042	Alluvions sablo-argileuses à argilo-sableuses de thalwegs et vallées étroites	Sol alluvial (fluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, des vallées des reliefs cristallins	**15** (80%) et **16** (20%)
7043	Alluvions sablo-argileuses à argilo-sableuses de thalwegs et vallées larges	Sol alluvial hydromorphe (fluviosol réductique), sablo-limoneux, profond, des vallées des reliefs cristallins	**16** (100%)
7051	Cailloutis décarbonates de pentes fortes de moraines	Sol brun décarbonaté fersiallitique (fersialsol décarbonaté), sablo-argileux, issu des pentes fortes des moraines du Riss de la vallée du Rhône	**59** (100%)
7052	Cailloutis calcaires de pentes fortes de moraines	Sol brun calcaire à rendzine (rendosol calcarique), sablo-argileux, issu des pentes fortes des moraines du Riss de la vallée du Rhône	**58** (100%)

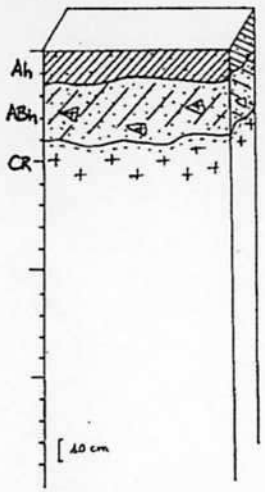
N0_UC : Numéro de l'Unité Cartographique, Nom_UC : Nom de l'Unité Cartographique, US : Unité de Sol

Unités de sol existantes dans le bassin de l'Yzeron

Unité de Sol n° 4

Dénomination : Sol brun acide (alocrisol typique), sablo-limoneux superficiel issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).
Variante sablo-argileuse (profils 20 et 29 par exemple).
Environ 18 à 20 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 102 à 104, 301 à 305 et 701 à 704 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Photo du Profil n° 24
Localisation : Monts du Lyonnais
Commune : Saint Clément les Places
X : 761.975 **Y** : 2086.925 **Z** : 635 m
Occupation du sol : pré pâturé
RU : 40 - 50 mm **Hy** : 0 **R** : 0.4



Profil n° 24 - Morphologie

Ah - 0/15 cm : Sable limoneux, brun (10 YR 32), structure polyédrique subanguleuse (15 mm), peu compact. Quelques cailloux, très nombreuses racines.

ABh - 15/40 cm : Sable, beige (10 YR 33), structure polyédrique anguleuse (30 mm), compact. Nombreux cailloux, nombreuses racines.

CR - > 40 cm : Arène sablo-caillouteuse, brun rougeâtre (7.5 YR 56), structure particulaire, très compact, peu de racines.

Roche mère : Granite.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

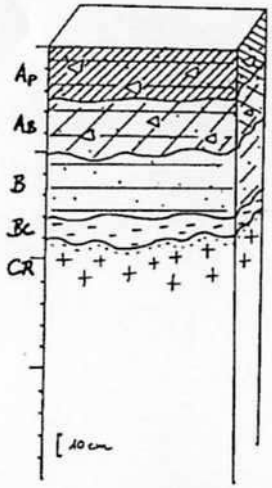
Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ah - 0/15 cm	5	10.3	9.2	5.3	18.4	56.8	5.58	0	0	3.7	0.16	13.4	8.6
ABh - 15/40 cm	20	9.3	9.1	7.1	21.8	52.7	5.87	0	0	-	-	-	-
CR - > 40 cm	-												

IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

Unité de Sol n° 5

Dénomination : Sol brun acide (alocrisol typique), limono-sableux moyennement profond issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).
Variante sablo-argileuse (profils 23 et 105 par exemple, R = 0.5 à 0.6).
Environ 12 à 15 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 102 à 104, 301 à 305 et 701 à 704 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Photo du Profil n° 74
Localisation : Côteaux du Beaujolais
Commune : Saint Lager
X : 779.800 **Y** : 2125.000 **Z** : 280 m
Occupation du sol : vigne
RU : 80 - 100 mm **Hy** : 0 **R** : 1.1 à 1.2



Profil n° 74 - Morphologie

Ap - 0/25 cm : Limon sableux, brun (10 YR 34), structure grumeleuse à polyédrique subanguleuse (5 - 15 mm), compact. Nombreux cailloux, nombreuses racines.

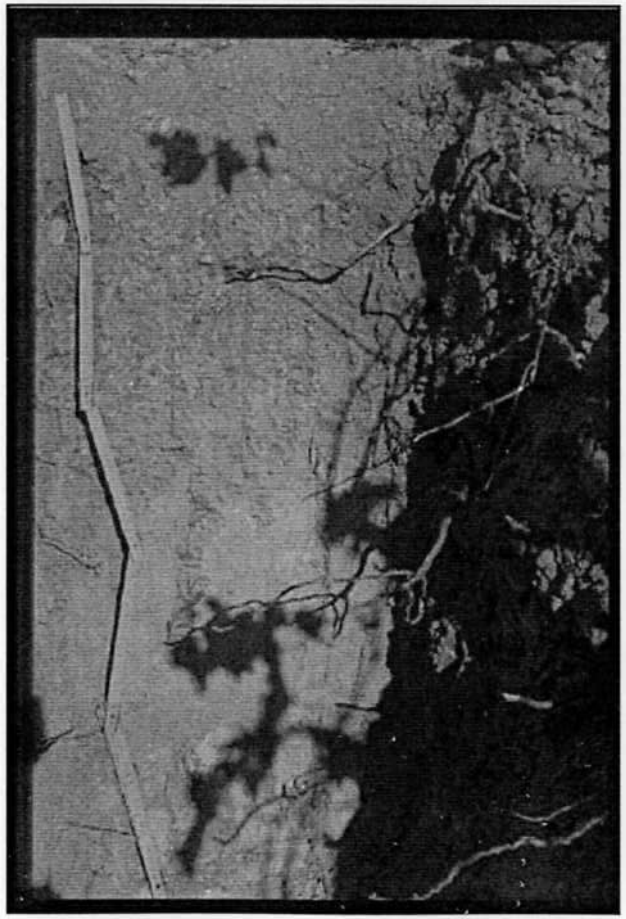
AB - 25/50 cm : Limon sablo-argileux, beige (10 YR 33), structure polyédrique anguleuse (10 mm), compact. Nombreux cailloux, nombreuses racines.

B - 50/80 cm : Limon sablo-argileux, jaunâtre (10 YR 66), structure polyédrique anguleuse (50 mm), très compact, peu de cailloux, peu de racines.

B/C - 80/90 cm : Limon argilo-sableux, orangé verdâtre rougeâtre (10 YR 58 à 10 YR 22), structure polyédrique anguleuse (50 mm), très compact, très nombreux cailloux, pas de racines.

CR - > 90 cm : Roche compacte.

Roche mère : Schiste.



CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/25 cm	15	23.7	24.0	12.5	13.5	26.3	6.03	0	0	1.9	0.08	13.8	13.7
AB - 25/50 cm	20	25.3	18.6	10.2	13.6	32.4	6.60	0	0	-	-	-	18.8
B - 50/80 cm	5	12.1	10.7	9.8	21.1	46.4	6.72	0	0	-	-	-	13.0
B/C - 80/90 cm	-												
CR - > 90 cm	-												

IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

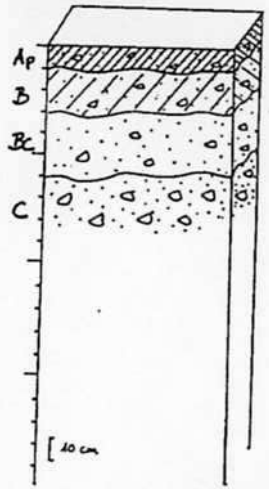
Unité de Sol n° 6

Dénomination : Sol colluvial acide (brunisol typique), sableux profond de bas de pente issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Environ 3 à 4 % de la Surface totale du Rhône

UCS n° 1021, 1032, 1041, 3021, 304, 307 et 309 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Photo du Profil n° 67
Localisation : Côteaux du Beaujolais
Commune : Sarcey
X : 771.150 **Y** : 2101.225 **Z** : 380 m
Occupation du sol : vigne
RU : 100 - 130 mm **Hy** : 0 **R** : 0.6



Profil n° 67 - Morphologie

Ap - 0/10 cm : Sable, brun (10 YR 43), structure grumeleuse (3 mm), meuble. Quelques graviers, peu de racines.

B - 10/30 cm : Sable, beige (10 YR 44), structure polyédrique subanguleuse (5-30 mm), peu compact. Quelques graviers, racines peu nombreuses.

B/C - 30/60 cm : Sable, beige jaunâtre (10 YR 54), structure polyédrique subanguleuse (5-30 mm), compact, nombreux graviers, nombreuses racines, quelques taches d'altération.

C - 60/80 cm et + : Sable caillouteux, très compact, peu ou pas de racines, taches d'altération.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/10 cm	5	8.8	8.7	4.2	9.8	68.6	5.40	0	0	1.8	0.07	13.8	13.7
B - 10/30 cm	5	12.6	13.0	6.3	16.0	52.2	5.57	0	0	-	-	-	-
B/C - 30/60 cm	20	12.8	13.7	6.9	15.9	50.7	6.31	0	0	-	-	-	-
C - 60/80 cm	-												

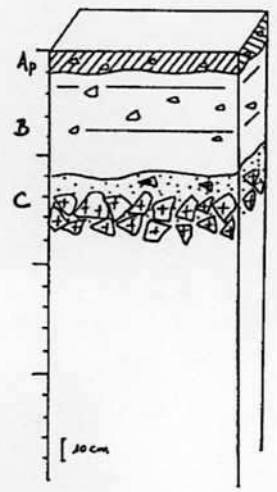
*IGCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

Unité de Sol n° 7

Dénomination : Sol colluvial acide hydromorphe (colluviosol rédoxique), limoneux profond de bas de pente issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Environ 1 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 1021, 1041 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Pas de photo du profil
Localisation : Côteaux du Beaujolais
Commune : Saint Romain de Poppey
X : 771.750 **Y** : 2096.500 **Z** : 365 m
Occupation du sol : vigne
RU : 90 - 120 mm **Hy** : 1 à 3 **R** : 1.3



Profil n° 69 - Morphologie

Ap - 0/10 cm : Limon, beige (7.5 YR 44), structure grumeleuse (3 à 15 mm), meuble. Quelques graviers et cailloux, peu de racines.

B - 10/60 cm : Limon, jaunâtre orangé (10 YR 56), structure polyédrique subanguleuse (10-30 mm), peu compact. Graviers et cailloux assez nombreux, nombreuses racines, quelques taches d'altération.

C - 60/80 cm et + : Sable très caillouteux, très compact, peu ou pas de racines, taches d'altération.

Roche mère : Brèche acide.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/10 cm	20	17.2	26.1	16.4	12.7	27.5	5.40	0	0	2.2	0.12	10.6	11.9
B - 10/60 cm	20	20.1	27.2	15.2	11.8	25.7	6.03	0	0	-	-	-	-
C - 60/80 cm	-												

*IGCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

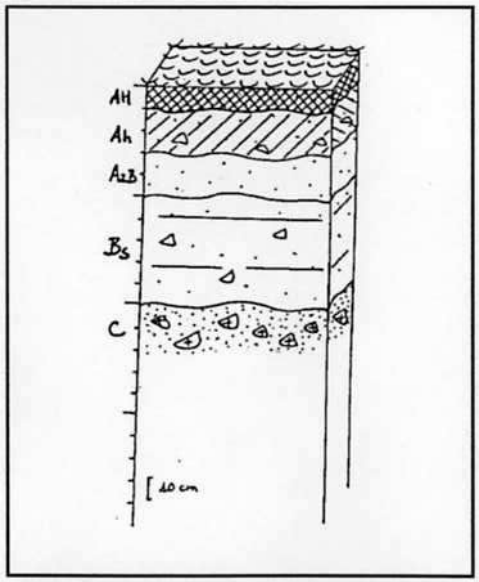
Unité de Sol n° 8

Dénomination : Sol brun ocreux, cryptopodzolique et ocre podzolique (alocrisols et podzosols humiques) caillouteux issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Environ 1 % de la Surface totale du Rhône (avec l'US n° 9)

UCS n° 1031 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais

Photo du Profil n° 42
Localisation : Monts du Beaujolais
Commune : Ronno
X : 760.625 **Y** : 2113.200 **Z** : 720 m
Occupation du sol : forêt de douglas (50-60 ans)
RU : très variable (30-120 mm) **Hy** : 0 **R** : 0.6



Profil n° 42 - Morphologie

AH - 0/10 cm : Sable limoneux, brun noir (10 YR 32), structure grumeleuse (10 mm), meuble. Quelques cailloux, très nombreuses racines.

Ah - 10/30 cm : Sable limoneux, brun (10 YR 33), structure polyédrique à grumeleuse (5 mm), meuble. Quelques cailloux, très nombreuses racines.

A2(B) - 30/50 cm : Limon sablo-argileux, beige jaunâtre (10 YR 44), structure polyédrique subanguleuse (20 mm), peu compact, peu de cailloux, nombreuses racines.

Bs - 50/100 cm : Limon sableux, jaune orangé (7.5 YR 56), structure polyédrique anguleuse (50 mm), compact, peu de cailloux, quelques racines.

C - > 100 cm : Sable limoneux, caillouteux, structure particulaire à polyédrique anguleuse, pas ou peu de racines.

Roche mère : Granite (colluvium).

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
AH - 0/10 cm	20	19.2	20.4	7.0	12.2	41.3	4.62	0	0	4.3	0.27	9.2	10.1
Ah - 10/30 cm	20	18.9	21.5	8.0	12.7	39.0	4.88	0	0	-	-	-	-
A2 - 30/50 cm	5	24.8	21.5	7.5	11.5	34.6	4.78	0	0	-	-	-	-
Bs - 50/100 cm	40	22.1	24.1	8.0	12.2	33.6	5.34	0	0	-	-	-	-
C - > 100 cm	-												

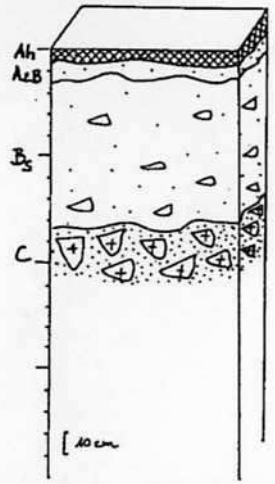
IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

Unité de Sol n° 9

Dénomination : Sol brun humifère superficiel caillouteux de type ranker issu de tuf ou granite (alocrisol et rankosol humifère).

Environ 1 % de la Surface totale du Rhône (avec l'US n° 8)
UCS n° 1031 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais

Pas de photo du profil n° 40
Localisation : Monts du Beaujolais
Commune : Meaux la Montagne
X : 762.500 **Y** : 2119.025 **Z** : 820 m
Occupation du sol : forêt de douglas (20-30 ans)
RU : très variable (20-80 mm) **Hy** : 0 **R** : 0.2



Profil n° 40 - Morphologie

Ah - 0/5 cm : Sable limoneux, noirâtre (7.5 YR 32), structure grumeleuse (5 mm), meuble. Quelques cailloux, très nombreuses racines.

A2B - 5/15 cm : Limon sableux, beige noirâtre (10 YR 54), structure grumeleuse (3 mm), meuble. Quelques cailloux, nombreuses racines.

Bs - 15/80 cm : Limon sableux, jaunâtre orangé (10 YR 46), structure polyédrique anguleuse (50 mm), peu compact, nombreux cailloux et pierres, nombreuses racines.

C - > 80 cm : Sable grossier, orangé (7.5 YR 56), structure particulaire, compact. Très nombreux blocs, pas ou peu de racines.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ah - 0/5 cm	20	15.6	13.3	4.1	9.6	57.4	3.82	0	0	13.3	0.57	13.5	13.3
A2B - 5/15 cm	20	18.7	14.6	4.5	11.3	51.0	4.27	0	0	-	-	-	-
Bs - 15/80 cm	20	19.1	15.1	4.9	12.3	48.6	4.49	0	0	-	-	-	-
C - > 80 cm	20	19.9	10.6	3.6	9.4	56.5	4.45	0	0	-	-	-	-

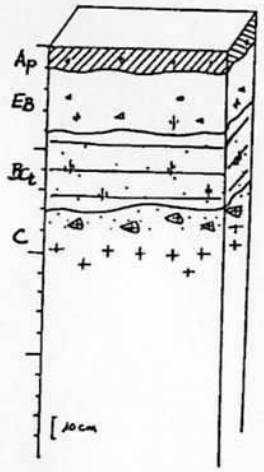
*IGCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

Unité de Sol n° 10 (voir aussi profil de l'US n° 7)

Dénomination : Sol brun lessivé hydromorphe (néoluvisol rédoxique), limoneux profond de bas de pente issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Moins de 1 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 1042, 7022 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + localement Piémont

Pas de photo de profil
Localisation : Monts du Beaujolais
Commune : -
X : - **Y** : - **Z** : 400 à 600 m
Occupation du sol : -
RU : 100 mm **Hy** : 1 à 3 **R** : 1.3



Pas de profil - Morphologie d'un sondage

Ap - 0/10 cm : Limon, beige (7.5 YR 44), structure grumeleuse (3 à 15 mm), meuble. Quelques graviers et cailloux, peu de racines.

EB - 10/40 cm : Limon, jaunâtre orangé (10 YR 56), structure polyédrique subanguleuse (10-30 mm), peu compact. Graviers et cailloux assez nombreux, nombreuses racines, quelques taches d'altération.

BCt - 40/80 cm : Limon sablo-argileux, caillouteux, compact, peu ou pas de racines, légères taches d'oxydation.

C - 80 cm et + : Sable argileux très caillouteux, très compact, peu ou pas de racines, taches d'altération.

Roche mère : Brèche acide.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/10 cm	-												
EB - 10/40 cm	-												
BCt - 40/80 cm	-												
C - > 80 cm	-												

IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

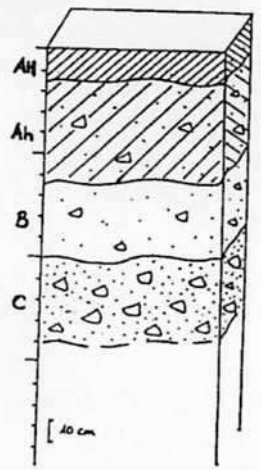
Unité de Sol n° 11

Dénomination : Sol brun colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, de bas de pente et thalweg issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Environ 2 % de la Surface totale du Rhône

UCS n° 105 et 3092 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Photo du Profil n° 8
Localisation : Monts du Beaujolais
Commune : Mardore
X : 754.900 **Y** : 2118.600 **Z** : 620 m
Occupation du sol : pré pâturé
RU : 100 mm **Hy** : 0 **R** : 0.8



Profil n° 8 - Morphologie

AH - 0/15 cm : Limon sableux, brun (10 YR 32), structure grumeleuse (5 mm), peu compact. Quelques graviers, nombreuses racines.

Ah - 15/65 cm : Sable limoneux, beige (10 YR 43), structure polyédrique subanguleuse (15 mm), compact. Quelques cailloux, racines peu nombreuses.

B - 65/100 cm : Sable limoneux, jaunâtre (10 YR 56), structure polyédrique anguleuse (30 mm), cailloux assez nombreux, peu ou pas de racines.

C - 100/140 cm : Sable grossier, jaune orangé (10 YR 74), structure particulaire, nombreux cailloux, pas ou peu de racines.

Roche mère : Colluvions de schistes.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
AH - 0/15 cm	5	18.6	22.9	10.5	12.1	36.1	5.57	0	0	3.7	0.25	8.6	10.4
Ah - 15/65 cm	5	21.6	29.3	12.9	13.1	23.0	5.46	0	0	-	-	-	-
B - 65/100 cm	15	14.3	17.6	13.1	17.5	37.6	5.15	0	0	-	-	-	-
C - 100/140 cm	-												

IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

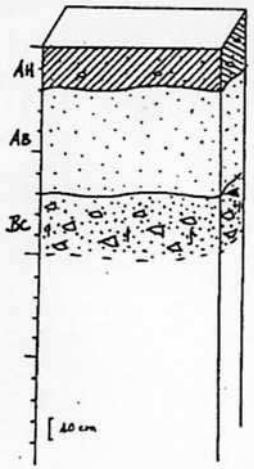
Unité de Sol n° 12 (voir profil de l'US n° 11)

Dénomination : Sol brun colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, moyennement profond, de thalweg issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Moins de 1 % de la Surface totale du Rhône

UCS n° 1051, 309 et 704 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Pas de photo de profil
Localisation : Principalement, Monts du Beaujolais
Commune :
X : - **Y** : - **Z** : 400 à plus de 700 m
Occupation du sol : -
RU : 60 à 100 mm **Hy** : 0 **R** : 0.8



Pas de profil - Morphologie d'un sondage

AH - 0/20 cm : Limon sableux, brun (10 YR 32), structure grumeleuse (5 mm), peu compact. Quelques graviers, nombreuses racines.

AB - 20/70 cm : Sable limoneux, beige (10 YR 43), structure polyédrique subanguleuse (15 mm), compact. Quelques cailloux, racines peu nombreuses.

BC - 70/100 cm : Sable limoneux à sable grossier, jaune orangé (10 YR 74), structure particulaire, nombreux cailloux, pas ou peu de racines.

Roche mère : Colluvions de tufs.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
AH - 0/20 cm	-												
AB - 20/70 cm	-												
BC - 70/100 cm	-												

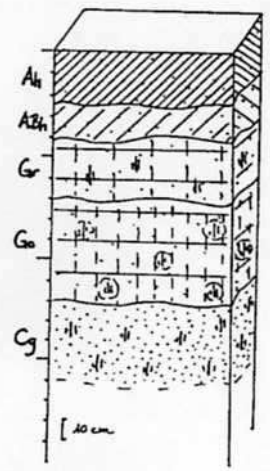
*GCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

Unité de Sol n° 13

Dénomination : Sol colluvial (colluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, de thalweg issu de roche cristalline (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Environ 4 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 105, 7041 et 309 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Photo du Profil n° 2
Localisation : Monts du Beaujolais
Commune : Amplepuis
X : 757.975 **Y** : 2110.750 **Z** : 520 m
Occupation du sol : pré pâturé en bas fonds
RU : 150 mm **Hy** : 0 à 2 **R** : 0.7 à 1.3



Profil n° 2 - Morphologie

Ah - 0/15 cm : Limon sableux, brun (10 YR 33), structure polyédrique subanguleuse (20 mm), compact. Très nombreuses racines.

ABh - 15/40 cm : Sable limoneux, beige (10 YR 42), structure polyédrique anguleuse (30 mm), compact. Nombreuses racines.

Gr - 40/70 cm : Sable argileux, gris bleu (5 Y 51), structure prismatique (50 mm), très compact, pas de racines, rares taches rouille (2.5 YR 48).

Go - 70/120 cm : Sable argileux, gris-rouille (10 YR 62), structure prismatique (50 mm) à particulaire, peu compact, pas de racines, nombreuses taches rouille (7.5 YR 58).

Cg - 120/160 cm : Sable grossier, jaune orangé (2.5 Y 62), structure particulaire, peu compact, pas de racines, nombreuses taches rouille (5YR 58).
Roche mère : Colluvions de tufs.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ah - 0/15 cm	0	19.2	20.6	7.2	15.6	37.4	5.35	0	0	3.1	0.21	8.6	9.7
ABh - 15/40 cm	0	13.0	18.4	6.7	15.2	47.1	5.59	0	0	-	-	-	-
Gr - 40/70 cm	0	16.8	25.1	6.6	11.2	40.2	5.84	0	0	-	-	-	-
Go - 70/120 cm	-												
Cg - 120/160cm	-												

IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

Unité de Sol n° 14 (voir profil de l'US n° 11)

Dénomination : Sol colluvio-alluvial (colluviosol fluvique), limono-sableux à sablo-limoneux, moyennement profond, des vallées des reliefs cristallins (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Unité marginale, moins de 0.2 % de la Surface totale du Rhône

UCS n° 106 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais

Pas de photo de profil

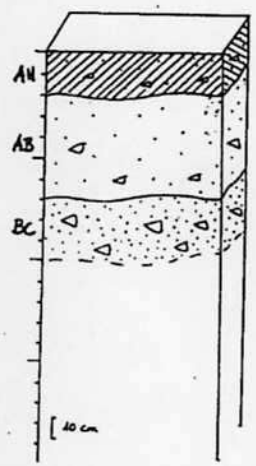
Localisation : Monts du Beaujolais et du Lyonnais

Commune : -

X : - **Y** : - **Z** : 400 à plus de 700 m

Occupation du sol : -

RU : 60 à 100 mm **Hy** : 0 **R** : 1.0



Pas de profil - Morphologie d'un sondage

AH - 0/20 cm : Limon sableux, brun (10 YR 32), structure grumeleuse (5 mm), peu compact. Quelques graviers, nombreuses racines.

AB - 20/70 cm : Sable limoneux, beige (10 YR 43), structure polyédrique subanguleuse (15 mm), compact. Quelques cailloux, racines peu nombreuses.

BC - 70/100 cm : Sable limoneux à sable grossier, jaune orangé (10 YR 74), structure particulaire, nombreux cailloux, pas ou peu de racines.

Roche mère : Alluvions récentes.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

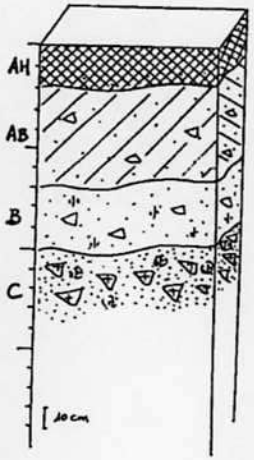
Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
AH - 0/20 cm	-												
AB - 20/70 cm	-												
BC - 70/100 cm	-												

Unité de Sol n° 15 (voir profils des US n° 11 et 13)

Dénomination : Sol alluvial (fluviosol typique), limono-sableux à sablo-limoneux, profond, des vallées des reliefs cristallins (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Unité faiblement représentée, moins de 0.5 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 106, 107 et 3091 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais (localement piémont)

Pas de photo de profil
Localisation : Monts du Beaujolais et du Lyonnais
Commune : -
X : - **Y** : - **Z** : 400 à plus de 700 m
Occupation du sol : -
RU : 100 à 150 mm **Hy** : 0 **R** : 1.0



Pas de profil - Morphologie d'un sondage

AH - 0/20 cm : Limon sableux, brun (10 YR 32), structure grumeleuse (5 mm), peu compact. Quelques graviers, nombreuses racines.

AB - 20/70 cm : Sable limoneux, beige (10 YR 43), structure polyédrique subanguleuse (15 mm), compact. Quelques cailloux, racines peu nombreuses.

B - 70/100 cm : Sable limoneux à sable grossier, jaune orangé (10 YR 74), structure particulaire, nombreux cailloux, pas ou peu de racines.

C - > 100 cm : Sable grossier, jaune orangé (10 YR 74), compact, très nombreux cailloux, pas de racines.

Roche mère : Alluvions récentes.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
AH - 0/20 cm	-												
AB - 20/70 cm	-												
B - 70/100 cm	-												
C - > 100 cm	-												

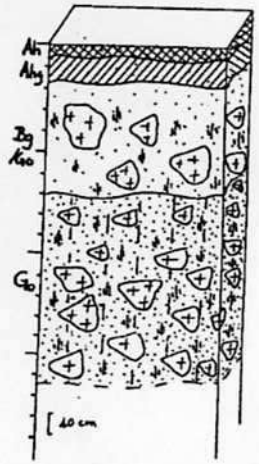
IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

Unité de Sol n° 16

Dénomination : Sol alluvial hydromorphe (fluviosol réductique), sablo-limoneux, profond, des vallées des reliefs cristallins (gneiss, diorite, granite, tuf ou schiste).

Environ 2 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 106, 107 et 3091 - Mts du Beaujolais et du Lyonnais + Piémont

Pas de photo du Profil n° 17
Localisation : Monts du Beaujolais
Commune : Chénelette
X : 765.800 **Y** : 2132.600 **Z** : 675 m
Occupation du sol : pré pâturé
RU : 90 mm **Hy** : 2 à 4 **R** : 0.6 à 1.8



Profil n° 17 - Morphologie

Ah - 0/5 cm : Sable limoneux, noirâtre (10 YR 32), structure grumeleuse (5 mm), meuble. Quelques cailloux, très nombreuses racines.

Ahg - 5/15 cm : Sable limoneux, beige (10 YR 42), structure polyédrique subanguleuse (5-20 mm), meuble. Quelques pierres et blocs, nombreuses racines, nombreuses taches rouille (2.5 YR 34).

Bg/Go - 15/70 cm : Sable limoneux, gris orangé (2.5 Y 52), structure polyédrique anguleuse (5-25 mm), meuble. Nombreux blocs, nombreuses racines, quelques taches rouille (7.5 YR 56).

Go - 70/160 cm : Sable caillouteux, grisâtre rouille (5 GY 51), structure particulaire, peu compact, pas ou peu de racines, nombreuses taches rouille (7.5 YR 56).

Roche mère : Alluvions colluvions.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

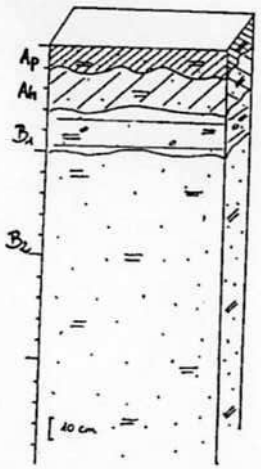
Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ah - 0/5 cm	5	21.5	38.6	15.0	10.0	14.9	5.47	0	0	2.2	0.16	8.0	25.0
Ahg - 5/15 cm	0	22.4	31.7	19.0	15.9	22.7	6.44	0	0	-	-	-	-
Bg/Go - 15/70 cm	60	11.1	21.5	9.9	21.0	36.5	5.71	0	0	-	-	-	-
Go - 70/160 cm	80	6.7	10.0	14.7	14.1	64.5	5.85	0	0	-	-	-	-

Unité de Sol n° 34

Dénomination : Sol brun calcaire profond (calcosol), limono-sableux, issu de loess.

Environ 2 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 321, 505, 6021, 604, 708 - Côteaux, vallée du Rhône et costières des Dombes

Photo du Profil n° 95
Localisation : Vallée du Rhône - Est Lyonnais
Commune : Corbas
X : 798.300 **Y** : 2078.975 **Z** : 198 m
Occupation du sol : maïs
RU : 200 mm **Hy** : 0 à 1 **R** : 1.5



Profil n° 95 - Morphologie

Ap - 0/10 cm : Limon sableux, calcaire, beige (10 YR 46), structure grumeleuse (5 mm), meuble, racines peu nombreuses.

Ah - 10/30 cm : Limon sableux, calcaire, beige (10 YR 56), structure polyédrique subanguleuse (60 mm), meuble, racines peu nombreuses.

B1 - 30/50 cm : Limon sableux, calcaire, beige orangé (10 YR 68), structure polyédrique subanguleuse (50 mm) à tendance continue, peu de racines.

B2 - 50/210 cm et + : Limon sableux, calcaire, jaunâtre (2.5 Y 66), structure polyédrique subanguleuse (40 mm) à tendance continue, peu ou pas de racines.

Roche mère : Loess.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/10 cm	0	17.7	16.2	37.8	24.8	3.6	8.03	12.3	2.5	1.7	0.1	9.9	8.7
Ah - 10/30 cm	0	17.5	16.2	38.6	23.6	4.1	8.07	13.4	2.8	-	-	-	-
B1 - 30/50 cm	0	11.0	19.4	40.3	20.6	8.7	8.36	24.8	4.9	-	-	-	-
B2 - 50/210 cm	0	12.5	20.2	40.7	20.8	5.8	8.35	19.9	3.4	-	-	-	-

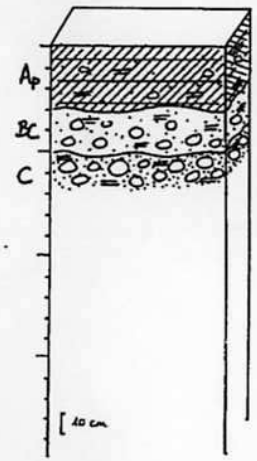
*IGCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

Unité de Sol n° 58

Dénomination : Sol brun calcaire à rendzine (rendosol calcarique), sablo-argileux, issu des pentes fortes des moraines du Riss de la vallée du Rhône.

Unité marginale, moins de 0.2 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 509, 606 et 7052 - Vallée du Rhône (Est Lyonnais) et côteaux du Lyonnais

Pas de photo de profil
Localisation : Est Lyonnais
Commune : -
X : - **Y** : - **Z** : -
Occupation du sol : -
RU : 35 à 50 mm **Hy** : 0 **R** : 1.0



Pas de profil - Morphologie d'un sondage

Ap - 0/30 cm : Sable argilo-limoneux, brun à brun foncé (10 YR 43), structure en agrégats émoussés (1 à 5 mm), calcaire. Nombreuses racines et radicelles.

BC - 30/50 cm : Sable graveleux, beige jaunâtre (10 YR 66). Structure peu nette, très compact, calcaire. Quelques radicelles.

C - > 50 cm : Sable, gris beige clair (2.5 Y 62) à beige orangé (7.5 YR 56), très compact, calcaire. Nombreux cailloux et graviers. Nombreuses taches rouille.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/30 cm	-												
BC - 30/50 cm	-												
C - > 50 cm	-												

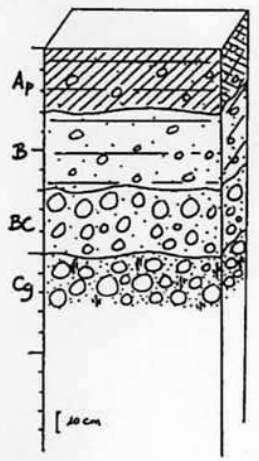
IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

Unité de Sol n° 59

Dénomination : Sol brun décarbonaté fersiallitique (fersialsol décarbonaté), sablo-argileux, issu des pentes fortes des moraines du Riss de la vallée du Rhône.

Unité marginale, moins de 0.2 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 510 et 7051 - Vallée du Rhône (Est Lyonnais) et côteaux du Lyonnais

Pas de photo du Profil n° 676
Localisation : Etude INRA - 1972 - n° 6
Commune : Communay
X : 794.350 **Y** : 2069.375 **Z** : 250 m
Occupation du sol : -
RU : 70 mm **Hy** : 0 **R** : 1.2



Profil n° 676 - Morphologie

Ap - 0/30 cm : Sable argilo-limoneux, brun à brun foncé (10 YR 43), structure en agrégats émoussés (1 à 5 mm), non calcaire. Nombreuses racines et radicelles.

B - 30/70 cm : Sable argilo-limoneux, brun jaunâtre (10 YR 58), non calcaire. Très nombreuses racines. Nombreux graviers de quartz en poches et lit de gros galets de 10 à 20 cm.

BC - 70/100 cm : Sable graveleux, beige jaunâtre (10 YR 66). Structure peu nette, très compact. Quelques radicelles.

Cg - 100/120 cm : Sable, gris beige clair (2.5 Y 62) à beige orangé (7.5 YR 56), très compact. Nombreux cailloux et graviers. Nombreuses taches rouille.

Pas de photo

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

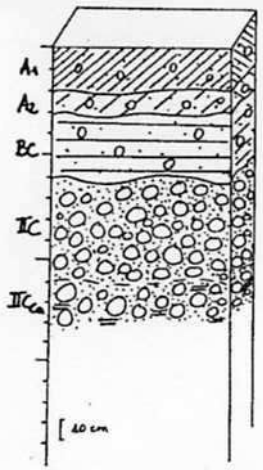
Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ap - 0/30 cm	50	13.4	13.9	25.5	20.6	26.6	5.40	-	-	2.0	-	-	-
B - 30/70 cm	35	18.0	13.5	22.2	18.9	27.4	5.40	0	0	-	-	-	-
BC - 70/100 cm	40	9.8	11.8	12.9	23.9	41.6	4.80	0	0	-	-	-	-
Cg - 100/120 cm	40	11.9	11.9	10.2	25.3	40.7	4.70	-	-	-	-	-	-

Unité de Sol n° 60

Dénomination : Sol brun (brunisol mésosaturé), limono-sableux, issu des moraines du Riss de la vallée du Rhône.

Environ 0.5 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 511 et 707 - Vallée du Rhône (Est Lyonnais) et côteaux du Lyonnais

Photo du Profil n° 93
Localisation : Vallée du Rhône
Commune : Pusignan
X : 814.425 **Y** : 2087.550 **Z** : 220 m
Occupation du sol : maïs
RU : 100 mm **Hy** : 0 **R** : 1.3



Profil n° 93 - Morphologie

A1 - 0/20 cm : Limon sableux, beige (10 YR 44), structure grumeleuse (5 à 15 mm), meuble, quelques cailloux, racines assez nombreuses.

A2 - 20/30 cm : Limon sableux, beige (10 YR 44), structure polyédrique anguleuse (40 mm), meuble, quelques cailloux, racines assez nombreuses.

BC - 30/60 cm : Limon argilo-sableux, beige rougeâtre (7.5 YR 46), structure polyédrique anguleuse, peu compact, cailloux assez nombreux, racines peu nombreuses. Quelques taches d'altération (10 YR 42).

IIC - 60/110 cm : Sable caillouteux, beige jaune rougeâtre (2.5 Y 64), structure particulaire, compact, très nombreux cailloux, peu de racines. Nombreuses taches d'altération (10 YR 56).

IICca - > 110 cm : Sable caillouteux, calcaire, compact.
Roche mère : Moraine du Riss.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)													
Horizon	**Ref.**	**A**	**Lf**	**Lg**	**Sf**	**Sg**	**pH**	**ca.t**	**ca.a**	**MO**	**Ntot**	**C/N**	**CEC**
A1 - 0/20 cm	0	21.4	20.4	27.9	19.2	11.0	6.86	0	0	1.8	0.11	9.5	7.0
A2 - 20/30 cm	-												
BC - 30/60 cm	-												
IIC - 60-110 cm	-												
IICca - > 110 cm	-												

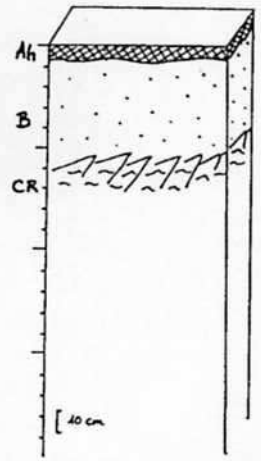
*IGCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

Unité de Sol n° 66

Dénomination : Sol brun acide faiblement lessivé (brunisol néoluvique), limono-sableux, issu de micaschistes et schistes houillers.

Environ 2 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 703 - Côteaux du Lyonnais (Plateau de Condrieu)

Photo du Profil n° 46
Localisation : Plateau de Condrieu
Commune : Saint Cyr sur Rhône
X : 792.300 **Y** : 2061.325 **Z** : 460 m
Occupation du sol : taillis chêne-chataignier
RU : 135 mm **Hy** : 0 **R** : 0.3



Profil n° 46 - Morphologie

Ah - 0/5 cm : Limon sableux, brun noir (10 YR 32), structure grumeleuse (10 mm), meuble, nombreuses racines.

B - 5/55 cm : Limon sableux, beige jaunâtre (10 YR 54), structure granulaire (5 mm), peu compact. Racines peu nombreuses.

CR - > 55 cm : Sable caillouteux.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)													
Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
Ah - 0/5 cm	0	19.3	24.1	24.7	17.6	14.4	4.07	0	0	15.8	0.57	16.1	13.1
B - 5/55 cm	0	22.5	22.3	25.8	20.2	9.2	4.23	0	0	-	-	-	-
CR - > 55 cm	-												

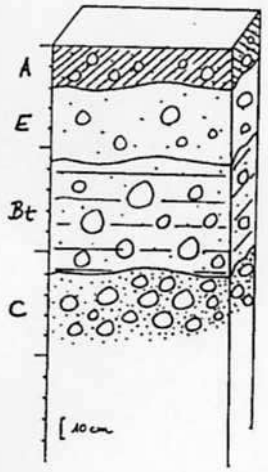
IGCS, carte des sols du Rhône, ***SOL-CONSEIL / SIRA,*** *1997*

Unité de Sol n° 69

Dénomination : Sol brun fersiallitique dégradé et hydromorphe (fersialsol rédoxique), sablo-argileux, issu de moraines résiduelles.

Environ 0.5 % de la Surface totale du Rhône
UCS n° 705 - Côteaux du Lyonnais

Photo du Profil n° 103
Localisation : Coteaux du Lyonnais
Commune : Grigny
X : 791.400 **Y** : 2072.775 **Z** : 265 m
Occupation du sol : vigne
RU : 70 mm **Hy** : 2 **R** : 0.9



Profil n° 103 - Morphologie

A - 0/20 cm : Sable, brun noir (10 YR 32), structure grumeleuse (5 à 10 mm), meuble, nombreux cailloux, nombreuses racines.

E - 20/55 cm : Sable limoneux, beige jaunâtre (10 YR 36), structure polyédrique subanguleuse (20 mm), cailloux assez nombreux, quelques racines.

Bt - 55/110 cm : Sable argilo-limoneux, beige rougeâtre (2.5 YR 58), structure polyédrique anguleuse (20 mm), compact. Nombreux cailloux. Quelques racines.

C - 110-140 cm : Sable, beige orangé (7.5 YR 68), structure particulaire, peu compact, nombreux cailloux, racines peu nombreuses.

Roche mère : Moraines caillouteuses.

CARACTERES ANALYTIQUES (chiffres en %, sauf pH et CEC en meq/100g)

Horizon	Ref.	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	ca.t	ca.a	MO	Ntot	C/N	CEC
A - 0/20 cm	10	12.5	14.1	12.9	24.8	35.7	7.57	1.2	-	2.3	0.16	8.4	7.7
E - 20/55 cm	10	13.3	15.5	13.6	27.0	30.6	7.50	0.7	0	-	-	-	-
Bt - 55/110 cm	40	31.0	10.0	7.5	16.9	34.7	7.31	0.1	0	-	-	-	-
C - 110/140 cm	-	9.4	4.3	2.8	16.8	66.8	7.16	0	0	-	-	-	-

*IGCS, carte des sols du Rhône, **SOL-CONSEIL / SIRA**, 1997*

Tableau I.3 : Caractéristiques des stations de pluies au niveau du bassin de l'Yzeron

Stations		Gestionnaire	Date de mise en service	Coordonnées Lambert II étendu (m)		Altitude (m)
Code	Nom			X	Y	
GLV0321P	Grézieu-La-Varenne	1	1988	782 913	2085 054	339.76
PLNP0330P	Pollionnay	1	1997	782 378	2086 632	334.71
SPP0602P	Saint-Pierre-La-Palud	1	2005	779 106	2089 043	602.00
P15	Saint-Génis-Laval	2	1985	790 200	2081 700	260.45
P18	La-Tour-de-Salvagny	2	1985	788 670	2093 370	340.50
P24	Les Battières	2	1985	790 125	2086 280	270.75
P27	Champagne-au-Mont-d'Or	2	1985	789 865	2091 460	286.05

Gestionnaire du réseau : (1) Cemagref de Lyon, (2) Grand Lyon

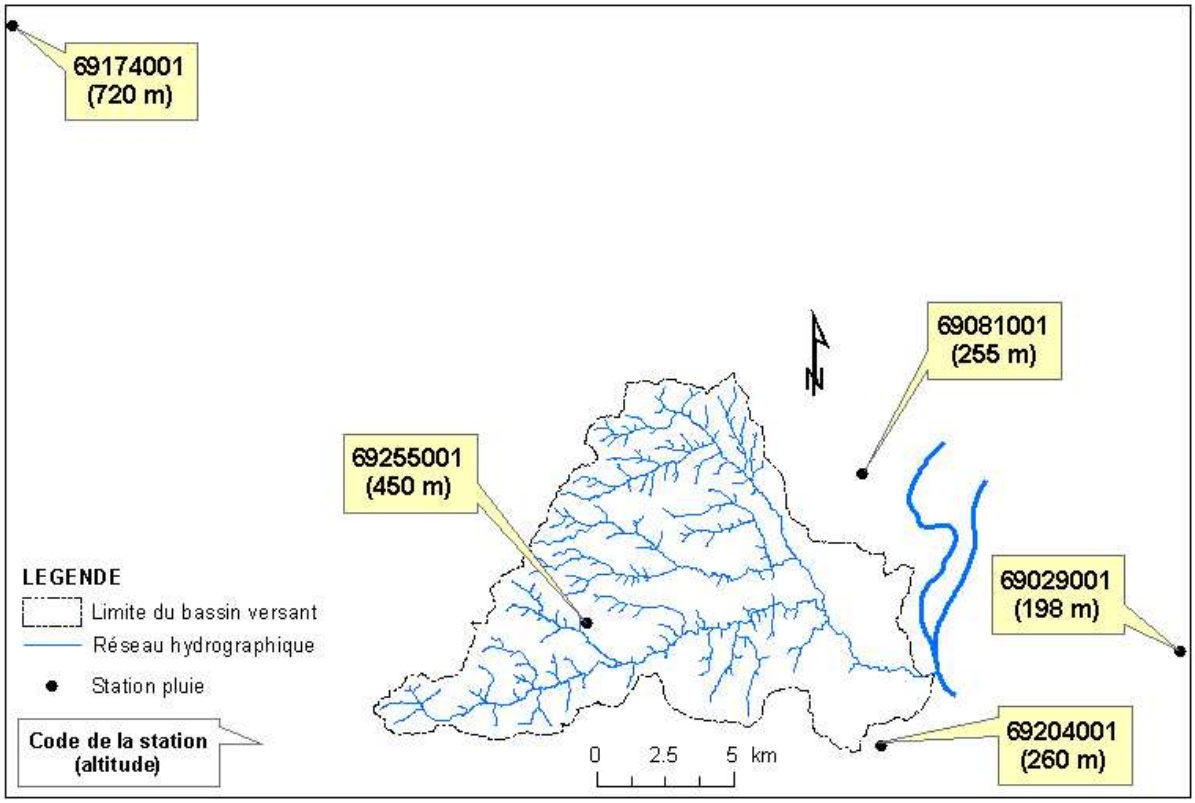


Figure I.1 : Emplacement des stations de pluies gérées par Météo-France

Tableau I.4 : Caractéristiques des stations de pluies gérées par Méto-France

Stations		Date de mise en service	Date de fermeture	Coordonnées Lambert II étendu (m)		Altitude (m)
Code	Nom			X	Y	
69081001	Ecully	01/01/1946	30/11/2003	790 600	2090 200	255
69029001	Bron	01/01/1888	ouverte	802 300	2083 700	198
69204001	Saint-Genis Laval	01/07/1880	31/12/1991	791 300	2080 200	260
69174001	Col des sauvages	01/06/1896	31/03/1997	759 400	2106 700	720
69255001	Vaugneray	01/11/1945	31/12/1986	780 500	2084 700	450

Tableau I.5 : Caractéristiques des stations limnimétriques au niveau du bassin de l'Yzeron

Station		Nom de la station	Nom du cours d'eau	Gestionnaire	Date de mise en service	Coordonnées Lambert II étendu (m)		Aire drainée (km²)	Altitude (m)
Code DIREN	Code Cemagref					X	Y		
V3015010	-	Craponne	Yzeron	1	26/10/1969	785 470	2084 490	41.89	244
V3015020	-	Taffignon	Yzeron	1	16/09/1988	789 533	2084 479	127.1	180
V3019110	GLV0312Q	Vieux pont de la Barge	Chaudanne	2	01/12/1987	783 128	2085 347	2.7	312
V3015810	PLN0314Q	Pollionnay	Mercier	2	01/12/1987	782 349	2086 425	6.9	314
-	PLN0406Q	-	Verdy	2	15/02/2005	780 537	2088 305	1.54	407

Gestionnaire du réseau : (1) DIREN Rhône-Alpes, (2) Cemagref de Lyon

Tableau I.6 : Bilan des échanges effectués en 2004 dans le cadre du projet EcoNet n°08157VL

Nom	Statut	Provenance	Destination	Date	Objet	Durée (en jours)
Beata BAZIAK*	Ingénieur	Université Polytechnique de Cracovie	Cemagref de Lyon	Mi-octobre et novembre 2003	Réunions, préparation des données de base	45
Pascal BREIL	Chercheur	Cemagref de Lyon	Université Polytechnique de Cracovie	Mai 2004	Réunions, discussion sur la structure du modèle WISTOO	3
Raouf GNOUMA	Doctorant	Cemagref de Lyon	Université Polytechnique de Cracovie	Mai 2004	Réunions, discussion sur la structure du modèle WISTOO et préparation des données de base	15
Wiesław GĄDEK	Professeur	Université Polytechnique de Cracovie	Cemagref de Lyon	Juin 2004	Réunions, implémentation du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron	6
Raouf GNOUMA	Doctorant	Cemagref de Lyon	Université Polytechnique de Cracovie	Novembre 2004	Réunions, implémentation du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron	23

(*) : la mission de Beata BAZIAK a été effectuée dans le cadre du projet POLONIUM (2001-2003).

Tableau I.7 : Bilan des échanges effectués en 2005 dans le cadre du projet EcoNet n°08157VL

Nom	Statut	Provenance	Destination	Date	Objet	Durée (en jours)
Raouf GNOUMA	Doctorant	Cemagref de Lyon	Université Polytechnique de Cracovie	Avril 2005	Réunions, calage du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron	10
Wiesław GĄDEK	Professeur	Université Polytechnique de Cracovie	Cemagref de Lyon	Juin et juillet 2005	Réunions, calage du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron	15
Wiesław GĄDEK	Professeur	Université Polytechnique de Cracovie	Cemagref de Lyon	Novembre 2005	Réunions, séminaire de restitution du projet EcoNet	6
Raouf GNOUMA	Doctorant	Cemagref de Lyon	Université Polytechnique de Cracovie	Décembre 2005	Réunions, calage du modèle WISTOO sur le bassin de l'Yzeron	20

Tableau I.8 : Propriétés hydrauliques des sols classées selon leur texture (Rawls et Brakensiek, 1989)

Texture	Conductivité hydraulique à saturation (m/h)	Teneur en eau à saturation (m^3/m^3)
Sand	0.2100	0.417
Loamy_sand	0.0611	0.401
Sandy_loam	0.0259	0.412
Loam	0.0132	0.434
Silt_loam	0.0068	0.486
Sandy_clay_loam	0.0043	0.330
Clay_loam	0.0023	0.390
Silty_clay_loam	0.0015	0.432
Sandy_clay	0.0012	0.321
Silty_clay	0.0009	0.423
Clay	0.0006	0.385

Tableau I.9 : Propriétés hydrauliques des sols utilisées dans WISTOO déduites à partir du tableau I.8 de l'annexe I de Rawls et Brakensiek, (1989) (source : BD sols SIRA)

N° dans WISTOO	UC	% US	Couche	Epaisseur (m)	Texture	Kvs (m/s)	Khs (m/s)	θs (m^3/m^3)
1	101	65% US 1 et 35% US 2	Couche A	0.30	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.15	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.50	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
2	102	50% US 4 et 50% US 5	Couche A	0.25	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.40	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.30	Arène sablo-caillouteuse	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
3	103	70% US 4 et 30% US 5	Couche A	0.15	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.40	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.30	Arène sablo-caillouteuse	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
4	105	100% US 11	Couche A	0.65	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.35	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.40	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
5	106	10% US 14, 20% US 15 et 70% US 16	Couche A	0.20	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.55	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
6	107	30% US 15 et 70% US 16	Couche A	0.20	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.55	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
7	201	30% US 18 et 70% US 19	Couche A	0.60	Limon	$3.67\ 10^{-6}$	$3.67\ 10^{-6}$	0.434
			Couche B	0.20	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.15	Sable argileux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
8	302	100% US 6	Couche A	0.10	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche B	0.50	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
9	303	30% US 4 et 70% US 5	Couche A	0.50	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.40	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.10	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330

10	305	70% US 4 et 30% US 5	Couche A	0.15	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.40	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.30	Arène sablo-caillouteuse	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
11	310	100% US 21	Couche A	0.10	Argile limoneuse	$6.39\ 10^{-7}$	$6.39\ 10^{-7}$	0.390
			Couche B	0.40	Argile	$1.67\ 10^{-7}$	$1.67\ 10^{-7}$	0.385
			Couche C	0.20	Argile	$1.67\ 10^{-7}$	$1.67\ 10^{-7}$	0.385
12	312	100% US 23	Couche A	0.30	Limon argileux	$6.39\ 10^{-7}$	$6.39\ 10^{-7}$	0.390
			Couche B	0.20	Argile limoneuse	$6.39\ 10^{-7}$	$6.39\ 10^{-7}$	0.390
			Couche C	0.50	Argile	$1.67\ 10^{-7}$	$1.67\ 10^{-7}$	0.385
13	320	100% US 33	Couche A	0.60	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche B	0.50	Limon argilo-sableux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.35	Argile limoneuse	$6.39\ 10^{-7}$	$6.39\ 10^{-7}$	0.390
14	701	100% US 5	Couche A	0.50	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.40	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.10	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
15	702	100% US 4	Couche A	0.15	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.40	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.30	Arène sablo-caillouteuse	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
16	703	100% US 66	Couche A	0.05	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.55	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
17	704	100% US 12	Couche A	0.20	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.60	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.20	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
18	705	100% US 69	Couche A	0.55	Sable	$2.29\ 10^{-5}$	$3.20\ 10^{-5}$	0.417
			Couche B	0.55	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.30	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
19	706	100% US 4	Couche A	0.15	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.40	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.30	Arène sablo-caillouteuse	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
20	707	100% US 60	Couche A	0.30	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.30	Limon argilo-sableux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.30	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417

21	708	100% US 34	Couche A	0.30	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.70	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche C	0.20	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
22	1011	100% US 3	Couche A	0.20	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.20	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.10	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
23	1021	80% US 6 et 20% US 7	Couche A	0.10	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche B	0.50	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
24	1031	50% US 8 et 50% US 9	Couche A	0.50	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.50	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche C	0.20	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
25	1032	100% US 6	Couche A	0.10	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche B	0.50	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
26	1041	80% US 6 et 20% US 7	Couche A	0.10	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche B	0.50	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
27	1042	100% US 10	Couche A	0.40	Limon	$3.67\ 10^{-6}$	$3.67\ 10^{-6}$	0.434
			Couche B	0.40	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.30	Sable argileux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
28	1051	20% US 12 et 80% US 13	Couche A	0.40	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.60	Sable argileux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.60	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
29	7011	100% US 4	Couche A	0.15	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.40	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.30	Arène sablo-caillouteuse	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
30	7021	100% US 5	Couche A	0.50	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.40	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
			Couche C	0.10	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330
31	7022	100% US 10	Couche A	0.40	Limon	$3.67\ 10^{-6}$	$3.67\ 10^{-6}$	0.434
			Couche B	0.40	Limon sablo-argileux	$1.19\ 10^{-6}$	$1.19\ 10^{-6}$	0.330

			Couche C	0.30	Sable argileux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
32	7041	100% US 13	Couche A	0.40	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.60	Sable argileux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.60	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
33	7042	80% US 15 et 20% US 16	Couche A	0.20	Limon sableux	$7.19\ 10^{-6}$	$7.19\ 10^{-6}$	0.412
			Couche B	0.80	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.30	Sable grossier	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
34	7043	100% US 16	Couche A	0.20	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.55	Sable limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.20	Sable caillouteux	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
35	7051	100% US 59	Couche A	0.30	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0.70	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche C	0.20	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
36	7052	100% US 58	Couche A	0.30	Sable argilo-limoneux	$1.70\ 10^{-5}$	$1.70\ 10^{-5}$	0.401
			Couche B	0 .20	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417
			Couche C	0.20	Sable	$5.83\ 10^{-5}$	$5.83\ 10^{-5}$	0.417

Kvs : Conductivité hydraulique verticale saturée
Khs : Conductivité hydraulique horizontale saturée
θs : Teneur en eau à saturation
N. B. : Dans le cas où l'UC est composée de plusieurs US, les propriétés hydrauliques de l'UC correspondent à l'US dominante. Par exemple pour déterminer les propriétés hydrauliques de l'UC 101, on prend celles de l'US 1.

Exemples de fichiers d’entrée du modèle WISTOO

Exemple de fichier Yzeron.est

```
1816 1316
771710.00000 793502.00000
2078448.00000 2094240.00000
  12.00000
 1013397  1026345  1026352
      0    1  1   26 1173    61782     44.935 1 3.00 0.90 0.06454 30  0  336.7 0.0000
      1    1  4   26 1175    61782    116.056 1 3.00 0.90 0.16669 30  0  337.0 0.0000
      2    1  2   26 1176    61783     44.935 1 3.00 0.90 0.06454 30  0  337.0 0.0000
      3    1  2   27 1172    61784     87.197 1 3.00 0.90 0.12524 30  0  336.4 0.0000
      4    1  2   27 1173   225161    131.255 1 3.00 0.90 0.18852 30  0  336.6 0.0000
      5    1  4   27 1175   119138    116.056 1 3.00 0.90 0.16669 30  0  336.9 0.0000
      6    1  2   27 1177    61785     61.951 1 3.00 0.90 0.08898 30  0  336.9 0.0000
      7    1  1   28 1170   119139     44.935 1 3.00 0.90 0.06454 30  0  335.8 0.0000
...
```

Ce fichier contient :

- le nombre de colonnes et de lignes du MNA (1ère ligne),
- les coordonnées x et y de la première et de la dernière maille (2ème et 3ème lignes),
- la résolution du MNA (ici 12 m) (4ème ligne),
- les valeurs pour chaque maille.

Exemple de fichier Yzeron.pxy

```
1816 1316
771710 793502
2078448 2094240
  12
7
1     790200      2081700     1     0     0     0     0     0     0
2     784625      2093370     1     0     0     0     0     0     0
3     790125      2086280     1     0     0     0     0     0     0
4     789865      2091460     1     0     0     0     0     0     0
5     782774      2084990     1     0     0     0     0     0     0
6     785085      2084560     0     0     0     0     0     0     1
7     789757      2084311     0     0     0     0     0     0     1
```

Ce fichier contient en plus de l'entête :

- le nombre total de station pluie/débit (5ème ligne),
- pour chaque station : le numéro, les coordonnées x et y, le type de données disponibles. Nous pouvons introduire, dans l'ordre, les données suivantes : la pluie (en mm), la température (en °C), l'humidité relative (en %), la vitesse du vent (en m/s), la direction du vent, la radiation solaire (w/m²) et le débit (m^3/s). Si la donnée est disponible alors nous notons 1. Dans le cas contraire, nous mettons 0.

Exemple de fichier Yzeron.qxy

```
1816 1316
771710.000000 793502.000000
2078448.000000 2094240.000000
12.000000
2
1114 807 1025042
1504 827 1025848
```

Ce fichier contient en plus de l'entête :

- le nombre total de station où on veut calculer le débit (5ème ligne),
- pour chaque station, les coordonnées x et y.

Exemple de fichier Yzeron.opr

```
1816  1316
771710      793502
2078448     2094240
      12
7
1     790200      2081700     1     0     0     0     0     0     0
2     784625      2093370     1     0     0     0     0     0     0
3     790125      2086280     1     0     0     0     0     0     0
4     789865      2091460     1     0     0     0     0     0     0
5     782774      2084990     1     0     0     0     0     0     0
6     785085      2084560     0     0     0     0     0     0     1
7     789757      2084311     0     0     0     0     0     0     1
1989  4     6     0
1989  5     19    23
1056
147.3
0     0     0     0     0     0.148 0.289
0     0     0     0     0     0.148 0.284
0     0     0     0     0     0.147 0.278
...
```

Ce fichier contient en plus de l'entête et des informations concernant les données hydro-météorologiques utilisées (même données que pour le fichier Yzeron.pxy) :

- la date et l'heure de début de la simulation,
- la date et l'heure de la fin de la simulation,
- le nombre de lignes de données,
- la surface du bassin versant en km²,
- les données. Pour cette exemple, on a les données de 5 stations de pluie et 2 stations de débit.

Exemple de fichier de sortie Yzeron.M_1

```
C:\Documents_Raouf\WISTOO_01_2006\Yzeron.est
1816 1316
771710.000000 793502.000000
2078448.000000 2094240.000000
12.000000
4
1114 807 1025042
1504 827 1025848
1114 806 0
1503 827 0
1989 4 6 0
1989 5 19 23
1211 495 0 0
0.285153 0.285150 0.000000 0.000000
1056
0.090  0.000000000 0.289  0.000000000 0.148  0.000000000 0.289  0.000000000  0.301
0.090  0.000000000 0.289  0.000000000 0.148  0.000000000 0.284  0.000000000  0.301
0.090  0.000000000 0.289  0.000000000 0.147  0.000000000 0.278  0.000000000  0.301
0.090  0.000000000 0.289  0.000000000 0.147  0.000000000 0.273  0.000000000  0.300
0.090  0.000000000 0.289  0.000000000 0.147  0.000000000 0.267  0.000000000  0.300
0.090  0.000000000 0.289  0.000000000 0.147  0.000000000 0.263  0.000000000  0.300
```

Ce fichier contient :

- le chemin d'accès du fichier Yzeron.est (1ère ligne),
- l'entête,
- le nombre total de station de débit observé et simulé (6ème ligne),
- les coordonnées x et y de ces stations,
- la date et l'heure de début de la simulation (11ème ligne),
- la date et l'heure de la fin de la simulation (12ème ligne),
- les coordonnées x et y de l'exutoire du bassin (13ème ligne),
- le nombre de lignes de données,
- les résultats pour chaque station.

Exemple de fichier Layer_A_B_C.txt

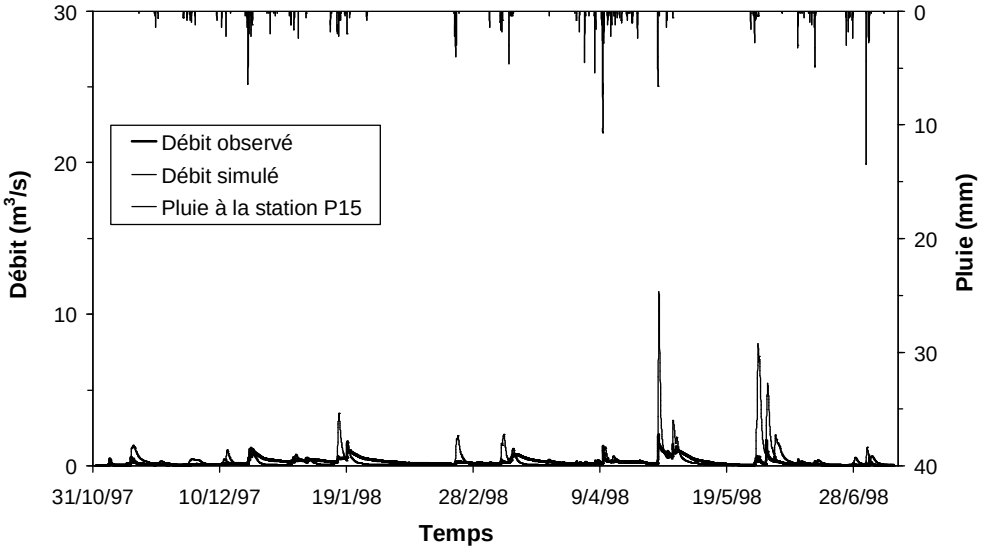
```
36   ← Nombre total de profils de sol
25   ← Facteur multiplicatif de toutes les perméabilités verticales
25   ← Facteur multiplicatif de toutes les perméabilités horizontales
N° de profil dans WISTOO → 1     101   0.30  0.000017000000   0.000017000000   40 ← Couche A
                                       0.15  0.000017000000   0.000017000000   40 ← Couche B
N° de profil dans le BD SIRA ↑         0.50  0.000017000000   0.000017000000   40 ← Couche C
                 2     102   0.25  0.000007190000   0.000007190000   41
                            0.40  0.000001190000   0.000001190000   33
                            0.30  0.000058300000   0.000058300000   42
                 3     103   0.15  0.000017000000   0.000017000000   40
                            0.40  0.000058300000   0.000058300000   42
                            0.30  0.000058300000   0.000058300000   42
                 .
                 .          Epaisseur  Perméabilité verticale à saturation  Perméabilité horizontale à saturation  Teneur en eau à saturation
                 .

                 36    7052  0.30  0.000017000000   0.000017000000   40
                            0.20  0.000058300000   0.000058300000   42
                            0.20  0.000058300000   0.000058300000   42
```

Comment lancer une simulation avec WISTOO ?

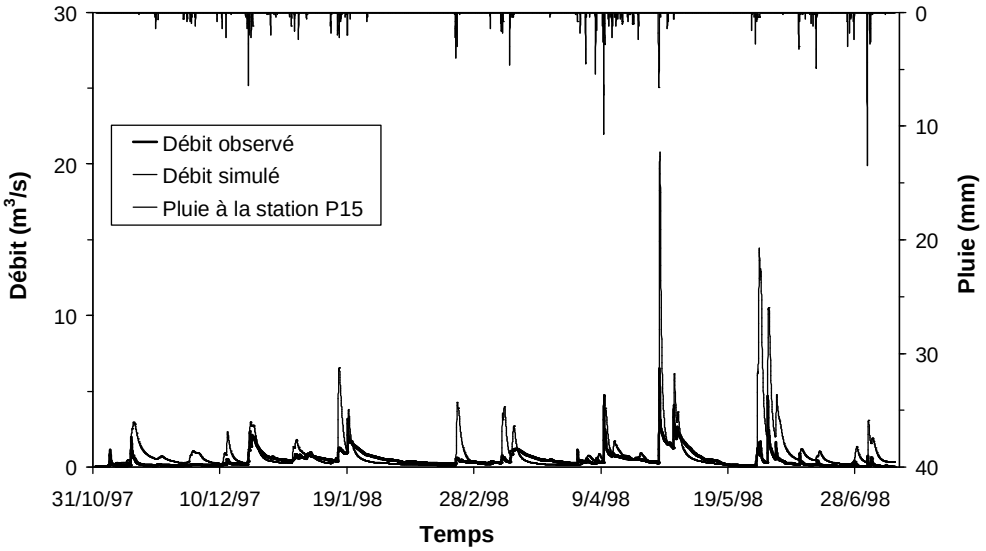
Pour lancer une simulation avec WISTOO, il faut suivre les différentes étapes suivantes :

- Lancer le programme **Model.exe** ;
- Dans la barre d'outils chosir le menu **Zbiór** puis la commande **Wczytanie parametrów estimacji** et selctionner le fichier **Yzeron.est** ;
- Dans la barre d'outils choisir le menu **Zbiór** puis la commande **Wczytanie współrzędnych punktów pomiarowych** et selctionner le fichier **Yzeron.pxy** ;
- Dans la barre d'outils choisir le menu **Zbiór** puis la commande **Punkty w których obliczany będzie przepływ** puis la commande **Ze zbioru** et selctionner le fichier **Yzeron.qxy** ;
- Dans la barre d'outils choisir le menu **Zbiór** puis la commande **Wczytanie danych** meteorologicznych et selctionner le fichier **Yzeron.opr** ;
- Dans la barre d'outils choisir la commande **Obliczenia** pour lancer la simulation ;
- A la fin de la simulation, choisir dans la barre d'outils le menu **Zbiór** puis la commande **Zapis wyników** et sauver le fichier des résultats de la simulation.
- Pour quitter le programme, choisir dans la barre d'outils le menu **Zbiór** puis la commande **Koniec**.

Résultats de simulations du modèle WISTOO

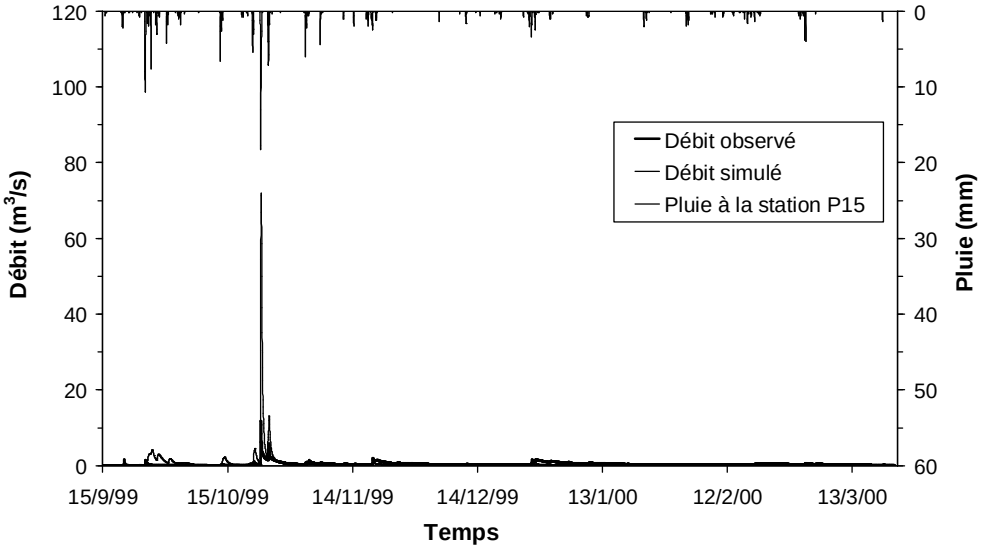


Station de Craponne

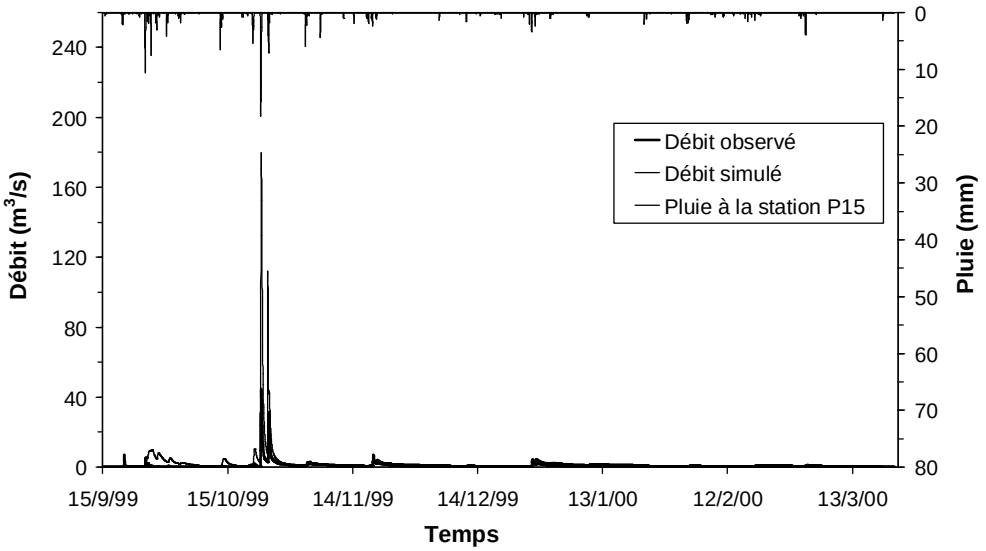


Station de Taffignon

Figure I.2 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 31/10/1997 au 10/07/1998)

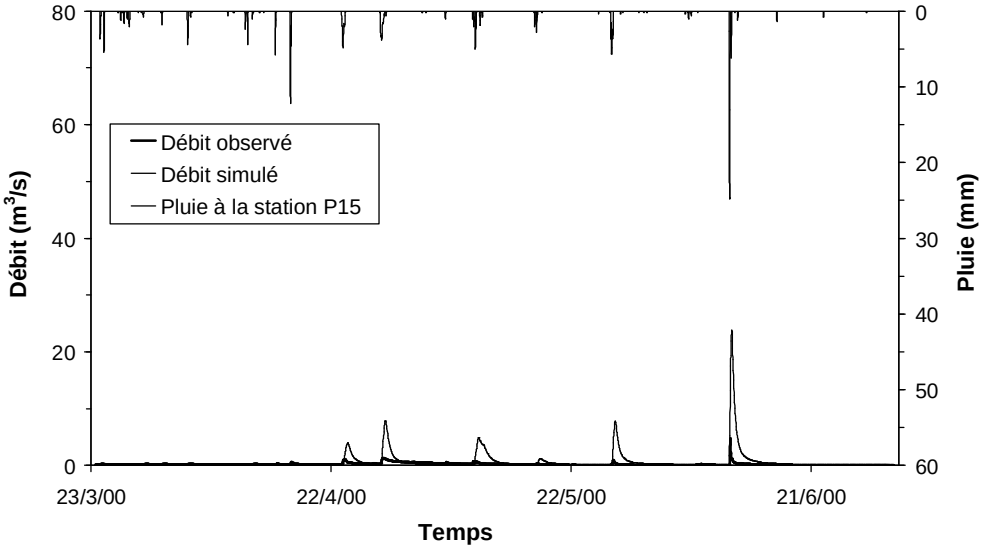


Station de Craponne

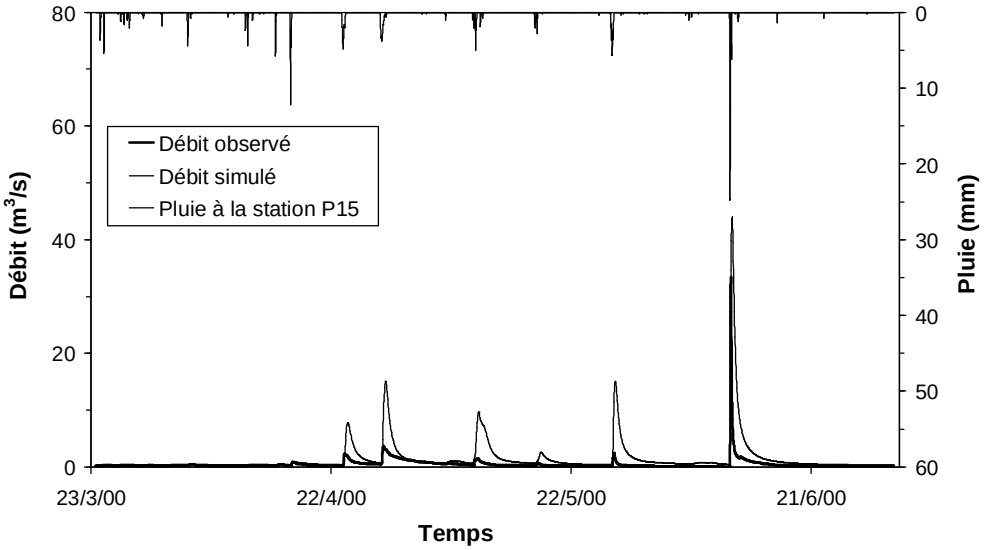


Station de Taffignon

Figure I.3 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 15/09/1999 au 23/03/2000)

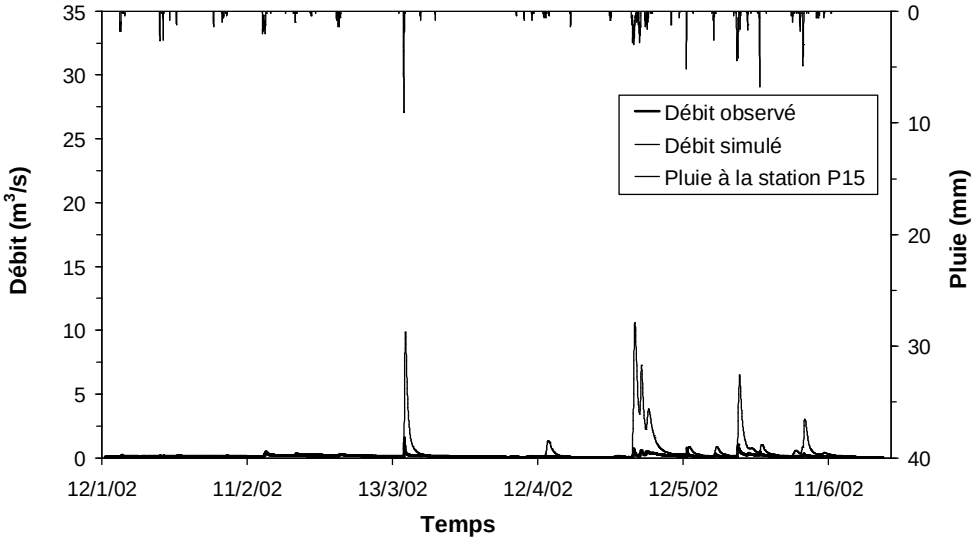


Station de Craponne

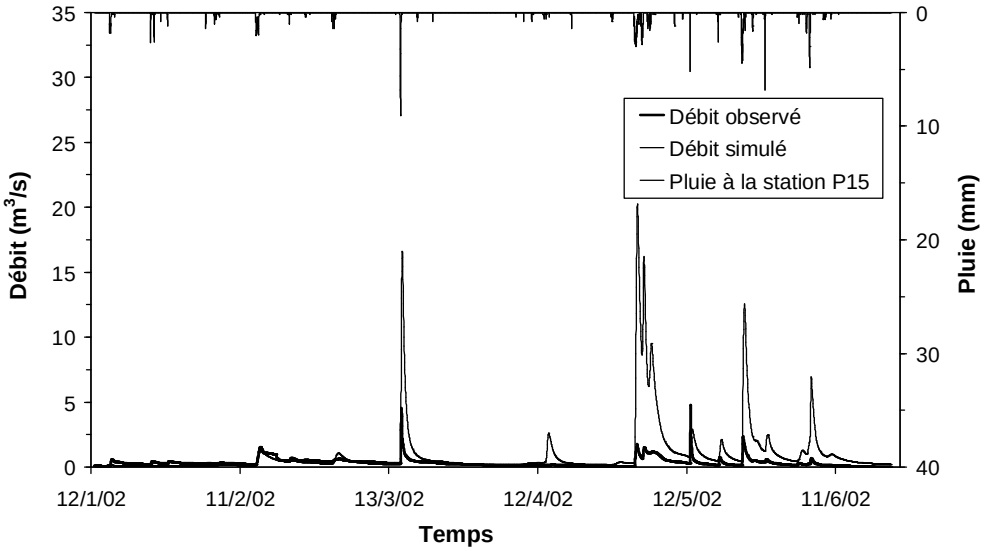


Station de Taffignon

Figure I.4 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 23/03/2000 au 01/07/2000)

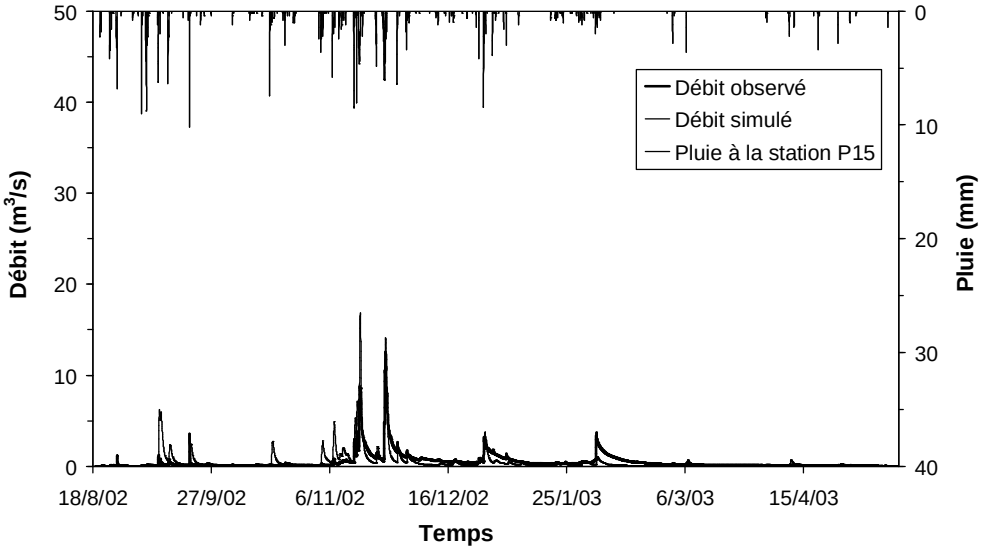


Station de Craponne

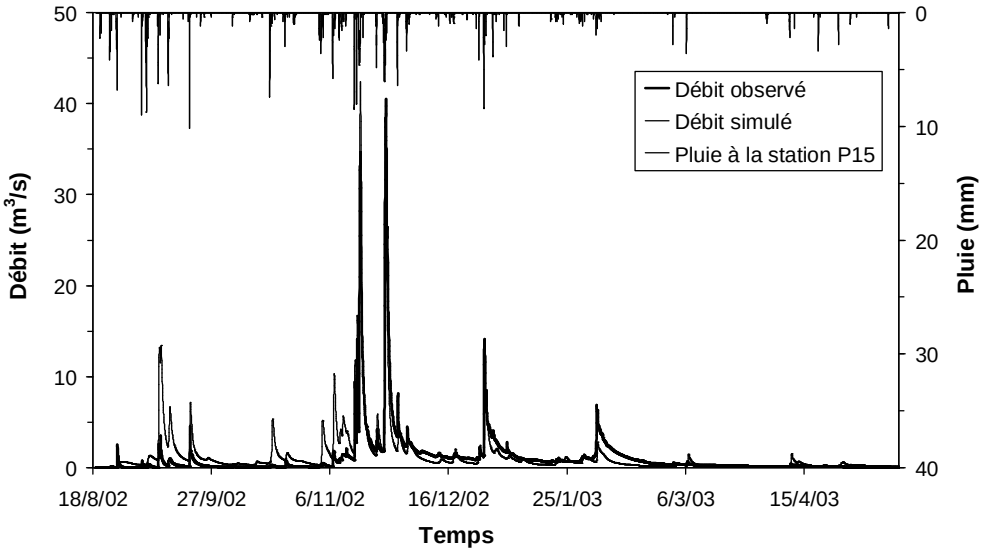


Station de Taffignon

Figure I.5 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 12/01/2002 au 22/06/2002)

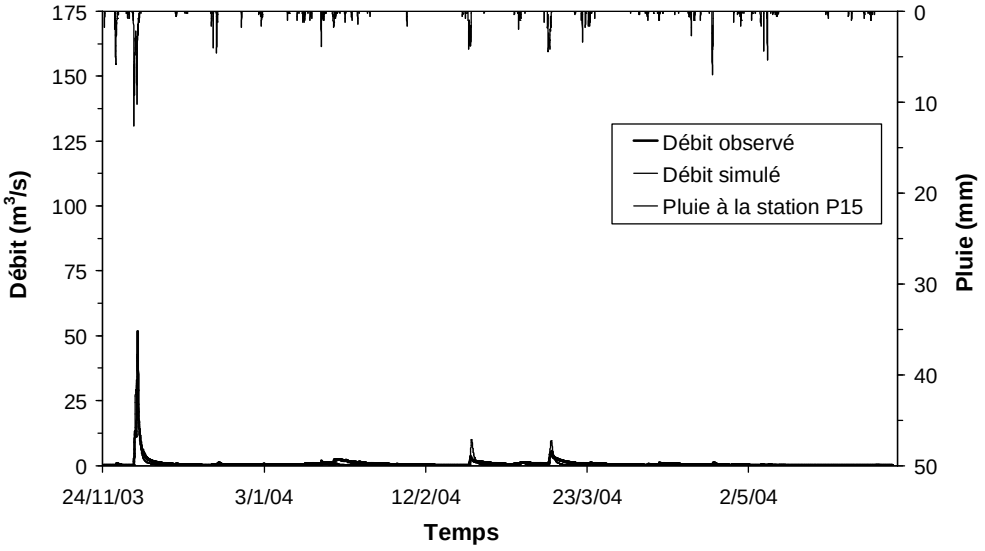


Station de Craponne

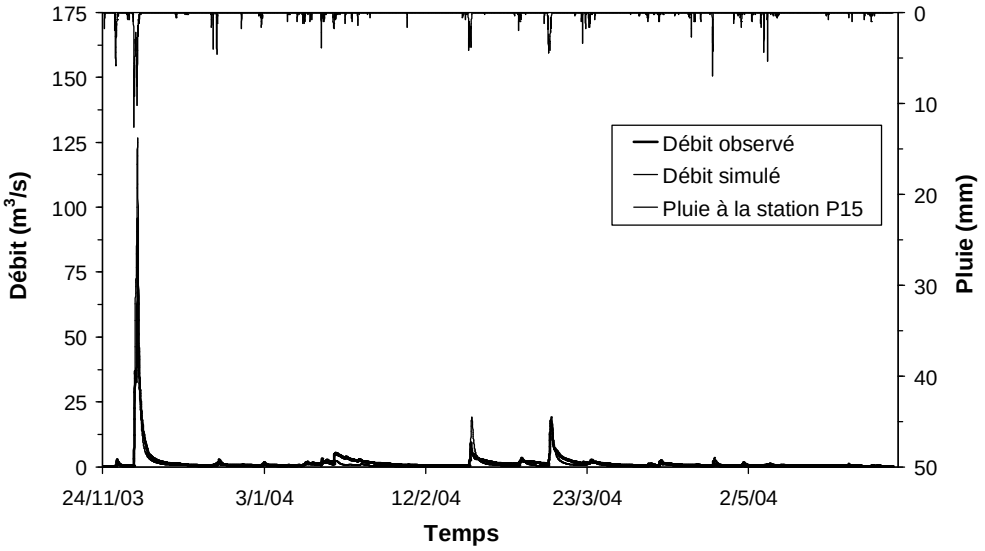


Station de Taffignon

Figure I.6 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 18/08/2002 au 17/05/2003)



Station de Craponne



Station de Taffignon

Figure I.7 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 24/11/2003 au 06/06/2004)

ANNEXE II

Tableau II.1 : Caractéristiques des unités cartographiques

Identifiant	% de surface	Perméabilité	Profondeur	Pentes	Occupation du sol
UC1	0.70	Perméable	Profond	Faibles	Zones urbaines
UC2	4.33	Perméable	Profond	Faibles	Prairies/Cultures
UC3	0.44	Perméable	Profond	Faibles	Forêt
UC4	0.32	Perméable	Profond	Moyennes	Zones urbaines
UC5	2.02	Perméable	Profond	Moyennes	Prairies/Cultures
UC6	0.44	Perméable	Profond	Moyennes	Forêt
UC7	0.15	Perméable	Profond	Fortes	Zones urbaines
UC8	1.08	Perméable	Profond	Fortes	Prairies/Cultures
UC9	0.63	Perméable	Profond	Fortes	Forêt
UC10	0.24	Peu perméable	Profond	Faibles	Zones urbaines
UC11	3.70	Peu perméable	Profond	Faibles	Prairies/Cultures
UC12	0.83	Peu perméable	Profond	Faibles	Forêt
UC13	0.14	Peu perméable	Profond	Moyennes	Zones urbaines
UC14	2.34	Peu perméable	Profond	Moyennes	Prairies/Cultures
UC15	0.59	Peu perméable	Profond	Moyennes	Forêt
UC16	0.08	Peu perméable	Profond	Fortes	Zones urbaines
UC17	2.95	Peu perméable	Profond	Fortes	Prairies/Cultures
UC18	1.92	Peu perméable	Profond	Fortes	Forêt
UC19	0.26	Imperméable	Profond	Faibles	Zones urbaines
UC20	2.58	Imperméable	Profond	Faibles	Prairies/Cultures
UC21	0.59	Imperméable	Profond	Faibles	Forêt
UC22	0.05	Imperméable	Profond	Moyennes	Zones urbaines
UC23	0.52	Imperméable	Profond	Moyennes	Prairies/Cultures
UC24	0.15	Imperméable	Profond	Moyennes	Forêt
UC25	0.02	Imperméable	Profond	Fortes	Zones urbaines
UC26	0.20	Imperméable	Profond	Fortes	Prairies/Cultures
UC27	0.08	Imperméable	Profond	Fortes	Forêt
UC28	1.67	Peu perméable	Moyennement profond	Faibles	Zones urbaines
UC29	**5.60**	**Peu perméable**	**Moyennement profond**	**Faibles**	**Prairies/Cultures**
UC30	0.59	Peu perméable	Moyennement profond	Faibles	Forêt
UC31	0.34	Peu perméable	Moyennement profond	Moyennes	Zones urbaines
UC32	3.61	Peu perméable	Moyennement profond	Moyennes	Prairies/Cultures
UC33	0.39	Peu perméable	Moyennement profond	Moyennes	Forêt
UC34	0.07	Peu perméable	Moyennement profond	Fortes	Zones urbaines
UC35	1.41	Peu perméable	Moyennement profond	Fortes	Prairies/Cultures
UC36	0.83	Peu perméable	Moyennement profond	Fortes	Forêt
UC37	0.10	Perméable	Superficiel	Faibles	Zones urbaines
UC38	1.94	Perméable	Superficiel	Faibles	Prairies/Cultures
UC39	0.47	Perméable	Superficiel	Faibles	Forêt

UC40	0.06	Perméable	Superficiel	Moyennes	Zones urbaines
UC41	4.12	Perméable	Superficiel	Moyennes	Prairies/Cultures
UC42	1.08	Perméable	Superficiel	Moyennes	Forêt
UC43	0.07	Perméable	Superficiel	Fortes	Zones urbaines
UC44	**6.86**	**Perméable**	**Superficiel**	**Fortes**	**Prairies/Cultures**
UC45	**11.00**	**Perméable**	**Superficiel**	**Fortes**	**Forêt**
UC46	0.08	Peu perméable	Superficiel	Faibles	Zones urbaines
UC47	0.26	Peu perméable	Superficiel	Faibles	Prairies/Cultures
UC48	**16.79**	**Imperméable**	**Superficiel**	**Faibles**	**Zones urbaines**
UC49	3.68	Imperméable	Superficiel	Faibles	Prairies/Cultures
UC50	0.68	Imperméable	Superficiel	Faibles	Forêt
UC51	5.01	Imperméable	Superficiel	Moyennes	Zones urbaines
UC52	1.51	Imperméable	Superficiel	Moyennes	Prairies/Cultures
UC53	0.42	Imperméable	Superficiel	Moyennes	Forêt
UC54	1.92	Imperméable	Superficiel	Fortes	Zones urbaines
UC55	1.05	Imperméable	Superficiel	Fortes	Prairies/Cultures
UC56	1.04	Imperméable	Superficiel	Fortes	Forêt

Tableau II.2 : Essai de bilan mensuel des sous-bassins versants de la Chaudanne et de l'Yzeron à la station de Craponne sur la période 1997-2004

					Mercier			Chaudanne					Yzeron à la station de Craponne				
	P	ETP	ETR	PN	Q	Bilan	Cumul	Q	Q	Q	Bilan	Cumul	Q	Q	Q	Bilan	Cumul
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm 0	m^3/s	10^6m^3	mm	mm	mm 0	m^3/s	10^6m^3	mm	mm	mm 0
janv-97	42.50	14.10	14.10	28.40	32.59	-4.19	-4.19	0.04	0.12	40.73	-12.33	-12.33	1.14	3.05	72.88	-44.48	-44.48
févr-97	24.30	42.50	24.30	0.00	22.97	-22.97	-27.16	0.01	0.03	11.95	-11.95	-24.29	0.35	0.84	19.97	-19.97	-19.97
mars-97	7.30	78.40	7.30	0.00	12.84	-12.84	-40.00	0.00	0.01	4.12	-4.12	-28.40	0.16	0.43	10.28	-10.28	-10.28
avr-97	16.90	123.70	16.90	0.00	8.85	-8.85	-48.85	0.00	0.00	1.16	-1.16	-29.56	0.06	0.17	4.00	-4.00	-4.00
mai-97	60.10	147.50	60.10	0.00	8.71	-8.71	-57.56	0.00	0.00	1.34	-1.34	-30.90	0.09	0.24	5.63	-5.63	-5.63
juin-97	90.20	131.70	90.20	0.00	10.65	-10.65	-68.20	0.00	0.01	1.83	-1.83	-32.73	0.06	0.16	3.71	-3.71	-3.71
juil-97	71.60	145.40	71.60	0.00	10.85	-10.85	-79.06	0.00	0.01	2.05	-2.05	-34.78	0.08	0.21	4.93	-4.93	-4.93
août-97	46.30	174.50	46.30	0.00	8.48	-8.48	-87.53	0.00	0.00	0.83	-0.83	-35.61	0.02	0.05	1.31	-1.31	-1.31
sept-97	22.40	102.10	22.40	0.00	5.92	-5.92	-93.46	0.00	0.00	0.47	-0.47	-36.08	0.02	0.04	1.01	-1.01	-1.01
oct-97	41.10	61.00	41.10	0.00	4.95	-4.95	-98.41	0.00	0.00	0.28	-0.28	-36.36	0.02	0.06	1.40	-1.40	-1.40
nov-97	27.30	32.00	27.30	0.00	4.37	-4.37	-102.78	0.00	0.01	3.00	-3.00	-39.36	0.09	0.23	5.55	-5.55	-5.55
déc-97	12.30	21.90	12.30	0.00	3.78	-3.78	-106.56	0.01	0.04	13.72	-13.72	-53.08	0.27	0.72	17.20	-17.20	-17.20
janv-98	27.40	32.90	27.40	0.00	3.95	-3.95	-110.51	0.02	0.06	21.74	-21.74	-74.83	0.44	1.18	28.12	-28.12	-28.12
févr-98	14.30	32.70	14.30	0.00	3.72	-3.72	-114.24	0.01	0.02	6.74	-6.74	-81.57	0.19	0.45	10.86	-10.86	-10.86
mars-98	25.70	79.20	25.70	0.00	3.90	-3.90	-118.14	0.01	0.03	9.64	-9.64	-91.21	0.31	0.82	19.66	-19.66	-19.66
avr-98	18.80	80.30	18.80	0.00	3.60	-3.60	-121.73	0.01	0.02	7.54	-7.54	-98.75	0.31	0.80	19.10	-19.10	-19.10
mai-98	38.20	151.70	38.20	0.00	3.75	-3.75	-125.49	0.01	0.03	9.43	-9.43	-108.18	0.35	0.93	22.13	-22.13	-22.13
juin-98	38.40	145.40	38.40	0.00	3.57	-3.57	-129.06	0.00	0.01	3.47	-3.47	-111.65	0.16	0.40	9.59	-9.59	-9.59
juil-98	3.30	182.80	3.30	0.00	2.93	-2.93	-131.99	0.00	0.00	0.58	-0.58	-112.23	0.03	0.07	1.79	-1.79	-1.79
août-98	14.20	165.30	14.20	0.00	2.51	-2.51	-134.50	0.00	0.00	0.00	0.00	-112.23	0.02	0.04	0.99	-0.99	-0.99
sept-98	103.20	94.10	94.10	9.10	3.75	5.35	-129.15	0.00	0.00	0.84	8.26	-103.97	0.04	0.09	2.25	6.85	6.85
oct-98	73.00	53.80	53.80	19.20	6.43	12.77	-116.38	0.00	0.00	1.36	17.84	-86.13	0.06	0.16	3.72	15.48	15.48
nov-98	43.60	25.70	25.70	17.90	8.39	9.51	-106.87	0.00	0.01	2.98	14.92	-71.21	0.09	0.22	5.26	12.64	12.64
déc-98	26.00	25.70	25.70	0.30	8.84	-8.54	-115.41	0.01	0.04	13.59	-13.29	-84.50	0.22	0.60	14.21	-13.91	-13.91
janv-99	44.50	26.90	26.90	17.60	12.29	5.31	-110.10	0.02	0.05	18.22	-0.62	-85.12	0.40	1.08	25.83	-8.23	-8.23
févr-99	49.90	27.90	27.90	22.00	17.32	4.68	-105.42	0.02	0.06	20.39	1.61	-83.51	0.69	1.68	40.02	-18.02	-18.02
mars-99	53.20	75.40	53.20	0.00	20.30	-20.30	-125.72	0.01	0.03	10.60	-10.60	-94.11	0.50	1.35	32.17	-32.17	-32.17
avr-99	42.30	80.40	42.30	0.00	16.69	-16.69	-142.41	0.01	0.02	6.16	-6.16	-100.26	0.31	0.80	19.04	-19.04	-19.04
mai-99	17.10	133.30	17.10	0.00	10.29	-10.29	-152.71	0.01	0.02	5.15	-5.15	-105.41	0.22	0.60	14.25	-14.25	-14.25

juin-99	1.50	155.40	1.50	0.00	7.23	-7.23	-159.94	0.00	0.01	2.37	-2.37	-107.77	0.06	0.16	3.78	-3.78	-3.78
juil-99	48.90	187.70	48.90	0.00	5.93	-5.93	-165.87	0.00	0.01	4.01	-4.01	-111.78	0.05	0.15	3.47	-3.47	-3.47
août-99	55.10	159.00	55.10	0.00	5.16	-5.16	-171.04	0.00	0.00	0.13	-0.13	-111.91	0.02	0.04	0.97	-0.97	-0.97
sept-99	124.50	122.40	122.40	2.10	9.58	-7.48	-178.52	0.00	0.00	0.65	1.45	-110.46	0.07	0.17	4.13	-2.03	-2.03
oct-99	54.90	48.90	48.90	6.00	9.74	-3.74	-182.26	0.04	0.10	34.35	-28.35	-138.81	0.49	1.31	31.17	-25.17	-25.17
nov-99	62.10	34.70	34.70	27.40	13.04	14.36	-167.90	0.03	0.08	28.03	-0.63	-139.44	0.59	1.54	36.78	-9.38	-9.38
déc-99	45.30	34.40	34.40	10.90	15.00	-4.10	-172.00	0.02	0.06	20.00	-9.10	-148.54	0.42	1.12	26.79	-15.89	-15.89
janv-00	17.10	21.60	17.10	0.00	12.05	-12.05	-184.05	0.02	0.05	17.80	-17.80	-166.35	0.51	1.37	32.58	-32.58	-32.58
févr-00	25.00	39.40	25.00	0.00	11.32	-11.32	-195.37	0.01	0.03	11.36	-11.36	-177.70	0.32	0.80	19.19	-19.19	-19.19
mars-00	34.90	73.60	34.90	0.00	11.26	-11.26	-206.63	0.01	0.03	9.24	-9.24	-186.94	0.26	0.71	16.83	-16.83	-16.83
avr-00	44.90	92.40	44.90	0.00	11.14	-11.14	-217.78	0.01	0.02	6.43	-6.43	-193.36	0.27	0.70	16.71	-16.71	-16.71
mai-00	72.00	128.60	72.00	0.00	13.22	-13.22	-231.00	0.01	0.02	7.56	-7.56	-200.93	0.25	0.67	15.90	-15.90	-15.90
juin-00	73.10	182.40	73.10	0.00	13.14	-13.14	-244.14	0.01	0.02	5.49	-5.49	-206.42	0.10	0.26	6.14	-6.14	-6.14
juil-00	12.10	166.60	12.10	0.00	7.81	-7.81	-251.95	0.00	0.00	0.46	-0.46	-206.88	0.03	0.07	1.62	-1.62	-1.62
août-00	78.90	165.80	78.90	0.00	7.07	-7.07	-259.02	0.00	0.00	0.00	0.00	-206.88	0.02	0.07	1.56	-1.56	-1.56
sept-00	66.90	100.30	66.90	0.00	6.76	-6.76	-265.78	0.00	0.00	0.00	0.00	-206.88	0.05	0.12	2.87	-2.87	-2.87
oct-00	95.90	53.90	53.90	42.00	11.10	30.90	-234.88	0.01	0.03	9.55	32.45	-174.43	0.26	0.70	16.72	25.28	25.28
nov-00	121.50	41.00	41.00	80.50	31.55	48.95	-185.92	0.04	0.10	34.26	46.24	-128.19	0.67	1.73	41.28	39.22	39.22
déc-00	33.40	35.00	33.40	0.00	23.65	-23.65	-209.58	0.02	0.05	17.84	-17.84	-146.03	0.44	1.19	28.30	-28.30	-28.30
janv-01	65.20	36.90	36.90	28.30	30.31	-2.01	-211.59	0.03	0.07	23.63	4.67	-141.36	0.63	1.70	40.49	-12.19	-12.19
févr-01	15.20	46.00	15.20	0.00	18.02	-18.02	-229.61	0.01	0.02	7.36	-7.36	-148.72	0.24	0.57	13.58	-13.58	-13.58
mars-01	154.60	66.60	66.60	88.00	60.36	27.64	-201.97	0.03	0.08	29.00	59.00	-89.72	1.09	2.93	69.99	18.01	18.01
avr-01	52.80	79.60	52.80	0.00	35.34	-35.34	-237.31	0.01	0.04	12.21	-12.21	-101.93	0.41	1.07	25.64	-25.64	-25.64
mai-01	103.00	123.30	103.00	0.00	40.30	-40.30	-277.61	0.02	0.07	22.29	-22.29	-124.21	0.76	2.04	48.69	-48.69	-48.69
juin-01	85.60	146.50	85.60	0.00	30.30	-30.30	-307.91	0.01	0.02	5.47	-5.47	-129.68	0.12	0.31	7.43	-7.43	-7.43
juil-01	83.80	173.00	83.80	0.00	22.48	-22.48	-330.39	0.00	0.01	2.66	-2.66	-132.34	0.07	0.18	4.25	-4.25	-4.25
août-01	35.60	155.70	35.60	0.00	12.27	-12.27	-342.65	0.00	0.00	0.06	-0.06	-132.40	0.01	0.04	0.89	-0.89	-0.89
sept-01	74.60	83.40	74.60	0.00	10.20	-10.20	-352.86	0.00	0.00	1.13	-1.13	-133.54	0.03	0.07	1.66	-1.66	-1.66
oct-01	104.60	63.60	63.60	41.00	16.50	24.50	-328.36	0.01	0.02	5.19	35.81	-97.73	0.14	0.38	8.99	32.01	32.01
nov-01	27.20	23.30	23.30	3.90	12.91	-9.01	-337.37	0.00	0.01	4.09	-0.19	-97.92	0.08	0.21	5.10	-1.20	-1.20
déc-01	23.40	17.70	17.70	5.70	11.49	-5.79	-343.15	0.01	0.02	6.73	-1.03	-98.95	0.11	0.31	7.33	-1.63	-1.63
janv-02	27.60	20.80	20.80	6.80	11.87	-5.07	-348.22	0.01	0.02	6.05	0.75	-98.19	0.10	0.26	6.27	0.53	0.53
févr-02	42.40	42.50	42.40	0.00	14.66	-14.66	-362.88	0.01	0.03	10.33	-10.33	-108.52	0.17	0.41	9.83	-9.83	-9.83
mars-02	38.20	84.00	38.20	0.00	14.02	-14.02	-376.90	0.01	0.02	8.04	-8.04	-116.56	0.15	0.41	9.85	-9.85	-9.85
avr-02	15.20	108.10	15.20	0.00	9.18	-9.18	-386.08	0.00	0.01	2.29	-2.29	-118.85	0.06	0.15	3.47	-3.47	-3.47

mai-02	130.20	114.10	114.10	16.10	19.89	-3.79	-389.87	0.01	0.02	6.00	10.10	-108.75	0.21	0.56	13.33	2.77	2.77
juin-02	93.80	172.40	93.80	0.00	22.50	-22.50	-412.37	0.02	0.04	14.40	-14.40	-123.15	0.11	0.28	6.65	-6.65	-6.65
juil-02	80.00	156.30	80.00	0.00	17.39	-17.39	-429.76	0.00	0.01	2.39	-2.39	-125.54	0.14	0.37	8.92	-8.92	-8.92
août-02	91.20	126.40	91.20	0.00	16.05	-16.05	-445.80	0.00	0.01	2.38	-2.38	-127.92	0.06	0.16	3.72	-3.72	-3.72
sept-02	104.40	88.70	88.70	15.70	19.76	-4.06	-449.87	0.00	0.01	2.66	13.04	-114.88	0.15	0.38	9.07	6.63	6.63
oct-02	48.40	58.50	48.40	0.00	15.71	-15.71	-465.58	0.00	0.01	2.90	-2.90	-117.78	0.08	0.22	5.14	-5.14	-5.14
nov-02	226.80	34.40	34.40	192.40	93.51	98.89	-366.69	0.08	0.21	71.23	121.17	3.39	1.52	3.94	94.14	98.26	98.26
déc-02	73.60	23.50	23.50	50.10	68.47	-18.37	-385.05	0.05	0.12	41.38	8.72	12.11	0.80	2.14	50.98	-0.88	-0.88
janv-03	31.60	28.50	28.50	3.10	40.39	-37.29	-422.34	0.02	0.06	20.15	-17.05	-4.93	0.52	1.38	33.02	-29.92	-29.92
févr-03	24.80	41.20	24.80	0.00	26.97	-26.97	-449.31	0.03	0.07	23.36	-23.36	-28.29	0.73	1.76	42.07	-42.07	-42.07
mars-03	11.80	84.80	11.80	0.00	15.14	-15.14	-464.45	0.00	0.01	4.43	-4.43	-32.72	0.15	0.41	9.89	-9.89	-9.89
avr-03	25.20	121.40	25.20	0.00	10.81	-10.81	-475.25	0.00	0.00	1.22	-1.22	-33.94	0.08	0.22	5.21	-5.21	-5.21
mai-03	37.20	146.60	37.20	0.00	8.39	-8.39	-483.65	0.00	0.00	0.28	-0.28	-34.21	0.04	0.09	2.26	-2.26	-2.26
juin-03	7.00	236.90	7.00	0.00	5.65	-5.65	-489.30	0.00	0.00	0.04	-0.04	-34.25	0.01	0.03	0.70	-0.70	-0.70
juil-03	76.60	214.50	76.60	0.00	5.18	-5.18	-494.48	0.00	0.00	1.69	-1.69	-35.94	0.02	0.05	1.16	-1.16	-1.16
août-03	65.60	212.60	65.60	0.00	4.91	-4.91	-499.39	0.00	0.00	0.25	-0.25	-36.18	0.01	0.03	0.78	-0.78	-0.78
sept-03	39.40	119.90	39.40	0.00	4.12	-4.12	-503.51	0.00	0.00	0.06	-0.06	-36.25	0.01	0.02	0.59	-0.59	-0.59
oct-03	87.80	50.80	50.80	37.00	5.74	31.26	-472.25	0.00	0.00	1.43	35.57	-0.67	0.02	0.06	1.35	35.65	35.65
nov-03	83.20	29.50	29.50	53.70	12.39	41.31	-430.94	0.00	0.01	3.10	50.60	49.93	0.10	0.25	5.90	47.80	47.80
déc-03	153.40	20.00	20.00	133.40	60.32	73.08	-357.86	0.06	0.15	50.81	82.59	132.52	1.61	4.32	103.23	30.17	30.17
janv-04	73.40	25.70	25.70	47.70	60.27	-12.57	-370.43	0.03	0.09	31.19	16.51	149.04	0.83	2.22	52.89	-5.19	-5.19
févr-04	46.00	31.10	31.10	14.90	44.54	-29.64	-400.07	0.02	0.06	19.98	-5.08	143.96	0.57	1.43	34.21	-19.31	-19.31
mars-04	87.00	66.70	66.70	20.30	53.67	-33.37	-433.44	0.01	0.03	9.44	10.86	154.82	1.02	2.73	65.18	-44.88	-44.88
avr-04	66.20	94.60	66.20	0.00	38.67	-38.67	-472.11	0.01	0.03	10.28	-10.28	144.54	0.40	1.03	24.60	-24.60	-24.60
mai-04	35.80	140.90	35.80	0.00	20.42	-20.42	-492.53	0.00	0.01	1.93	-1.93	142.61	0.14	0.38	8.98	-8.98	-8.98
juin-04	20.20	188.00	20.20	0.00	11.09	-11.09	-503.62	0.00	0.00	0.02	-0.02	142.59	0.03	0.07	1.69	-1.69	-1.69
juil-04	73.20	194.80	73.20	0.00	9.00	-9.00	-512.63	0.00	0.00	0.02	-0.02	142.57	0.03	0.07	1.78	-1.78	-1.78
août-04	172.60	152.20	152.20	20.40	21.02	-0.62	-513.25	0.00	0.00	0.34	20.06	162.63	0.15	0.41	9.75	10.65	10.65
sept-04	13.00	107.90	13.00	0.00	10.89	-10.89	-524.15	0.00	0.00	0.28	-0.28	162.35	0.03	0.08	1.82	-1.82	-1.82
oct-04	155.00	66.90	66.90	88.10	24.98	63.12	-461.03	0.01	0.03	9.89	78.21	240.56	0.34	0.92	21.96	66.14	66.14
nov-04	98.20	27.70	27.70	70.50	38.63	31.87	-429.16	0.00	0.00	0.00	70.50	311.06	1.11	2.87	68.49	2.01	2.01
déc-04	51.40	17.50	17.50	33.90	36.45	-2.55	-431.71	0.01	0.03	11.66	22.24	333.30	0.39	1.05	24.99	8.91	8.91

Tableau II.3 : Caractéristiques des hydrogrammes de crue pour l'échantillon A au pas de temps variable (averses supérieures à 10 mm) : cas de la Chaudanne amont et aval DO

					Chaudanne amont DO				Chaudanne aval DO			
N°	Date	Q_b	Imax	Ptot	LER	CER	qps	dqps	LER	CER	qps	dqps
		l/s	mm/h	mm	mm	%	l/s.ha	l/s.ha	mm	%	l/s.ha	l/s.ha
1	21/06/97	0.00	30.00	43.40	0.58	1.35	0.59	0.59	0.72	1.66	0.89	0.89
2	30/06/97	0.00	66.00	13.70	0.12	0.86	0.47	0.47	0.21	1.52	1.01	1.01
3	04/07/97	0.00	42.00	18.20	0.37	2.04	0.19	0.19	0.42	2.30	0.24	0.24
4	15/01/98	16.00	12.00	15.30	8.43	55.11	0.25	0.20	8.62	56.37	0.36	0.31
5	01/03/00	19.00	24.00	16.80	0.73	4.32	0.19	0.13	0.82	4.88	0.31	0.25
6	10/06/00	0.00	120.00	64.90	5.60	8.62	2.09	2.09	6.56	10.11	3.11	3.11
7	04/11/00	10.00	30.00	14.30	0.84	5.86	0.18	0.14	0.94	6.59	0.21	0.18
8	02/01/01	13.00	12.00	66.80	18.25	27.32	0.34	0.29	18.71	28.01	0.37	0.32
9	16/03/01	45.00	36.00	55.20	13.82	25.04	2.04	1.88	15.01	27.18	2.36	2.21
10	29/03/01	27.00	24.00	12.40	0.71	5.71	0.58	0.49	0.83	6.71	0.81	0.72
11	02/05/01	9.00	24.00	75.60	14.85	19.64	0.75	0.72	15.54	20.56	0.77	0.74
12	24/05/01	8.00	96.00	23.20	1.39	6.00	1.92	1.89	1.92	8.29	3.60	3.57
13	08/06/01	0.00	144.00	46.00	1.94	4.22	0.64	0.64	2.39	5.20	1.67	1.67
14	14/07/01	0.00	24.00	68.80	1.87	2.71	0.45	0.45	2.33	3.39	0.79	0.79
15	03/10/01	1.00	24.00	12.40	0.14	1.11	0.16	0.16	0.15	1.22	0.18	0.17
16	07/10/01	0.00	24.00	26.20	0.64	2.44	0.56	0.56	0.69	2.62	0.66	0.66
17	18/10/01	0.00	12.00	14.40	0.27	1.85	0.11	0.11	0.30	2.11	0.14	0.14
18	20/10/01	2.00	48.00	22.00	1.16	5.26	0.60	0.59	1.17	5.30	0.69	0.68
19	29/11/01	1.00	12.00	20.80	3.48	16.72	0.11	0.10	3.62	17.43	0.13	0.13
20	13/02/02	7.00	12.00	42.60	8.09	19.00	0.13	0.11	8.40	19.71	0.14	0.12
21	15/03/02	5.00	12.00	27.00	2.46	9.12	0.61	0.59	2.57	9.51	0.67	0.65
22	04/05/02	5.00	60.00	27.80	1.94	7.00	0.50	0.49	2.09	7.51	0.69	0.68
23	22/05/02	0.00	36.00	39.20	1.63	4.17	0.21	0.21	1.76	4.48	0.22	0.22
24	04/06/02	0.00	36.00	18.20	0.21	1.15	0.08	0.08	0.25	1.38	0.11	0.11
25	27/06/02	0.00	132.00	61.80	1.72	2.79	3.15	3.15	1.92	3.11	3.38	3.38
26	06/08/02	0.00	60.00	15.80	0.29	1.82	1.24	1.24	0.34	2.15	1.55	1.55
27	25/08/02	0.00	36.00	18.60	0.23	1.26	0.24	0.24	0.28	1.50	0.41	0.41
28	19/09/02	0.00	120.00	37.80	2.11	5.58	3.72	3.72	2.27	6.01	4.07	4.07
29	08/11/02	26.00	36.00	23.60	1.83	7.73	0.56	0.47	1.92	8.15	0.74	0.65
30	14/11/02	33.00	36.00	170.40	68.28	40.07	4.97	4.85	71.11	41.73	5.81	5.70
31	03/02/03	32.00	12.00	21.00	7.52	35.81	0.59	0.48	7.73	36.83	0.63	0.53
32	10/04/03	0.00	12.00	10.80	0.21	1.97	0.03	0.03	0.23	2.14	0.05	0.05
33	21/07/03	0.00	132.00	26.60	0.18	0.69	0.57	0.57	0.38	1.43	1.27	1.27
34	26/07/03	0.00	60.00	17.40	0.16	0.92	0.16	0.16	0.21	1.20	0.22	0.22
35	28/08/03	0.00	96.00	17.20	0.15	0.89	0.21	0.21	0.22	1.26	0.55	0.55
36	07/09/03	0.00	132.00	14.80	0.06	0.42	0.06	0.06	0.09	0.64	0.17	0.17
37	28/09/03	0.00	24.00	14.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.03
38	01/10/03	0.00	96.00	18.80	0.18	0.98	0.08	0.08	0.22	1.19	0.15	0.15
39	31/10/03	0.00	108.00	26.60	0.63	2.35	0.38	0.38	0.74	2.79	0.50	0.50
40	16/11/03	0.00	12.00	13.20	0.18	1.38	0.06	0.06	0.25	1.91	0.09	0.09
41	26/11/03	0.00	12.00	23.80	0.57	2.40	0.15	0.15	0.66	2.76	0.16	0.16
42	29/11/03	3.00	24.00	134.20	51.93	38.69	3.84	3.83	55.80	41.58	4.23	4.22
43	21/12/03	24.00	12.00	11.00	1.19	10.78	0.17	0.09	1.26	11.41	0.19	0.11
44	16/01/04	33.00	24.00	44.80	13.34	29.77	0.63	0.51	13.92	31.07	0.72	0.60
45	05/03/04	24.00	12.00	16.60	1.83	11.04	0.15	0.07	1.93	11.60	0.17	0.09
46	09/04/04	12.00	12.00	19.60	2.18	11.13	0.15	0.11	2.35	11.97	0.16	0.12
47	23/04/04	6.00	12.00	13.20	0.46	3.47	0.17	0.15	0.46	3.48	0.19	0.16

Tableau II.4 : Caractéristiques des hydrogrammes de crue pour l'échantillon B au pas de temps variable (averses comprises entre 4 et 10 mm) : cas de la Chaudanne amont et aval DO

					Chaudanne amont DO				Chaudanne aval DO			
N°	Date	Q_b	Imax	Ptot	LER	CER	qps	dqps	LER	CER	qps	dqps
		l/s	mm/h	mm	mm	%	l/s.ha	l/s.ha	mm	%	l/s.ha	l/s.ha
1	29/04/97	0.00	12.00	5.10	0.02	0.41	0.06	0.06	0.04	0.72	0.09	0.09
2	09/01/00	25.00	1.20	5.30	0.60	11.27	0.13	0.04	0.67	12.58	0.13	0.04
3	04/04/00	4.00	12.00	7.50	0.15	2.01	0.05	0.04	0.19	2.57	0.09	0.08
4	15/04/00	7.00	18.00	5.40	0.05	0.89	0.12	0.09	0.09	1.63	0.20	0.18
5	16/04/00	4.00	18.00	6.70	0.24	3.63	0.13	0.12	0.30	4.42	0.20	0.19
6	30/10/00	11.00	18.00	7.60	0.14	1.85	0.14	0.10	0.19	2.52	0.19	0.15
7	31/10/01	6.00	12.00	5.00	0.20	3.93	0.16	0.14	0.21	4.17	0.17	0.15
8	08/11/01	3.00	12.00	6.00	0.06	1.03	0.10	0.09	0.09	1.48	0.13	0.11
9	06/02/02	11.00	12.00	4.20	0.08	1.97	0.10	0.06	0.09	2.25	0.12	0.09
10	17/05/02	0.00	6.00	6.80	0.16	2.34	0.06	0.06	0.20	2.98	0.07	0.07
11	10/08/02	0.00	24.00	6.40	0.01	0.13	0.02	0.02	0.02	0.24	0.03	0.03
12	04/10/02	0.00	36.00	10.00	0.08	0.80	0.33	0.33	0.09	0.94	0.46	0.46
13	17/12/02	30.00	12.00	5.20	0.48	9.28	0.15	0.04	0.54	10.40	0.16	0.05
14	20/12/03	19.00	4.00	5.80	0.08	1.45	0.10	0.03	0.13	2.31	0.13	0.06
15	02/01/04	23.00	2.40	7.40	0.31	4.13	0.11	0.03	0.35	4.72	0.12	0.04
16	30/04/04	5.00	12.00	9.60	0.12	1.28	0.08	0.06	0.15	1.59	0.11	0.09

Résultats des régressions linéaires : Cas de la Chaudanne amont et de la Chaudanne aval DO

Echantillon A
LER (Chaudanne amont DO) / LER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Chaudanne amont DO) mm	47	0.001	68.283	5.208	12.589
LER (Chaudanne aval DO) mm	47	0.008	71.115	5.539	13.236

Coefficient de corrélation r : 1.000
Coefficient de détermination r^2 : 1.000
Coefficient de détermination ajusté : 1.000

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	8562.181	8562.181	124626.635	< 0,0001
Erreur	46	3.160	0.069		
Total corrigé	47	8565.342			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
LER (Chaudanne aval DO) mm	1	8562.181	8562.181	124626.635	< 0,0001

Paramètres du modèle :

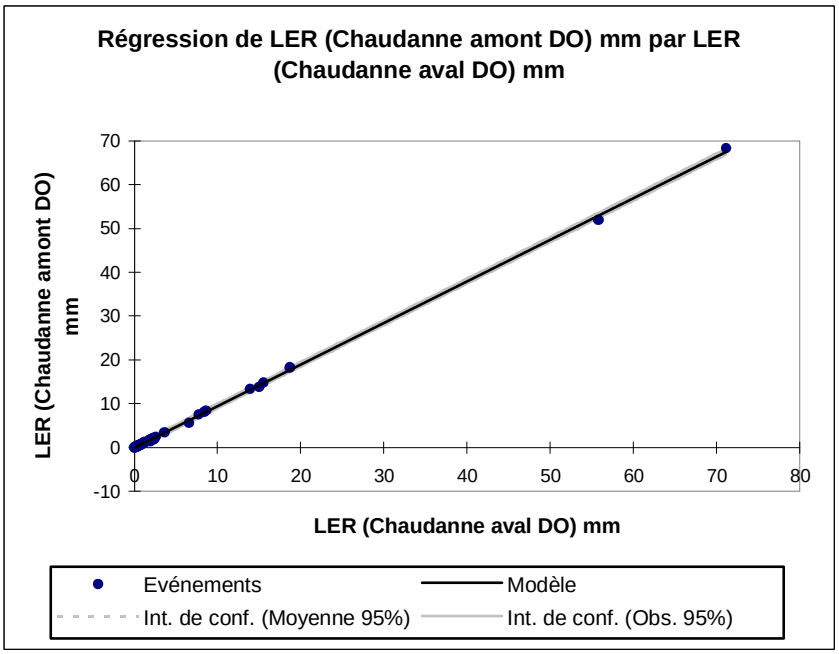
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
LER (Chaudanne aval DO) mm	0.949	0.003	353.025	< 0,0001	0.944	0.955

Equation du modèle :

LER (Chaudanne amont DO) = 0,949*LER (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
LER (Chaudanne aval DO) mm	0.998	0.003	353.025	< 0,0001	0.992	1.004



DDL : Degré de liberté

Echantillon A
CER (Chaudanne amont DO) / CER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Chaudanne amont DO) %	47	0.005	55.109	9.544	12.634
CER (Chaudanne aval DO) %	47	0.056	56.372	10.214	13.036

Coefficient de corrélation r : 0.999
Coefficient de détermination r^2 : 0.999
Coefficient de détermination ajusté : 0.999

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	11610.855	11610.855	42433.975	< 0,0001
Erreur	46	12.587	0.274		
Total corrigé	47	11623.441			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
CER (Chaudanne aval DO) %	1	11610.855	11610.855	42433.975	< 0,0001

Paramètres du modèle :

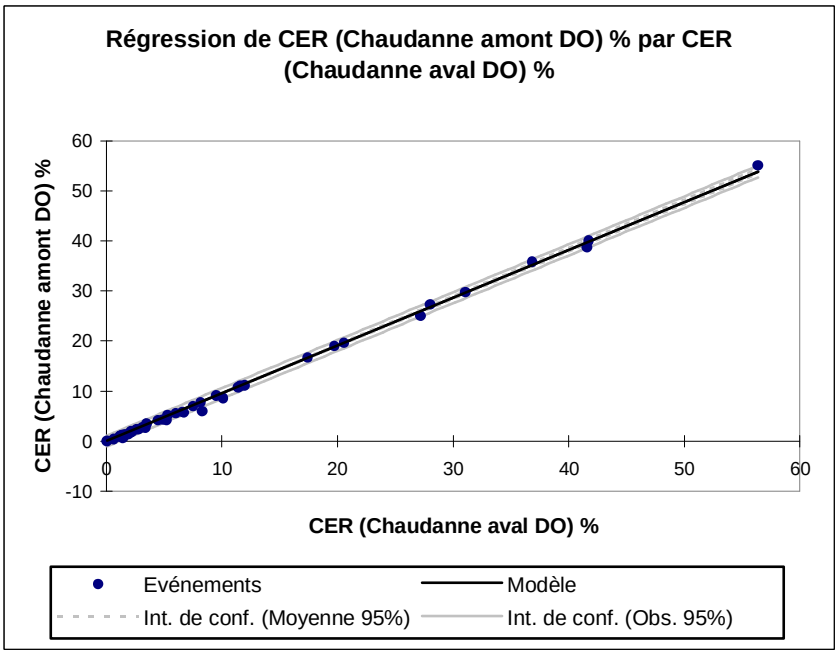
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
CER (Chaudanne aval DO) %	0.955	0.005	205.995	< 0,0001	0.946	0.965

Equation du modèle :

CER (Chaudanne amont DO) = 0,955*CER (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
CER (Chaudanne aval DO) %	0.986	0.005	205.995	< 0,0001	0.976	0.995



DDL : Degré de liberté

Echantillon A
qps (Chaudanne amont DO) / qps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	47	0.003	4.966	0.745	1.107
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	47	0.034	5.810	0.970	1.311

Coefficient de corrélation r : 0.983
Coefficient de détermination r² : 0.966
Coefficient de détermination ajusté : 0.966

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	79.688	79.688	1303.489	< 0,0001
Erreur	46	2.812	0.061		
Total corrigé	47	82.500			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	1	79.688	79.688	1303.489	< 0,0001

Paramètres du modèle :

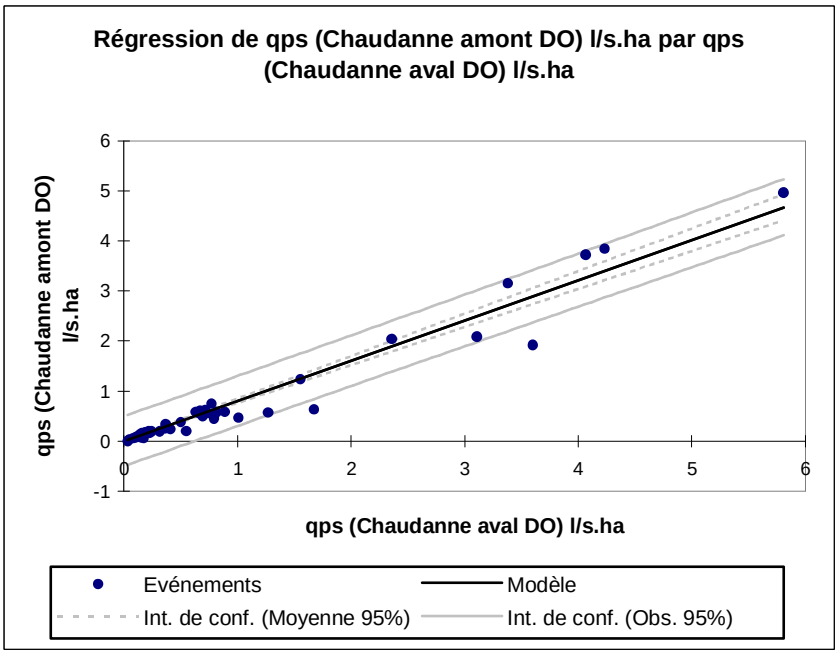
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.804	0.022	36.104	< 0,0001	0.759	0.849

Equation du modèle :

qps (Chaudanne amont DO) = 0,804*qps (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.952	0.026	36.104	< 0,0001	0.899	1.005



DDL : Degré de liberté

Echantillon A
dqps (Chaudanne amont DO) / dqps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	47	0.003	4.853	0.719	1.100
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	47	0.034	5.697	0.944	1.305

Coefficient de corrélation r : 0.982
Coefficient de détermination r^2 : 0.965
Coefficient de détermination ajusté : 0.965

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	77.132	77.132	1267.576	< 0,0001
Erreur	46	2.799	0.061		
Total corrigé	47	79.931			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	1	77.132	77.132	1267.576	< 0,0001

Paramètres du modèle :

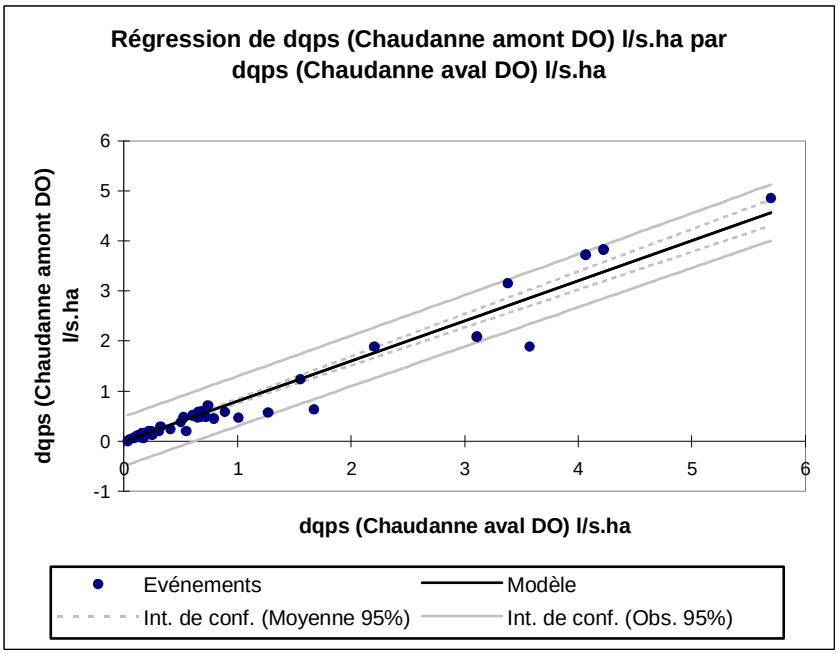
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.801	0.023	35.603	< 0,0001	0.756	0.846

Equation du modèle :

dqps (Chaudanne amont DO) = 0,801*dqps (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.951	0.027	35.603	< 0,0001	0.897	1.004



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
LER (Chaudanne amont DO) / LER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Chaudanne amont DO) mm	16	0.008	0.597	0.174	0.165
LER (Chaudanne aval DO) mm	16	0.015	0.666	0.209	0.179

Coefficient de corrélation r : 0.997
Coefficient de détermination r² : 0.995
Coefficient de détermination ajusté : 0.995

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	0.886	0.886	2955.905	< 0,0001
Erreur	15	0.004	0.000		
Total corrigé	16	0.891			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
LER (Chaudanne aval DO) mm	1	0.886	0.886	2955.905	< 0,0001

Paramètres du modèle :

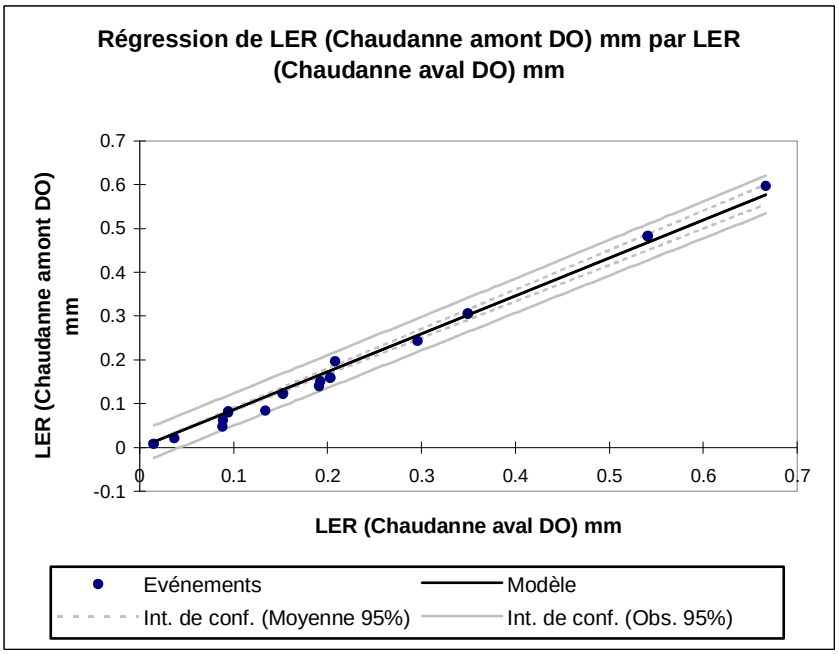
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
LER (Chaudanne aval DO) mm	0.866	0.016	54.368	< 0,0001	0.832	0.900

Equation du modèle :

LER (Chaudanne amont DO) = 0,866*LER (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
LER (Chaudanne aval DO) mm	0.941	0.017	54.368	< 0,0001	0.904	0.978



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
CER (Chaudanne amont DO) / CER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Chaudanne amont DO) %	16	0.131	11.267	2.900	3.135
CER (Chaudanne aval DO) %	16	0.237	12.575	3.470	3.405

Coefficient de corrélation r : 0.998
Coefficient de détermination r^2 : 0.996
Coefficient de détermination ajusté : 0.996

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	280.775	280.775	3365.822	< 0,0001
Erreur	15	1.251	0.083		
Total corrigé	16	282.026			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
CER (Chaudanne aval DO) %	1	280.775	280.775	3365.822	< 0,0001

Paramètres du modèle :

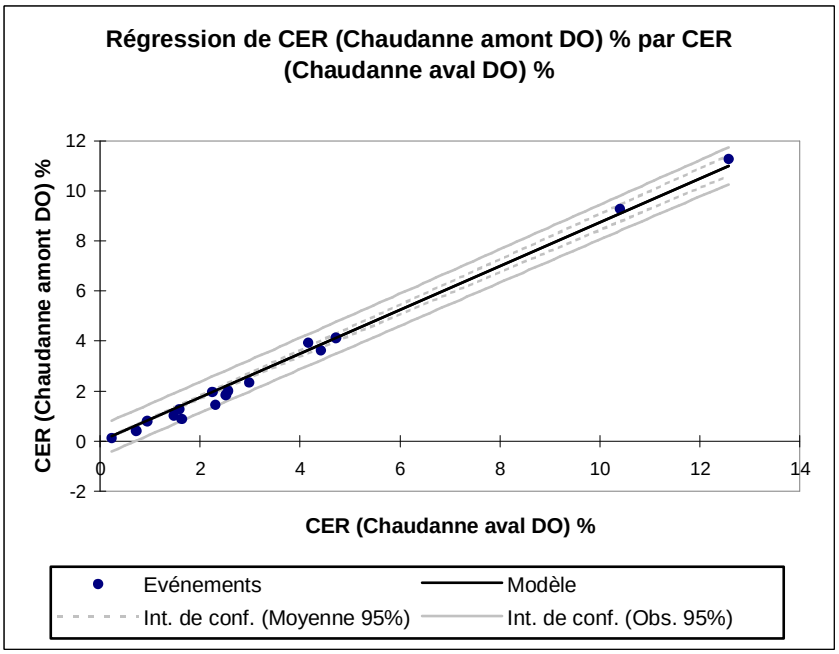
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
CER (Chaudanne aval DO) %	0.875	0.015	58.016	< 0,0001	0.843	0.907

Equation du modèle :

CER (Chaudanne amont DO) = 0,875*CER (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
CER (Chaudanne aval DO) %	0.951	0.016	58.016	< 0,0001	0.916	0.986



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
qps (Chaudanne amont DO) / qps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	16	0.017	0.332	0.113	0.070
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	16	0.031	0.460	0.149	0.095

Coefficient de corrélation r : 0.990
Coefficient de détermination r² : 0.981
Coefficient de détermination ajusté : 0.981

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	0.273	0.273	772.532	< 0,0001
Erreur	15	0.005	0.000		
Total corrigé	16	0.278			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	1	0.273	0.273	772.532	< 0,0001

Paramètres du modèle :

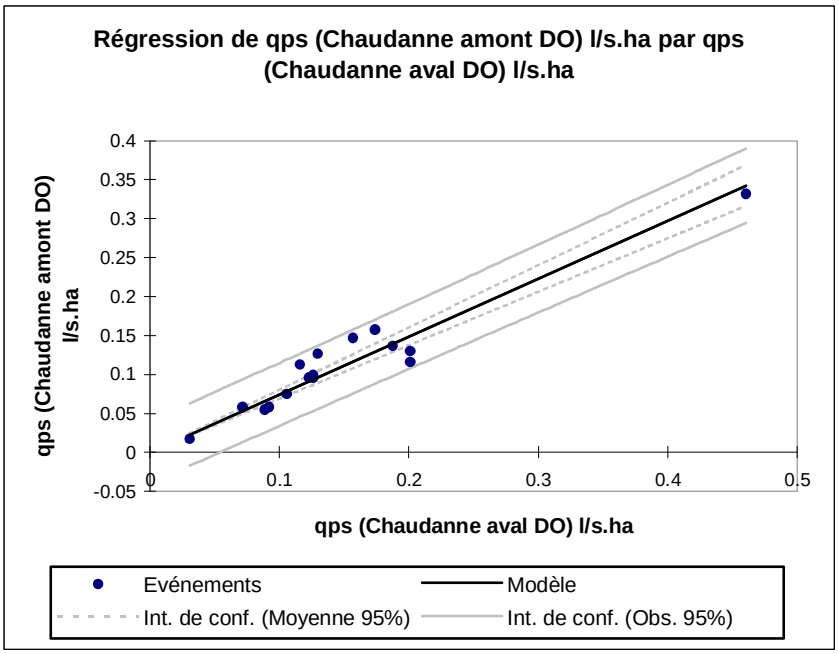
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.744	0.027	27.794	< 0,0001	0.687	0.801

Equation du modèle :

qps (Chaudanne amont DO) = 0,744*qps (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	1.018	0.037	27.794	< 0,0001	0.940	1.096



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
dqps (Chaudanne amont DO) / dqps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	16	0.017	0.332	0.082	0.074
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	16	0.031	0.460	0.118	0.104

Coefficient de corrélation r : 0.992
Coefficient de détermination r² : 0.985
Coefficient de détermination ajusté : 0.985

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	0.187	0.187	992.944	< 0,0001
Erreur	15	0.003	0.000		
Total corrigé	16	0.189			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	1	0.187	0.187	992.944	< 0,0001

Paramètres du modèle :

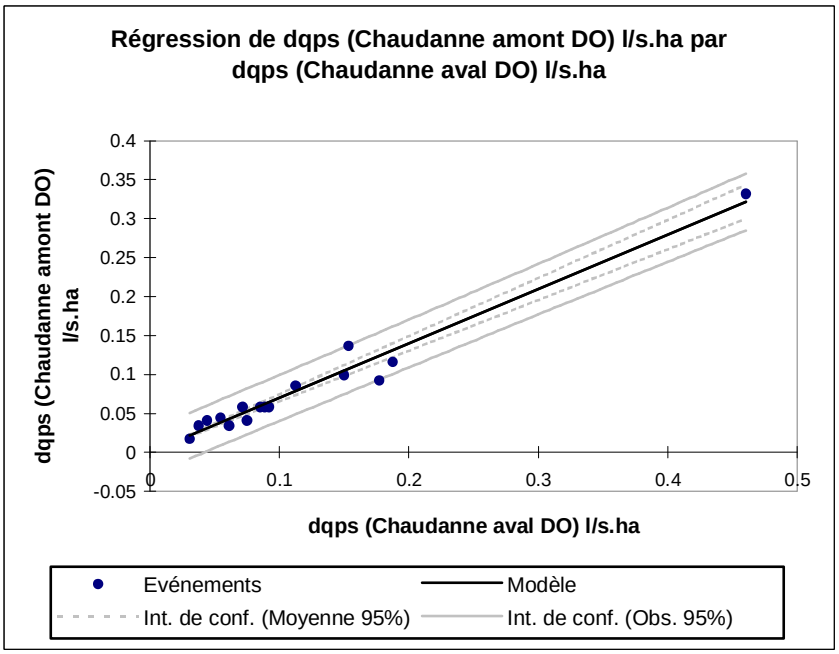
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.698	0.022	31.511	< 0,0001	0.651	0.746

Equation du modèle :

dqps (Chaudanne amont DO) = 0,698*dqps (Chaudanne aval DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	0.975	0.031	31.511	< 0,0001	0.909	1.041



DDL : Degré de liberté

Tableau II.5 : Caractéristiques des hydrogrammes de crue pour l'échantillon A au pas de temps variable (averses supérieures à 10 mm) : cas du Mercier, de la Chaudanne amont DO et de la Chaudanne aval DO

		Mercier							Chaudanne amont DO							Chaudanne aval DO			
N°	Date	Q_b	Imax	Ptot	LER	CER	qps	dqps	Q_b	Imax	Ptot	LER	CER	qps	dqps	LER	CER	qps	dqps
		l/s	mm/h	mm	mm	%	l/s.ha	l/s.ha	l/s	mm/h	mm	mm	%	l/s.ha	l/s.ha	mm	%	l/s.ha	l/s.ha
1	21/06/97	13.00	36.00	43.00	0.21	0.48	0.08	0.06	0.00	30.00	43.40	0.58	1.35	0.59	0.59	0.72	1.66	0.89	0.89
2	01/03/00	28.00	24.00	17.60	0.80	4.54	0.08	0.04	19.00	24.00	16.80	0.73	4.32	0.19	0.13	0.82	4.88	0.31	0.25
3	10/06/00	14.00	120.00	70.20	13.17	18.76	3.53	3.50	0.00	120.00	64.90	5.60	8.62	2.09	2.09	6.56	10.11	3.11	3.11
4	04/11/00	30.00	48.00	15.20	0.34	2.24	0.12	0.07	10.00	30.00	14.30	0.84	5.86	0.18	0.14	0.94	6.59	0.21	0.18
5	02/01/01	36.00	12.00	71.40	31.65	44.32	0.54	0.49	13.00	12.00	66.80	18.25	27.32	0.34	0.29	18.71	28.01	0.37	0.32
6	16/03/01	202.00	24.00	51.40	19.38	37.71	2.14	1.83	45.00	36.00	55.20	13.82	25.04	2.04	1.88	15.01	27.18	2.36	2.21
7	28/03/01	98.00	24.00	14.60	1.46	9.98	0.52	0.37	27.00	24.00	12.40	0.71	5.71	0.58	0.49	0.83	6.71	0.81	0.72
8	02/05/01	47.00	24.00	77.20	37.32	48.34	1.15	1.08	9.00	24.00	75.60	14.85	19.64	0.75	0.72	15.54	20.56	0.77	0.74
9	08/06/01	56.00	48.00	40.20	0.25	0.62	0.10	0.01	0.00	144.00	46.00	1.94	4.22	0.64	0.64	2.39	5.20	1.67	1.67
10	13/07/01	13.00	24.00	66.20	3.16	4.77	0.35	0.33	0.00	24.00	68.80	1.87	2.71	0.45	0.45	2.33	3.39	0.79	0.79
11	03/10/01	0.00	36.00	13.60	0.02	0.17	0.02	0.02	1.00	24.00	12.40	0.14	1.11	0.16	0.16	0.15	1.22	0.18	0.17
12	07/10/01	0.00	24.00	25.40	0.15	0.57	0.06	0.06	0.00	24.00	26.20	0.64	2.44	0.56	0.56	0.69	2.62	0.66	0.66
13	18/10/01	5.00	12.00	13.40	0.09	0.69	0.03	0.02	0.00	12.00	14.40	0.27	1.85	0.11	0.11	0.30	2.11	0.14	0.14
14	20/10/01	6.00	48.00	23.00	0.27	1.16	0.06	0.05	2.00	48.00	22.00	1.16	5.26	0.60	0.59	1.17	5.30	0.69	0.68
15	29/11/01	15.00	12.00	21.20	1.85	8.72	0.07	0.05	1.00	12.00	20.80	3.48	16.72	0.11	0.10	3.62	17.43	0.13	0.13
16	13/02/02	20.00	24.00	44.60	6.03	13.52	0.09	0.06	7.00	12.00	42.60	8.09	19.00	0.13	0.11	8.40	19.71	0.14	0.12
17	22/05/02	16.00	24.00	40.40	1.76	4.37	0.12	0.10	0.00	36.00	39.20	1.63	4.17	0.21	0.21	1.76	4.48	0.22	0.22
18	27/06/02	0.00	72.00	54.60	1.99	3.65	0.55	0.55	0.00	132.00	61.80	1.72	2.79	3.15	3.15	1.92	3.11	3.38	3.38
19	06/08/02	16.00	60.00	17.80	0.20	1.14	0.08	0.05	0.00	60.00	15.80	0.29	1.82	1.24	1.24	0.34	2.15	1.55	1.55
20	25/08/02	10.00	36.00	18.20	0.26	1.45	0.07	0.05	0.00	36.00	18.60	0.23	1.26	0.24	0.24	0.28	1.50	0.41	0.41
21	08/11/02	100.00	108.00	26.00	2.51	9.66	0.35	0.20	26.00	36.00	23.60	1.83	7.73	0.56	0.47	1.92	8.15	0.74	0.65
22	14/11/02	109.00	36.00	193.00	89.92	46.59	4.08	3.92	33.00	36.00	170.40	68.28	40.07	4.97	4.85	71.11	41.73	5.81	5.70
23	03/02/03	185.00	24.00	18.60	10.31	55.43	0.75	0.47	32.00	12.00	21.00	7.52	35.81	0.59	0.48	7.73	36.83	0.63	0.53
24	09/04/03	27.00	12.00	11.60	0.09	0.82	0.05	0.01	0.00	12.00	10.80	0.21	1.97	0.03	0.03	0.23	2.14	0.05	0.05
25	26/07/03	5.00	48.00	15.40	0.03	0.19	0.04	0.03	0.00	60.00	17.40	0.16	0.92	0.16	0.16	0.21	1.20	0.22	0.22
26	28/08/03	0.00	84.00	18.40	0.52	2.85	0.05	0.05	0.00	96.00	17.20	0.15	0.89	0.21	0.21	0.22	1.26	0.55	0.55
27	07/09/03	0.00	72.00	17.20	0.20	1.18	0.03	0.03	0.00	132.00	14.80	0.06	0.42	0.06	0.06	0.09	0.64	0.17	0.17
28	28/09/03	0.00	24.00	13.00	0.10	0.80	0.03	0.03	0.00	24.00	14.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.03
29	01/10/03	0.00	96.00	18.00	0.23	1.30	0.04	0.04	0.00	96.00	18.80	0.18	0.98	0.08	0.08	0.22	1.19	0.15	0.15
30	31/10/03	49.00	108.00	29.20	1.16	3.96	0.16	0.09	0.00	108.00	26.60	0.63	2.35	0.38	0.38	0.74	2.79	0.50	0.50
31	16/11/03	2.00	24.00	14.20	0.04	0.28	0.01	0.01	0.00	12.00	13.20	0.18	1.38	0.06	0.06	0.25	1.91	0.09	0.09
32	26/11/03	16.00	24.00	25.00	0.37	1.49	0.09	0.06	0.00	12.00	23.80	0.57	2.40	0.15	0.15	0.66	2.76	0.16	0.16
33	29/11/03	23.00	36.00	140.00	42.60	30.43	7.04	7.00	3.00	24.00	134.20	51.93	38.69	3.84	3.83	55.80	41.58	4.23	4.22
34	16/01/04	67.00	36.00	54.40	17.97	33.03	0.56	0.46	33.00	24.00	44.80	13.34	29.77	0.63	0.51	13.92	31.07	0.72	0.60
35	05/03/04	102.50	24.00	16.80	5.19	30.92	0.33	0.18	24.00	12.00	16.60	1.83	11.04	0.15	0.07	1.93	11.60	0.17	0.09
36	23/04/04	61.30	12.00	11.80	0.31	2.62	0.20	0.11	6.00	12.00	13.20	0.46	3.47	0.17	0.15	0.46	3.48	0.19	0.16

Tableau II.6 : Caractéristiques des hydrogrammes de crue pour l'échantillon B au pas de temps variable (averses comprises entre 4 et 10 mm) : cas du Mercier, de la Chaudanne amont DO et de la Chaudanne aval DO

		Mercier							Chaudanne amont DO							Chaudanne aval DO			
N°	Date	Q_b	Imax	Ptot	LER	CER	qps	dqps	Q_b	Imax	Ptot	LER	CER	qps	dqps	LER	CER	qps	dqps
		l/s	mm/h	mm	mm	%	l/s.ha	l/s.ha	l/s	mm/h	mm	mm	%	l/s.ha	l/s.ha	mm	%	l/s.ha	l/s.ha
1	03/04/00	11.00	6.00	8.00	0.12	1.50	0.04	0.02	4.00	12.00	7.50	0.15	2.01	0.05	0.04	0.19	2.57	0.09	0.08
2	15/04/00	13.00	18.00	5.60	0.03	0.54	0.05	0.03	7.00	18.00	5.40	0.05	0.89	0.12	0.09	0.09	1.63	0.20	0.18
3	17/04/00	16.00	12.00	6.40	0.06	0.96	0.13	0.11	4.00	18.00	6.70	0.24	3.63	0.13	0.12	0.30	4.42	0.20	0.19
4	30/10/00	23.00	24.00	8.20	0.05	0.62	0.08	0.04	11.00	18.00	7.60	0.14	1.85	0.14	0.10	0.19	2.52	0.19	0.15
5	31/10/01	14.00	12.00	5.80	0.03	0.46	0.03	0.01	6.00	12.00	5.00	0.20	3.93	0.16	0.14	0.21	4.17	0.17	0.15
6	06/02/02	26.00	12.00	4.40	0.04	0.87	0.06	0.02	11.00	12.00	4.20	0.08	1.97	0.10	0.06	0.09	2.25	0.12	0.09
7	09/08/02	20.00	12.00	6.40	0.04	0.67	0.04	0.01	0.00	24.00	6.40	0.01	0.13	0.02	0.02	0.02	0.24	0.03	0.03
8	20/12/03	28.00	12.00	7.20	0.07	1.02	0.05	0.01	19.00	4.00	5.80	0.08	1.45	0.10	0.03	0.13	2.31	0.13	0.06
9	01/01/04	33.00	12.00	8.20	0.19	2.29	0.07	0.02	23.00	2.40	7.40	0.31	4.13	0.11	0.03	0.35	4.72	0.12	0.04
10	29/04/04	47.40	12.00	8.40	0.22	2.58	0.14	0.07	5.00	12.00	9.60	0.12	1.28	0.08	0.06	0.15	1.59	0.11	0.09

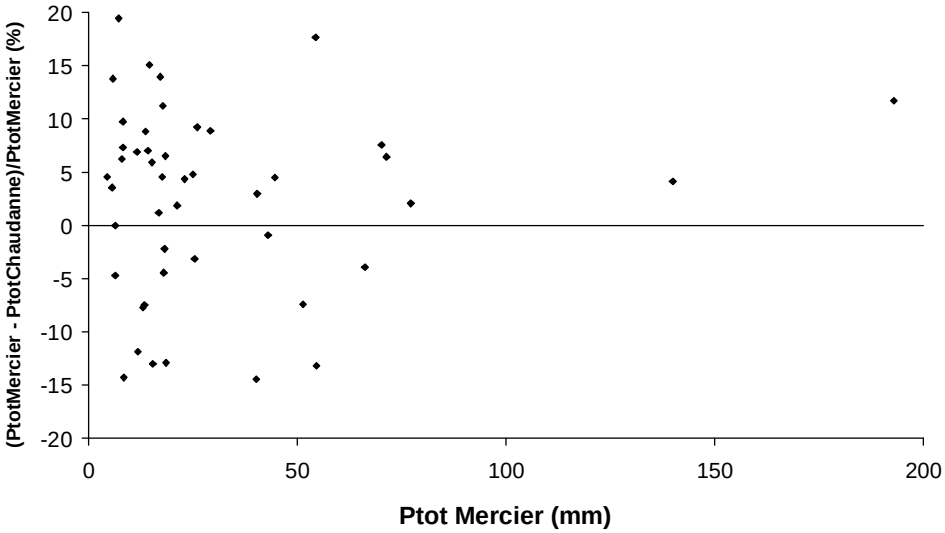


Figure II.1 : Comparaison des hauteurs totales des averses, pour les événements sélectionnés, entre les pluviomètres des sous-bassins du Mercier et de la Chaudanne

Résultats des régressions linéaires : Cas du Mercier et de la Chaudanne amont DO

Echantillon A
LER (Mercier) / LER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Mercier) mm	36	0.024	89.925	8.109	17.730
LER (Chaudanne amont DO) mm	36	0.001	68.283	6.227	14.218

Coefficient de corrélation r : 0.961
Coefficient de détermination r² : 0.924
Coefficient de détermination ajusté : 0.924

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	12350.889	12350.889	424.442	< 0,0001
Erreur	35	1018.468	29.099		
Total corrigé	36	13369.357			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
LER (Chaudanne amont DO) mm	1	12350.889	12350.889	424.442	< 0,0001

Paramètres du modèle :

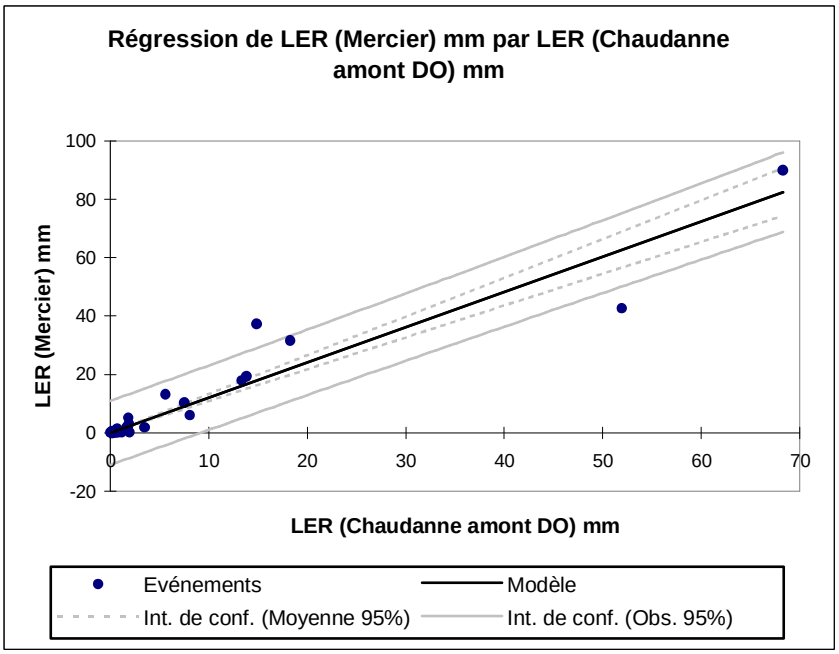
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
LER (Chaudanne amont DO) mm	1.207	0.059	20.602	< 0,0001	1.088	1.326

Equation du modèle :

LER (Mercier) = 1,207*LER (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
LER (Chaudanne amont DO) mm	0.968	0.047	20.602	< 0,0001	0.873	1.064



DDL : Degré de liberté

Echantillon A
CER (Mercier) / CER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Mercier) %	36	0.175	55.429	11.910	16.700
CER (Chaudanne amont DO) %	36	0.005	40.072	9.420	11.888

Coefficient de corrélation r : 0.934
Coefficient de détermination r^2 : 0.872
Coefficient de détermination ajusté : 0.872

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	12966.199	12966.199	238.701	< 0,0001
Erreur	35	1901.198	54.320		
Total corrigé	36	14867.397			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
CER (Chaudanne amont DO) %	1	12966.199	12966.199	238.701	< 0,0001

Paramètres du modèle :

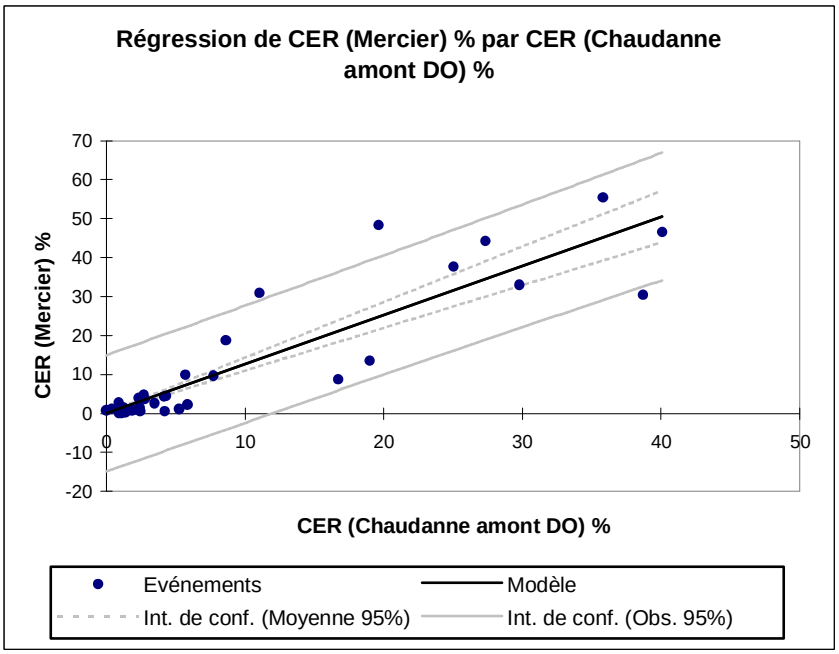
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
CER (Chaudanne amont DO) %	1.262	0.082	15.450	< 0,0001	1.096	1.428

Equation du modèle :

CER (Mercier) = 1,262*CER (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
CER (Chaudanne amont DO) %	0.898	0.058	15.450	< 0,0001	0.780	1.016



DDL : Degré de liberté

Echantillon A
qps (Mercier) / qps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Mercier) l/s.ha	36	0.009	7.038	0.654	1.428
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	36	0.003	4.966	0.733	1.125

Coefficient de corrélation r : 0.858
Coefficient de détermination r^2 : 0.737
Coefficient de détermination ajusté : 0.737

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	63.941	63.941	98.074	< 0,0001
Erreur	35	22.819	0.652		
Total corrigé	36	86.760			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	1	63.941	63.941	98.074	< 0,0001

Paramètres du modèle :

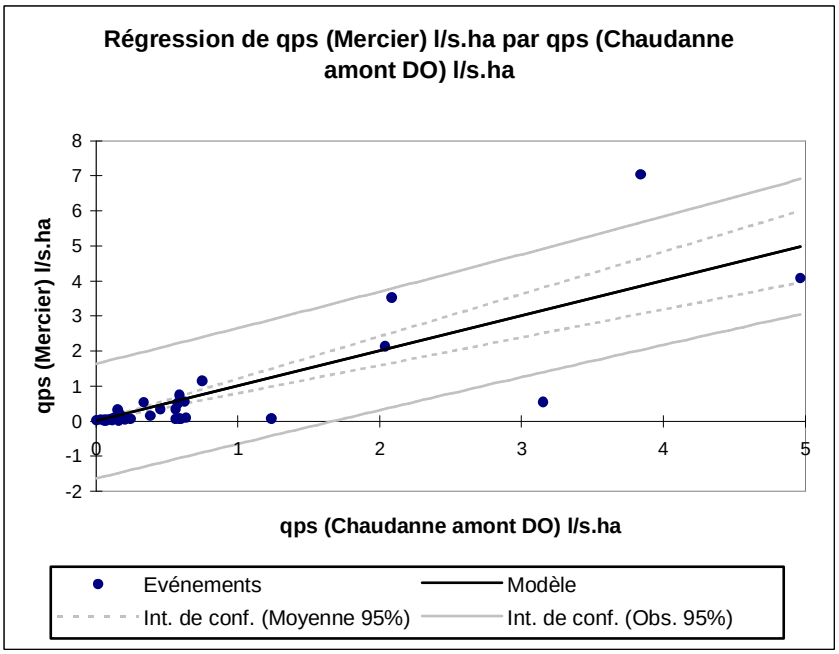
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	1.002	0.101	9.903	< 0,0001	0.797	1.208

Equation du modèle :

qps (Mercier) = 1,002*qps (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.790	0.080	9.903	< 0,0001	0.628	0.951



DDL : Degré de liberté

Echantillon A
dqps (Mercier) / dqps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Mercier) l/s.ha	36	0.006	7.004	0.597	1.412
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	36	0.003	4.853	0.706	1.113

Coefficient de corrélation r : 0.850
Coefficient de détermination r^2 : 0.723
Coefficient de détermination ajusté : 0.723

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	59.680	59.680	91.315	< 0,0001
Erreur	35	22.875	0.654		
Total corrigé	36	82.555			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	1	59.680	59.680	91.315	< 0,0001

Paramètres du modèle :

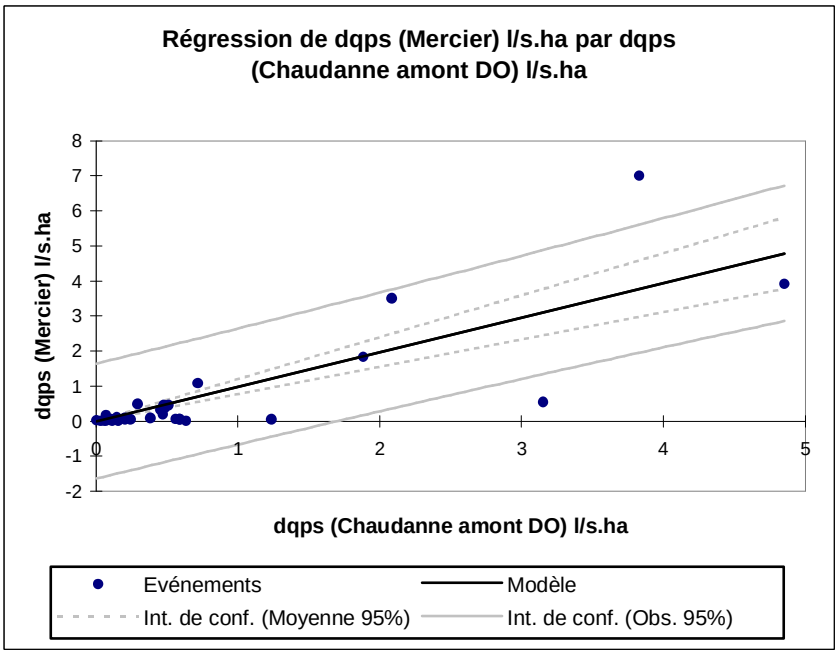
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.987	0.103	9.556	< 0,0001	0.777	1.197

Equation du modèle :

dqps (Mercier) = 0,987*dqps (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.778	0.081	9.556	< 0,0001	0.613	0.943



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
LER (Mercier) / LER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Mercier) mm	10	0.026	0.217	0.085	0.068
LER (Chaudanne amont DO) mm	10	0.008	0.306	0.138	0.091

Coefficient de corrélation r : 0.811
Coefficient de détermination r^2 : 0.657
Coefficient de détermination ajusté : 0.657

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	0.074	0.074	17.254	0.002
Erreur	9	0.039	0.004		
Total corrigé	10	0.113			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
LER (Chaudanne amont DO) mm	1	0.074	0.074	17.254	0.002

Paramètres du modèle :

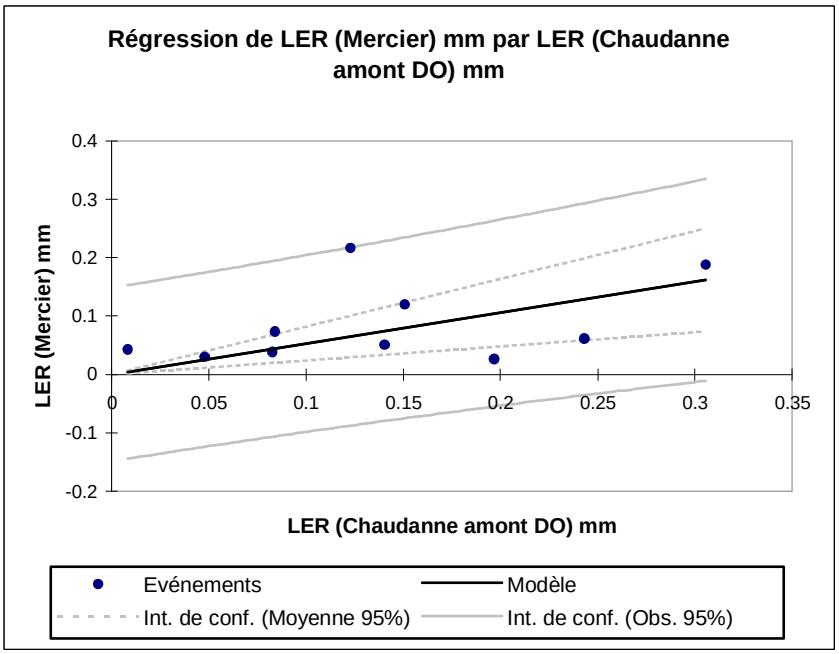
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
LER (Chaudanne amont DO) mm	0.530	0.128	4.154	0.002	0.241	0.818

Equation du modèle :

LER (Mercier) = 0,530*LER (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
LER (Chaudanne amont DO) mm	0.707	0.170	4.154	0.002	0.322	1.092



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
CER (Mercier) / CER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Mercier) %	10	0.455	2.580	1.149	0.744
CER (Chaudanne amont DO) %	10	0.131	4.130	2.127	1.348

Coefficient de corrélation r : 0.775
Coefficient de détermination r^2 : 0.601
Coefficient de détermination ajusté : 0.601

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	10.911	10.911	13.531	0.005
Erreur	9	7.257	0.806		
Total corrigé	10	18.168			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
CER (Chaudanne amont DO) %	1	10.911	10.911	13.531	0.005

Paramètres du modèle :

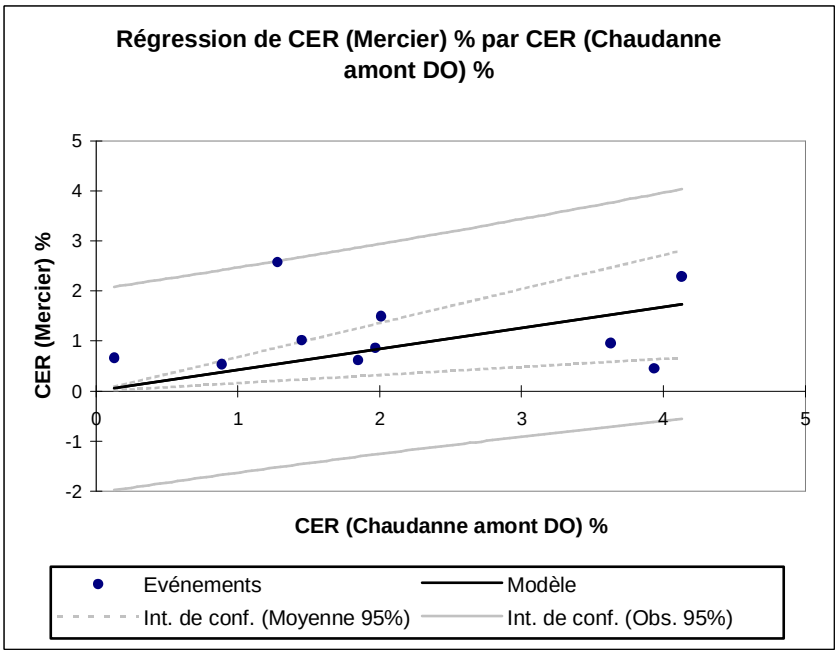
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
CER (Chaudanne amont DO) %	0.421	0.114	3.678	0.005	0.162	0.680

Equation du modèle :

CER (Mercier) = 0,421*CER (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
CER (Chaudanne amont DO) %	0.763	0.207	3.678	0.005	0.294	1.232



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
qps (Mercier) / qps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Mercier) l/s.ha	10	0.030	0.138	0.068	0.038
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	10	0.017	0.157	0.100	0.042

Coefficient de corrélation r : 0.846
Coefficient de détermination r^2 : 0.716
Coefficient de détermination ajusté : 0.716

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	0.043	0.043	22.660	0.001
Erreur	9	0.017	0.002		
Total corrigé	10	0.059			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	1	0.043	0.043	22.660	0.001

Paramètres du modèle :

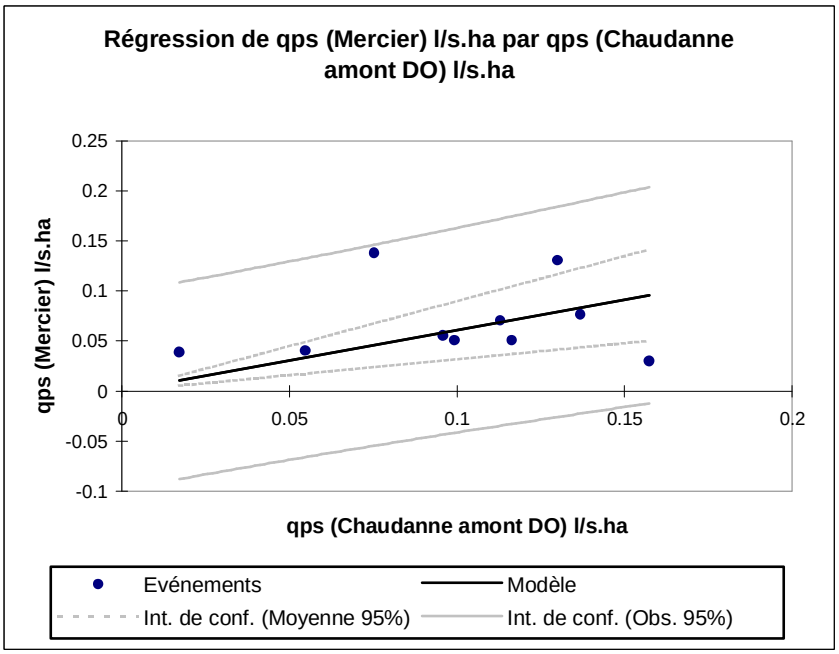
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.609	0.128	4.760	0.001	0.320	0.899

Equation du modèle :

qps (Mercier) = 0,609*qps (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.674	0.142	4.760	0.001	0.354	0.995



DDL : Degré de liberté

Echantillon B
dqps (Mercier) / dqps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Mercier) l/s.ha	10	0.009	0.107	0.034	0.031
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	10	0.017	0.137	0.069	0.040

Coefficient de corrélation r : 0.787
Coefficient de détermination r^2 : 0.619
Coefficient de détermination ajusté : 0.619

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	1	0.012	0.012	14.643	0.004
Erreur	9	0.008	0.001		
Total corrigé	10	0.020			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	1	0.012	0.012	14.643	0.004

Paramètres du modèle :

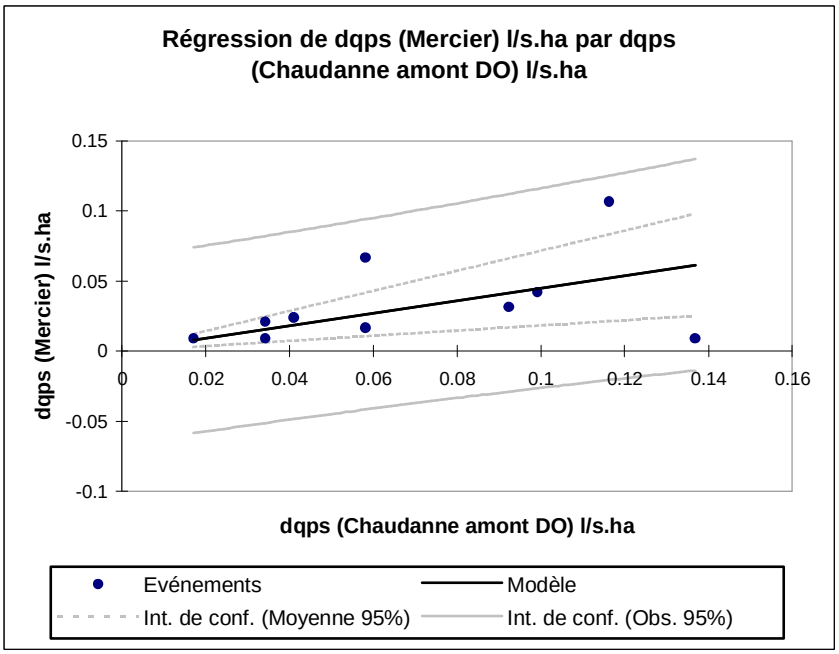
Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	0.000					
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.450	0.118	3.827	0.004	0.184	0.716

Equation du modèle :

dqps (Mercier) = 0,450*dqps (Chaudanne amont DO)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	0.573	0.150	3.827	0.004	0.234	0.912



DDL : Degré de liberté

Résultats des régressions multiples

Echantillon A
LER (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Mercier) mm	36	0.024	89.925	8.109	17.730
Ptot (Mercier) mm	36	11.600	193.000	37.828	37.563
Imax (Mercier) mm/h	36	12.000	120.000	41.667	29.601
Imoy (Mercier) mm/h	36	0.078	3.400	0.912	0.858
Qb (Mercier) m^3/s	36	0.000	0.202	0.038	0.050

Coefficient de corrélation r : 0.944
Coefficient de détermination r² : 0.891
Coefficient de détermination ajusté : 0.877

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	9801.561	2450.390	63.283	< 0,0001
Erreur	31	1200.363	38.721		
Total corrigé	35	11001.924			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	9363.574	9363.574	241.819	< 0,0001
Imax (Mercier) mm/h	1	133.139	133.139	3.438	0.073
Imoy (Mercier) mm/h	1	14.296	14.296	0.369	0.548
Qb (Mercier) m^3/s	1	290.552	290.552	7.504	0.010

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-8.119	2.768	-2.933	0.006	-13.765	-2.472
Ptot (Mercier) mm	0.421	0.029	14.329	< 0,0001	0.361	0.481
Imax (Mercier) mm/h	-0.053	0.036	-1.482	0.148	-0.126	0.020
Imoy (Mercier) mm/h	0.199	1.328	0.150	0.882	-2.510	2.909
Qb (Mercier) m^3/s	61.669	22.513	2.739	0.010	15.754	107.584

Equation du modèle :

LER (Mercier) = -8,119+0,421*Ptot (Mercier) -0,053*Imax (Mercier)+0,199*Imoy (Mercier)+61,669*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.891	0.062	14.329	< 0,0001	0.764	1.018
Imax (Mercier) mm/h	-0.089	0.060	-1.482	0.148	-0.211	0.033
Imoy (Mercier) mm/h	0.010	0.064	0.150	0.882	-0.121	0.141
Qb (Mercier) m^3/s	0.174	0.063	2.739	0.010	0.044	0.303

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 89,1 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Ptot*.

Echantillon A
LER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Chaudanne amont DO) mm	36	0.001	68.283	6.227	14.218
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.937
Coefficient de détermination r² : 0.878
Coefficient de détermination ajusté : 0.862

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	6213.984	1553.496	55.880	< 0,0001
Erreur	31	861.816	27.801		
Total corrigé	35	7075.800			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	5884.070	5884.070	211.653	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	211.830	211.830	7.620	0.010
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	26.754	26.754	0.962	0.334
Qb (chaudanne) m^3/s	1	91.329	91.329	3.285	0.080

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-5.725	1.855	-3.087	0.004	-9.507	-1.942
Ptot (Chaudanne) mm	0.361	0.027	13.306	< 0,0001	0.306	0.417
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.038	0.026	-1.458	0.155	-0.092	0.015
Imoy (Chaudanne) mm/h	-0.571	0.735	-0.778	0.443	-2.070	0.927
Qb (chaudanne) m^3/s	139.193	76.796	1.813	0.080	-17.434	295.819

Equation du modèle :

LER (Chaudanne amont DO) = -5,725+0,361*Ptot (Chaudanne)-0,038*Imax (Chaudanne)-0,571*Imoy (Chaudanne)+139,193*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.877	0.066	13.306	< 0,0001	0.742	1.011
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.107	0.074	-1.458	0.155	-0.258	0.043
Imoy (Chaudanne) mm/h	-0.057	0.073	-0.778	0.443	-0.205	0.092
Qb (chaudanne) m^3/s	0.125	0.069	1.813	0.080	-0.016	0.265

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 87,8 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Ptot*.

Echantillon A
LER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Chaudanne aval DO) mm	36	0.008	71.115	6.611	14.953
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.938
Coefficient de détermination r² : 0.880
Coefficient de détermination ajusté : 0.864

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	6886.224	1721.556	56.790	< 0,0001
Erreur	31	939.751	30.315		
Total corrigé	35	7825.975			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	6540.667	6540.667	215.760	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	221.654	221.654	7.312	0.011
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	29.672	29.672	0.979	0.330
Qb (chaudanne) m^3/s	1	94.231	94.231	3.108	0.088

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-6.020	1.937	-3.108	0.004	-9.970	-2.070
Ptot (Chaudanne) mm	0.381	0.028	13.449	< 0,0001	0.323	0.439
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.039	0.027	-1.418	0.166	-0.095	0.017
Imoy (Chaudanne) mm/h	-0.607	0.767	-0.791	0.435	-2.172	0.958
Qb (chaudanne) m^3/s	141.387	80.193	1.763	0.088	-22.168	304.942

Equation du modèle :

LER (Chaudanne aval DO) = -6,020+0,381*Ptot (Chaudanne)-0,039*Imax (Chaudanne)-0,607*Imoy (Chaudanne)+141,387*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.880	0.065	13.449	< 0,0001	0.747	1.013
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.104	0.073	-1.418	0.166	-0.253	0.045
Imoy (Chaudanne) mm/h	-0.057	0.072	-0.791	0.435	-0.204	0.090
Qb (chaudanne) m^3/s	0.120	0.068	1.763	0.088	-0.019	0.259

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 88,0 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Ptot*.

Echantillon A
CER (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Mercier) %	36	0.175	55.429	11.910	16.700
Ptot (Mercier) mm	36	11.600	193.000	37.828	37.563
Imax (Mercier) mm/h	36	12.000	120.000	41.667	29.601
Imoy (Mercier) mm/h	36	0.078	3.400	0.912	0.858
Qb (Mercier) m^3/s	36	0.000	0.202	0.038	0.050

Coefficient de corrélation r : 0.843
Coefficient de détermination r² : 0.710
Coefficient de détermination ajusté : 0.672

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	6928.836	1732.209	18.961	< 0,0001
Erreur	31	2832.063	91.357		
Total corrigé	35	9760.899			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	3408.878	3408.878	37.314	< 0,0001
Imax (Mercier) mm/h	1	364.693	364.693	3.992	0.055
Imoy (Mercier) mm/h	1	580.966	580.966	6.359	0.017
Qb (Mercier) m^3/s	1	2574.299	2574.299	28.178	< 0,0001

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	1.851	4.252	0.435	0.666	-6.821	10.524
Ptot (Mercier) mm	0.202	0.045	4.481	< 0,0001	0.110	0.294
Imax (Mercier) mm/h	-0.065	0.055	-1.180	0.247	-0.177	0.047
Imoy (Mercier) mm/h	-2.049	2.040	-1.004	0.323	-6.211	2.112
Qb (Mercier) m^3/s	183.563	34.580	5.308	< 0,0001	113.036	254.090

Equation du modèle :

CER (Mercier) = 1,851+0,202*Ptot (Mercier)-0,065*Imax (Mercier)-2,049*Imoy (Mercier)+183,563*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.454	0.101	4.481	< 0,0001	0.248	0.661
Imax (Mercier) mm/h	-0.115	0.098	-1.180	0.247	-0.315	0.084
Imoy (Mercier) mm/h	-0.105	0.105	-1.004	0.323	-0.319	0.109
Qb (Mercier) m^3/s	0.548	0.103	5.308	< 0,0001	0.338	0.759

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 71,0 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : *Ptot et* Q_b.

Echantillon A
CER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Chaudanne amont DO) %	36	0.005	40.072	9.420	11.888
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.877
Coefficient de détermination r² : 0.768
Coefficient de détermination ajusté : 0.738

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	3800.125	950.031	25.701	< 0,0001
Erreur	31	1145.900	36.965		
Total corrigé	35	4946.025			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	2397.446	2397.446	64.858	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	507.903	507.903	13.740	0.001
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	128.870	128.870	3.486	0.071
Qb (chaudanne) m^3/s	1	765.906	765.906	20.720	< 0,0001

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	1.976	2.139	0.924	0.363	-2.386	6.338
Ptot (Chaudanne) mm	0.198	0.031	6.317	< 0,0001	0.134	0.262
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.036	0.030	-1.196	0.241	-0.098	0.026
Imoy (Chaudanne) mm/h	-1.153	0.847	-1.360	0.184	-2.881	0.576
Qb (chaudanne) m^3/s	403.088	88.553	4.552	< 0,0001	222.482	583.694

Equation du modèle :

CER (Chaudanne amont DO) = 1,976+0,198*Ptot (Chaudanne)-0,036*Imax (Chaudanne)-1,153*Imoy (Chaudanne)+403,088*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.574	0.091	6.317	< 0,0001	0.389	0.759
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.122	0.102	-1.196	0.241	-0.329	0.086
Imoy (Chaudanne) mm/h	-0.136	0.100	-1.360	0.184	-0.341	0.068
Qb (chaudanne) m^3/s	0.431	0.095	4.552	< 0,0001	0.238	0.625

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 76,8 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : *Ptot et* Q_b.

Echantillon A
CER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Chaudanne aval DO) %	36	0.056	41.734	10.065	12.374
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.880
Coefficient de détermination r² : 0.775
Coefficient de détermination ajusté : 0.746

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	4152.723	1038.181	26.681	< 0,0001
Erreur	31	1206.246	38.911		
Total corrigé	35	5358.968			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	2659.725	2659.725	68.354	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	518.295	518.295	13.320	0.001
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	141.081	141.081	3.626	0.066
Qb (chaudanne) m^3/s	1	833.622	833.622	21.424	< 0,0001

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	2.082	2.194	0.949	0.350	-2.393	6.557
Ptot (Chaudanne) mm	0.209	0.032	6.493	< 0,0001	0.143	0.274
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.034	0.031	-1.111	0.275	-0.098	0.029
Imoy (Chaudanne) mm/h	-1.207	0.869	-1.389	0.175	-2.980	0.566
Qb (chaudanne) m^3/s	420.530	90.855	4.629	< 0,0001	235.230	605.830

Equation du modèle :

CER (Chaudanne aval DO) = 2,082+0,209*Ptot (Chaudanne)-0,034*Imax (Chaudanne)-1,207*Imoy (Chaudanne)+420,530*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.582	0.090	6.493	< 0,0001	0.399	0.764
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.111	0.100	-1.111	0.275	-0.316	0.093
Imoy (Chaudanne) mm/h	-0.137	0.099	-1.389	0.175	-0.339	0.064
Qb (chaudanne) m^3/s	0.432	0.093	4.629	< 0,0001	0.242	0.623

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 77,5 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : *Ptot et* Q_b.

Echantillon A
qps (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Mercier) l/s.ha	36	0.009	7.038	0.654	1.428
Ptot (Mercier) mm	36	11.600	193.000	37.828	37.563
Imax (Mercier) mm/h	36	12.000	120.000	41.667	29.601
Imoy (Mercier) mm/h	36	0.078	3.400	0.912	0.858
Qb (Mercier) m^3/s	36	0.000	0.202	0.038	0.050

Coefficient de corrélation r : 0.834
Coefficient de détermination r² : 0.696
Coefficient de détermination ajusté : 0.657

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	49.701	12.425	17.774	< 0,0001
Erreur	31	21.671	0.699		
Total corrigé	35	71.372			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	47.230	47.230	67.561	< 0,0001
Imax (Mercier) mm/h	1	0.628	0.628	0.898	0.351
Imoy (Mercier) mm/h	1	0.663	0.663	0.948	0.338
Qb (Mercier) m^3/s	1	1.180	1.180	1.688	0.204

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-1.092	0.372	-2.935	0.006	-1.850	-0.333
Ptot (Mercier) mm	0.031	0.004	7.944	< 0,0001	0.023	0.039
Imax (Mercier) mm/h	0.005	0.005	1.001	0.325	-0.005	0.015
Imoy (Mercier) mm/h	0.230	0.178	1.287	0.208	-0.134	0.594
Qb (Mercier) m^3/s	3.930	3.025	1.299	0.204	-2.240	10.099

Equation du modèle :

qps (Mercier) = -1,092+0,031*Ptot (Mercier)+0,005*Imax (Mercier)+0,230*Imoy (Mercier)+3,930*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.824	0.104	7.944	< 0,0001	0.613	1.036
Imax (Mercier) mm/h	0.100	0.100	1.001	0.325	-0.104	0.304
Imoy (Mercier) mm/h	0.138	0.107	1.287	0.208	-0.081	0.357
Qb (Mercier) m^3/s	0.137	0.106	1.299	0.204	-0.078	0.353

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 69,6 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Ptot*.

Echantillon A
qps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	36	0.003	4.966	0.733	1.125
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.925
Coefficient de détermination r² : 0.855
Coefficient de détermination ajusté : 0.836

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	37.842	9.461	45.609	< 0,0001
Erreur	31	6.430	0.207		
Total corrigé	35	44.273			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	32.809	32.809	158.171	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	1.132	1.132	5.460	0.026
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	2.639	2.639	12.723	0.001
Qb (chaudanne) m^3/s	1	1.262	1.262	6.084	0.019

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.820	0.160	-5.121	< 0,0001	-1.147	-0.494
Ptot (Chaudanne) mm	0.028	0.002	11.887	< 0,0001	0.023	0.033
Imax (Chaudanne) mm/h	0.002	0.002	0.910	0.370	-0.003	0.007
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.242	0.063	3.814	0.001	0.113	0.372
Qb (chaudanne) m^3/s	16.362	6.634	2.467	0.019	2.833	29.891

Equation du modèle :

qps (Chaudanne amont DO) = -0,820+0,028*Ptot (Chaudanne)+0,002*Imax (Chaudanne)+0,242*Imoy (Chaudanne)+16,362*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.855	0.072	11.887	< 0,0001	0.709	1.002
Imax (Chaudanne) mm/h	0.073	0.080	0.910	0.370	-0.091	0.237
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.303	0.079	3.814	0.001	0.141	0.465
Qb (chaudanne) m^3/s	0.185	0.075	2.467	0.019	0.032	0.338

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 85,5 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : Constante et *Ptot*.

Echantillon A
qps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	36	0.034	5.810	0.923	1.302
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.925
Coefficient de détermination r² : 0.855
Coefficient de détermination ajusté : 0.836

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	50.690	12.673	45.592	< 0,0001
Erreur	31	8.617	0.278		
Total corrigé	35	59.307			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	43.468	43.468	156.384	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	3.513	3.513	12.639	0.001
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	2.124	2.124	7.643	0.010
Qb (chaudanne) m^3/s	1	1.585	1.585	5.703	0.023

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.931	0.185	-5.022	< 0,0001	-1.310	-0.553
Ptot (Chaudanne) mm	0.032	0.003	11.656	< 0,0001	0.026	0.037
Imax (Chaudanne) mm/h	0.006	0.003	2.304	0.028	0.001	0.011
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.221	0.073	3.008	0.005	0.071	0.371
Qb (chaudanne) m^3/s	18.339	7.679	2.388	0.023	2.677	34.000

Equation du modèle :

qps (Chaudanne aval DO) = -0,931+0,032*Ptot (Chaudanne)+0,006*Imax (Chaudanne)+0,221*Imoy (Chaudanne)+18,339*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.839	0.072	11.656	< 0,0001	0.692	0.986
Imax (Chaudanne) mm/h	0.185	0.080	2.304	0.028	0.021	0.350
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.239	0.079	3.008	0.005	0.077	0.401
Qb (chaudanne) m^3/s	0.179	0.075	2.388	0.023	0.026	0.332

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 85,5 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : Constante et *Ptot*.

Echantillon A
dqps (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Mercier) l/s.ha	36	0.006	7.004	0.597	1.412
Ptot (Mercier) mm	36	11.600	193.000	37.828	37.563
Imax (Mercier) mm/h	36	12.000	120.000	41.667	29.601
Imoy (Mercier) mm/h	36	0.078	3.400	0.912	0.858
Qb (Mercier) m^3/s	36	0.000	0.202	0.038	0.050

Coefficient de corrélation r : 0.830
Coefficient de détermination r² : 0.689
Coefficient de détermination ajusté : 0.649

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	48.074	12.018	17.192	< 0,0001
Erreur	31	21.671	0.699		
Total corrigé	35	69.745			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	46.040	46.040	65.858	< 0,0001
Imax (Mercier) mm/h	1	0.720	0.720	1.030	0.318
Imoy (Mercier) mm/h	1	0.865	0.865	1.237	0.275
Qb (Mercier) m^3/s	1	0.450	0.450	0.643	0.429

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-1.092	0.372	-2.935	0.006	-1.850	-0.333
Ptot (Mercier) mm	0.031	0.004	7.944	< 0,0001	0.023	0.039
Imax (Mercier) mm/h	0.005	0.005	1.001	0.325	-0.005	0.015
Imoy (Mercier) mm/h	0.230	0.178	1.287	0.208	-0.134	0.594
Qb (Mercier) m^3/s	2.426	3.025	0.802	0.429	-3.743	8.596

Equation du modèle :

dqps (Mercier) = -1,092+0,031*Ptot (Mercier)+0,005*Imax (Mercier)+0,230*Imoy (Mercier)+2,426*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.834	0.105	7.944	< 0,0001	0.620	1.048
Imax (Mercier) mm/h	0.101	0.101	1.001	0.325	-0.105	0.307
Imoy (Mercier) mm/h	0.140	0.108	1.287	0.208	-0.082	0.361
Qb (Mercier) m^3/s	0.086	0.107	0.802	0.429	-0.132	0.304

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 68,9 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Ptot*.

Echantillon A
dqps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	36	0.003	4.853	0.706	1.113
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.923
Coefficient de détermination r² : 0.852
Coefficient de détermination ajusté : 0.832

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	36.903	9.226	44.477	< 0,0001
Erreur	31	6.430	0.207		
Total corrigé	35	43.333			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	32.081	32.081	154.662	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	1.309	1.309	6.311	0.017
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	2.723	2.723	13.129	0.001
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.790	0.790	3.806	0.060

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.820	0.160	-5.121	< 0,0001	-1.147	-0.494
Ptot (Chaudanne) mm	0.028	0.002	11.887	< 0,0001	0.023	0.033
Imax (Chaudanne) mm/h	0.002	0.002	0.910	0.370	-0.003	0.007
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.242	0.063	3.814	0.001	0.113	0.372
Qb (chaudanne) m^3/s	12.942	6.634	1.951	0.060	-0.587	26.471

Equation du modèle :

dqps (Chaudanne amont DO) = -0,820+0,028*Ptot (Chaudanne)+0,002*Imax (Chaudanne)+0,242*Imoy (Chaudanne)+12,942*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.865	0.073	11.887	< 0,0001	0.716	1.013
Imax (Chaudanne) mm/h	0.074	0.081	0.910	0.370	-0.092	0.240
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.306	0.080	3.814	0.001	0.142	0.470
Qb (chaudanne) m^3/s	0.148	0.076	1.951	0.060	-0.007	0.303

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 85,2 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : Constante et *Ptot*.

Echantillon A
dqps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	36	0.034	5.697	0.895	1.291
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.923
Coefficient de détermination r² : 0.852
Coefficient de détermination ajusté : 0.833

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	49.708	12.427	44.716	< 0,0001
Erreur	31	8.615	0.278		
Total corrigé	35	58.323			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	42.640	42.640	153.431	< 0,0001
Imax (Chaudanne) mm/h	1	3.820	3.820	13.745	0.001
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	2.197	2.197	7.907	0.008
Qb (chaudanne) m^3/s	1	1.051	1.051	3.782	0.061

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.932	0.185	-5.024	< 0,0001	-1.310	-0.553
Ptot (Chaudanne) mm	0.032	0.003	11.658	< 0,0001	0.026	0.037
Imax (Chaudanne) mm/h	0.006	0.003	2.306	0.028	0.001	0.011
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.221	0.073	3.007	0.005	0.071	0.371
Qb (chaudanne) m^3/s	14.933	7.678	1.945	0.061	-0.727	30.593

Equation du modèle :

dqps (Chaudanne aval DO) = -0,932+0,032*Ptot (Chaudanne)+0,006*Imax (Chaudanne)+0,221*Imoy (Chaudanne)+14,933*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.846	0.073	11.658	< 0,0001	0.698	0.994
Imax (Chaudanne) mm/h	0.187	0.081	2.306	0.028	0.022	0.353
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.241	0.080	3.007	0.005	0.077	0.404
Qb (chaudanne) m^3/s	0.147	0.076	1.945	0.061	-0.007	0.302

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 85,2 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque inférieure à 0,01 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

Les variables qui ont le plus de poids dans le modèle sont : Constante et *Ptot*.

Echantillon B
LER (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Mercier) mm	10	0.026	0.217	0.085	0.068
Ptot (Mercier) mm	10	4.400	8.400	6.860	1.357
Imax (Mercier) mm/h	10	6.000	24.000	13.200	4.733
Imoy (Mercier) mm/h	10	0.296	2.900	1.047	0.768
Qb (Mercier) m^3/s	10	0.011	0.047	0.023	0.011

Coefficient de corrélation r : 0.939
Coefficient de détermination r² : 0.881
Coefficient de détermination ajusté : 0.786

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.037	0.009	9.283	0.016
Erreur	5	0.005	0.001		
Total corrigé	9	0.041			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	0.022	0.022	22.617	0.005
Imax (Mercier) mm/h	1	0.005	0.005	5.143	0.073
Imoy (Mercier) mm/h	1	0.000	0.000	0.057	0.821
Qb (Mercier) m^3/s	1	0.009	0.009	9.315	0.028

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.112	0.077	-1.456	0.205	-0.309	0.086
Ptot (Mercier) mm	0.027	0.010	2.795	0.038	0.002	0.052
Imax (Mercier) mm/h	-0.005	0.002	-2.304	0.069	-0.011	0.001
Imoy (Mercier) mm/h	0.004	0.017	0.251	0.812	-0.039	0.047
Qb (Mercier) m^3/s	3.221	1.055	3.052	0.028	0.508	5.933

Equation du modèle :

LER (Mercier) = -0,112+0,027*Ptot (Mercier)-0,005*Imax (Mercier)+0,004*Imoy (Mercier)+3,221*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.542	0.194	2.795	0.038	0.043	1.041
Imax (Mercier) mm/h	-0.362	0.157	-2.304	0.069	-0.766	0.042
Imoy (Mercier) mm/h	0.048	0.190	0.251	0.812	-0.440	0.535
Qb (Mercier) m^3/s	0.528	0.173	3.052	0.028	0.083	0.972

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 88,1 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque qui n'est que de 1,6 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : Q_b.

Echantillon B
LER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Chaudanne amont DO) mm	10	0.015	0.349	0.172	0.099
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.828
Coefficient de détermination r² : 0.686
Coefficient de détermination ajusté : 0.435

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.051	0.013	2.729	0.150
Erreur	5	0.023	0.005		
Total corrigé	9	0.074			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.005	0.005	1.066	0.349
Imax (Chaudanne) mm/h	1	0.017	0.017	3.644	0.115
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	0.027	0.027	5.851	0.060
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.002	0.002	0.355	0.577

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.184	0.213	-0.863	0.428	-0.730	0.363
Ptot (Chaudanne) mm	0.038	0.018	2.166	0.083	-0.007	0.084
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.004	0.006	-0.693	0.519	-0.020	0.012
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.103	0.041	2.486	0.055	-0.004	0.209
Qb (chaudanne) m^3/s	3.454	5.800	0.596	0.577	-11.457	18.366

Equation du modèle :

LER (Chaudanne amont DO) = -0,184+0,038*Ptot (Chaudanne)-0,004*Imax (Chaudanne)+0,103*Imoy (Chaudanne)+3,454*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.661	0.305	2.166	0.083	-0.123	1.445
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.315	0.454	-0.693	0.519	-1.481	0.852
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.748	0.301	2.486	0.055	-0.026	1.522
Qb (chaudanne) m^3/s	0.274	0.460	0.596	0.577	-0.908	1.455

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 68,6 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 15 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
LER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
LER (Chaudanne aval DO) mm	36	0.008	71.115	6.611	14.953
Ptot (Chaudanne) mm	36	10.800	170.400	36.622	34.513
Imax (Chaudanne) mm/h	36	12.000	144.000	43.667	39.944
Imoy (Chaudanne) mm/h	36	0.085	6.867	1.282	1.406
Qb (chaudanne) m^3/s	36	0.000	0.045	0.008	0.013

Coefficient de corrélation r : 0.824
Coefficient de détermination r² : 0.679
Coefficient de détermination ajusté : 0.422

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.060	0.015	2.640	0.158
Erreur	5	0.028	0.006		
Total corrigé	9	0.088			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.008	0.008	1.447	0.283
Imax (Chaudanne) mm/h	1	0.021	0.021	3.658	0.114
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	0.027	0.027	4.781	0.080
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.004	0.004	0.675	0.449

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.217	0.235	-0.922	0.399	-0.822	0.388
Ptot (Chaudanne) mm	0.044	0.020	2.246	0.075	-0.006	0.094
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.003	0.007	-0.495	0.642	-0.021	0.014
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.105	0.046	2.296	0.070	-0.013	0.222
Qb (chaudanne) m^3/s	5.272	6.414	0.822	0.449	-11.218	21.761

Equation du modèle :

LER (Chaudanne aval DO) = -0,217+0,044*Ptot (Chaudanne)-0,003*Imax (Chaudanne)+0,105*Imoy (Chaudanne)+5,272*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.693	0.308	2.246	0.075	-0.100	1.486
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.227	0.459	-0.495	0.642	-1.406	0.952
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.699	0.304	2.296	0.070	-0.084	1.481
Qb (chaudanne) m^3/s	0.382	0.465	0.822	0.449	-0.813	1.577

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 67,9 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 15,8 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
CER (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Mercier) %	10	0.455	2.580	1.149	0.744
Ptot (Mercier) mm	10	4.400	8.400	6.860	1.357
Imax (Mercier) mm/h	10	6.000	24.000	13.200	4.733
Imoy (Mercier) mm/h	10	0.296	2.900	1.047	0.768
Qb (Mercier) m^3/s	10	0.011	0.047	0.023	0.011

Coefficient de corrélation r : 0.927
Coefficient de détermination r² : 0.860
Coefficient de détermination ajusté : 0.748

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	4.279	1.070	7.662	0.023
Erreur	5	0.698	0.140		
Total corrigé	9	4.977			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	2.089	2.089	14.960	0.012
Imax (Mercier) mm/h	1	0.807	0.807	5.779	0.061
Imoy (Mercier) mm/h	1	0.023	0.023	0.162	0.704
Qb (Mercier) m^3/s	1	1.361	1.361	9.745	0.026

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.502	0.915	-0.548	0.607	-2.854	1.851
Ptot (Mercier) mm	0.230	0.116	1.985	0.104	-0.068	0.527
Imax (Mercier) mm/h	-0.065	0.027	-2.410	0.061	-0.134	0.004
Imoy (Mercier) mm/h	0.020	0.199	0.100	0.924	-0.493	0.533
Qb (Mercier) m^3/s	39.243	12.571	3.122	0.026	6.926	71.561

Equation du modèle :

CER (Mercier) = -0,502+0,230*Ptot (Mercier)-0,065*Imax (Mercier)+0,020*Imoy (Mercier)+39,243*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.419	0.211	1.985	0.104	-0.123	0.961
Imax (Mercier) mm/h	-0.412	0.171	-2.410	0.061	-0.851	0.028
Imoy (Mercier) mm/h	0.021	0.206	0.100	0.924	-0.509	0.550
Qb (Mercier) m^3/s	0.587	0.188	3.122	0.026	0.104	1.070

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 86,0 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque qui n'est que de 2,3 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : Q_b.

Echantillon B
CER (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Chaudanne amont DO) %	10	0.131	4.130	2.127	1.348
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.864
Coefficient de détermination r² : 0.747
Coefficient de détermination ajusté : 0.544

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	12.213	3.053	3.689	0.092
Erreur	5	4.138	0.828		
Total corrigé	9	16.352			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.072	0.072	0.088	0.779
Imax (Chaudanne) mm/h	1	3.700	3.700	4.471	0.088
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	8.371	8.371	10.115	0.025
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.069	0.069	0.084	0.784

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.639	2.841	-0.225	0.831	-7.941	6.664
Ptot (Chaudanne) mm	0.326	0.237	1.377	0.227	-0.282	0.934
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.092	0.083	-1.104	0.320	-0.305	0.122
Imoy (Chaudanne) mm/h	1.753	0.551	3.182	0.024	0.337	3.170
Qb (chaudanne) m^3/s	22.389	77.445	0.289	0.784	-176.706	221.484

Equation du modèle :

CER (Chaudanne amont DO) = -0,639+0,326*Ptot (Chaudanne)-0,092*Imax (Chaudanne)+1,753*Imoy (Chaudanne)+22,389*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.377	0.274	1.377	0.227	-0.327	1.081
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.449	0.407	-1.104	0.320	-1.496	0.597
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.860	0.270	3.182	0.024	0.165	1.554
Qb (chaudanne) m^3/s	0.119	0.413	0.289	0.784	-0.941	1.180

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 74,7 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 9,2 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
CER (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
CER (Chaudanne aval DO) %	10	0.237	4.720	2.640	1.414
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.852
Coefficient de détermination r² : 0.726
Coefficient de détermination ajusté : 0.508

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	13.067	3.267	3.320	0.110
Erreur	5	4.920	0.984		
Total corrigé	9	17.987			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.051	0.051	0.051	0.830
Imax (Chaudanne) mm/h	1	4.605	4.605	4.680	0.083
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	8.080	8.080	8.212	0.035
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.331	0.331	0.337	0.587

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.678	3.097	-0.219	0.835	-8.640	7.285
Ptot (Chaudanne) mm	0.347	0.258	1.347	0.236	-0.316	1.011
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.079	0.091	-0.871	0.423	-0.312	0.154
Imoy (Chaudanne) mm/h	1.756	0.601	2.923	0.033	0.212	3.301
Qb (chaudanne) m^3/s	49.013	84.440	0.580	0.587	-168.065	266.091

Equation du modèle :

CER (Chaudanne aval DO) = -0,678+0,347*Ptot (Chaudanne)-0,079*Imax (Chaudanne)+1,756*Imoy (Chaudanne)+49,013*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.383	0.285	1.347	0.236	-0.348	1.115
Imax (Chaudanne) mm/h	-0.369	0.423	-0.871	0.423	-1.457	0.719
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.821	0.281	2.923	0.033	0.099	1.543
Qb (chaudanne) m^3/s	0.249	0.429	0.580	0.587	-0.854	1.351

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 72,6 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat correct.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 11 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
qps (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Mercier) l/s.ha	10	0.030	0.138	0.068	0.038
Ptot (Mercier) mm	10	4.400	8.400	6.860	1.357
Imax (Mercier) mm/h	10	6.000	24.000	13.200	4.733
Imoy (Mercier) mm/h	10	0.296	2.900	1.047	0.768
Qb (Mercier) m^3/s	10	0.011	0.047	0.023	0.011

Coefficient de corrélation r : 0.580
Coefficient de détermination r² : 0.336
Coefficient de détermination ajusté : -0.194

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.004	0.001	0.634	0.660
Erreur	5	0.008	0.002		
Total corrigé	9	0.013			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	0.002	0.002	0.946	0.375
Imax (Mercier) mm/h	1	0.000	0.000	0.063	0.812
Imoy (Mercier) mm/h	1	0.000	0.000	0.061	0.815
Qb (Mercier) m^3/s	1	0.002	0.002	1.465	0.280

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.003	0.100	-0.026	0.980	-0.261	0.256
Ptot (Mercier) mm	0.004	0.013	0.276	0.794	-0.029	0.036
Imax (Mercier) mm/h	0.001	0.003	0.244	0.817	-0.007	0.008
Imoy (Mercier) mm/h	-0.001	0.022	-0.051	0.961	-0.057	0.055
Qb (Mercier) m^3/s	1.670	1.380	1.210	0.280	-1.877	5.217

Equation du modèle :

qps (Mercier) = -0,003+0,004*Ptot (Mercier)+0,001*Imax (Mercier)-0,001*Imoy (Mercier)+1,670*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.127	0.459	0.276	0.794	-1.053	1.306
Imax (Mercier) mm/h	0.091	0.371	0.244	0.817	-0.864	1.046
Imoy (Mercier) mm/h	-0.023	0.448	-0.051	0.961	-1.175	1.129
Qb (Mercier) m^3/s	0.495	0.409	1.210	0.280	-0.556	1.546

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 33,6 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un mauvais résultat. Il faut choisir d'autres variables explicatives en remplacement de celles utilisées ici.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 66 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : Q_b.

Echantillon B
qps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	10	0.017	0.157	0.100	0.042
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.919
Coefficient de détermination r² : 0.845
Coefficient de détermination ajusté : 0.721

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.013	0.003	6.827	0.029
Erreur	5	0.002	0.000		
Total corrigé	9	0.016			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.001	0.001	2.111	0.206
Imax (Chaudanne) mm/h	1	0.001	0.001	2.129	0.204
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	0.009	0.009	18.850	0.007
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.002	0.002	4.216	0.095

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.066	0.068	-0.959	0.381	-0.242	0.110
Ptot (Chaudanne) mm	0.008	0.006	1.488	0.197	-0.006	0.023
Imax (Chaudanne) mm/h	0.001	0.002	0.662	0.538	-0.004	0.006
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.062	0.013	4.633	0.006	0.027	0.096
Qb (chaudanne) m^3/s	3.831	1.866	2.053	0.095	-0.966	8.628

Equation du modèle :

qps (Chaudanne amont DO) = -0,066+0,008*Ptot (Chaudanne)+0,001*Imax (Chaudanne)+0,062*Imoy (Chaudanne)+3,831*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.319	0.214	1.488	0.197	-0.232	0.869
Imax (Chaudanne) mm/h	0.211	0.318	0.662	0.538	-0.608	1.029
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.979	0.211	4.633	0.006	0.436	1.522
Qb (chaudanne) m^3/s	0.662	0.323	2.053	0.095	-0.167	1.492

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 84,5 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque qui n'est que de 2,9 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
qps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
qps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	10	0.031	0.201	0.135	0.055
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.726
Coefficient de détermination r² : 0.527
Coefficient de détermination ajusté : 0.149

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.014	0.004	1.393	0.357
Erreur	5	0.013	0.003		
Total corrigé	9	0.028			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.001	0.001	0.507	0.508
Imax (Chaudanne) mm/h	1	0.000	0.000	0.006	0.942
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	0.010	0.010	3.874	0.106
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.003	0.003	1.185	0.326

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.081	0.159	-0.508	0.633	-0.490	0.328
Ptot (Chaudanne) mm	0.009	0.013	0.696	0.518	-0.025	0.043
Imax (Chaudanne) mm/h	0.004	0.005	0.839	0.440	-0.008	0.016
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.066	0.031	2.128	0.087	-0.014	0.145
Qb (chaudanne) m^3/s	4.726	4.342	1.088	0.326	-6.437	15.889

Equation du modèle :

qps (Chaudanne aval DO) = -0,081+0,009*Ptot (Chaudanne)+0,004*Imax (Chaudanne)+0,066*Imoy (Chaudanne)+4,726*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.260	0.374	0.696	0.518	-0.702	1.223
Imax (Chaudanne) mm/h	0.467	0.557	0.839	0.440	-0.964	1.898
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.786	0.369	2.128	0.087	-0.164	1.735
Qb (chaudanne) m^3/s	0.614	0.564	1.088	0.326	-0.836	2.064

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 52,7 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat moyen. Il faut choisir d'autres variables explicatives en remplacement de celles utilisées ici.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 35,7 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
dqps (Mercier)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Mercier) l/s.ha	10	0.009	0.107	0.034	0.031
Ptot (Mercier) mm	10	4.400	8.400	6.860	1.357
Imax (Mercier) mm/h	10	6.000	24.000	13.200	4.733
Imoy (Mercier) mm/h	10	0.296	2.900	1.047	0.768
Qb (Mercier) m^3/s	10	0.011	0.047	0.023	0.011

Coefficient de corrélation r : 0.229
Coefficient de détermination r² : 0.052
Coefficient de détermination ajusté : -0.706

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.000	0.000	0.069	0.989
Erreur	5	0.008	0.002		
Total corrigé	9	0.009			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Mercier) mm	1	0.000	0.000	0.200	0.674
Imax (Mercier) mm/h	1	0.000	0.000	0.058	0.820
Imoy (Mercier) mm/h	1	0.000	0.000	0.005	0.946
Qb (Mercier) m^3/s	1	0.000	0.000	0.015	0.909

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.003	0.100	-0.026	0.980	-0.261	0.256
Ptot (Mercier) mm	0.004	0.013	0.276	0.794	-0.029	0.036
Imax (Mercier) mm/h	0.001	0.003	0.244	0.817	-0.007	0.008
Imoy (Mercier) mm/h	-0.001	0.022	-0.051	0.961	-0.057	0.055
Qb (Mercier) m^3/s	0.167	1.380	0.121	0.909	-3.381	3.714

Equation du modèle :

dqps (Mercier) = -0,003+0,004*Ptot (Mercier)+0,001*Imax (Mercier)-0,001*Imoy (Mercier)+0,167*Qb (Mercier)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Mercier) mm	0.151	0.548	0.276	0.794	-1.258	1.561
Imax (Mercier) mm/h	0.108	0.444	0.244	0.817	-1.033	1.249
Imoy (Mercier) mm/h	-0.027	0.536	-0.051	0.961	-1.404	1.350
Qb (Mercier) m^3/s	0.059	0.488	0.121	0.909	-1.197	1.315

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 5,2 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un mauvais résultat. Il faut choisir d'autres variables explicatives en remplacement de celles utilisées ici.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 98,9 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Ptot*.

Echantillon B
dqps (Chaudanne amont DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Chaudanne amont DO) l/s.ha	10	0.017	0.137	0.069	0.040
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.913
Coefficient de détermination r² : 0.833
Coefficient de détermination ajusté : 0.700

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.012	0.003	6.254	0.035
Erreur	5	0.002	0.000		
Total corrigé	9	0.014			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.001	0.001	1.439	0.284
Imax (Chaudanne) mm/h	1	0.001	0.001	1.764	0.242
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	0.010	0.010	21.767	0.006
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.000	0.000	0.049	0.834

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.066	0.068	-0.959	0.381	-0.242	0.110
Ptot (Chaudanne) mm	0.008	0.006	1.488	0.197	-0.006	0.023
Imax (Chaudanne) mm/h	0.001	0.002	0.662	0.538	-0.004	0.006
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.062	0.013	4.633	0.006	0.027	0.096
Qb (chaudanne) m^3/s	0.411	1.866	0.220	0.834	-4.386	5.208

Equation du modèle :

dqps (Chaudanne amont DO) = -0,066+0,008*Ptot (Chaudanne)+0,001*Imax (Chaudanne)+0,062*Imoy (Chaudanne)+0,411*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.331	0.222	1.488	0.197	-0.240	0.902
Imax (Chaudanne) mm/h	0.218	0.330	0.662	0.538	-0.631	1.068
Imoy (Chaudanne) mm/h	1.015	0.219	4.633	0.006	0.452	1.579
Qb (chaudanne) m^3/s	0.074	0.335	0.220	0.834	-0.787	0.934

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 83,3 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un bon résultat.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque qui n'est que de 3,5 %. Les variables sélectionnées apportent donc une information significative au modèle.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Echantillon B
dqps (Chaudanne aval DO)

Statistiques simples :

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
dqps (Chaudanne aval DO) l/s.ha	10	0.031	0.188	0.105	0.058
Ptot (Chaudanne) mm	10	4.200	9.600	6.560	1.559
Imax (Chaudanne) mm/h	10	2.400	24.000	13.240	6.606
Imoy (Chaudanne) mm/h	10	0.246	2.500	0.935	0.661
Qb (chaudanne) m^3/s	10	0.000	0.023	0.009	0.007

Coefficient de corrélation r : 0.752
Coefficient de détermination r² : 0.566
Coefficient de détermination ajusté : 0.218

Analyse de la variance :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Modèle	4	0.017	0.004	1.627	0.300
Erreur	5	0.013	0.003		
Total corrigé	9	0.030			

Calculé contre le modèle Y=0

Analyse Type I Sum of Squares :

Source	DDL	Somme des carrés	Moy. des carrés	F	Pr > F
Ptot (Chaudanne) mm	1	0.001	0.001	0.364	0.573
Imax (Chaudanne) mm/h	1	0.004	0.004	1.614	0.260
Imoy (Chaudanne) mm/h	1	0.012	0.012	4.439	0.089
Qb (chaudanne) m^3/s	1	0.000	0.000	0.092	0.774

Paramètres du modèle :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Constante	-0.081	0.159	-0.508	0.633	-0.490	0.328
Ptot (Chaudanne) mm	0.009	0.013	0.696	0.518	-0.025	0.043
Imax (Chaudanne) mm/h	0.004	0.005	0.839	0.440	-0.008	0.016
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.066	0.031	2.128	0.087	-0.014	0.145
Qb (chaudanne) m^3/s	1.317	4.342	0.303	0.774	-9.846	12.480

Equation du modèle :

dqps (Chaudanne aval DO) = -0,081+0,009*Ptot (Chaudanne)+0,004*Imax (Chaudanne)+0,066*Imoy (Chaudanne)+1,317*Qb (chaudanne)

Coefficients normalisés :

Source	Valeur	Ecart-type	t	Pr > |t|	Borne inf. -95%	Borne sup. -95%
Ptot (Chaudanne) mm	0.250	0.359	0.696	0.518	-0.673	1.172
Imax (Chaudanne) mm/h	0.448	0.533	0.839	0.440	-0.924	1.819
Imoy (Chaudanne) mm/h	0.753	0.354	2.128	0.087	-0.157	1.663
Qb (chaudanne) m^3/s	0.164	0.541	0.303	0.774	-1.226	1.553

DDL : Degré de liberté

Interprétation des résultats :

Les variables X sélectionnées expliquent 56,6 % de la variabilité de la variable Y ce qui constitue un résultat moyen. Il faut choisir d'autres variables explicatives en remplacement de celles utilisées ici.

Le rejet de l'hypothèse selon laquelle le modèle le plus simple (seulement une constante et pas de variables explicatives) serait aussi puissant que le modèle que vous proposez, se fait avec un risque de 30,0 %. Etant donné le niveau de signification choisi, le modèle est donc mauvais.

La variable qui a le plus de poids dans le modèle est : *Imoy*.

Fiches projet

Fiche projet 1 : Mesure du volume de pluie au sol

Responsable technique : F. THOLLET (UR HHLY)
Responsable scientifique : R. GNOUMA (UR HHLY)

Expression du besoin et solutions techniques

L'effet du vent peut constituer une source d'erreur importante au niveau du site de mesure de la pluie situé au Col de la Croix du Ban sur la commune de Saint Pierre la Palud (69). Ainsi, pour tester l'impact du vent sur les quantités d'eau recueillies par le pluviomètre, nous avons mis en place, durant la période allant du mois de juin 2005 au mois de janvier 2006, un dispositif enterré de mesures de volume d'eau au sol. Ce dispositif rudimentaire est constitué d'un impluvium et d'un bidon récupérateur. Afin d'assurer des conditions de collecte identiques à celles du pluviomètre voisin, nous avons utilisés un impluvium de même diamètre (Surface = 400 cm²). Le dispositif a été entouré d'une plaque en PVC limitant les éclaboussures (figure II.2).

Figure II.2 : Dispositif de mesures du volume d'eau au sol

Lors de chaque passage pour récupérer les données (de pluie et de température) enregistrées, le technicien mesure à l'aide d'une éprouvette la quantité d'eau récoltée dans le dispositif enterré. Connaissant les dates de ses passages et à l'aide de la chronique de pluie, nous pouvons déterminer les quantités d'eau correspondante enregistrées au niveau du pluviomètre. Les résultats sont présentés par le tableau II.7 et la figure II.3.

Nous constatons qu'il y a des différences entre les quantités d'eau enregistrées par le pluviomètre et celles récoltées dans le dispositif enterré. Ces différences peuvent être plus ou moins importantes. D'après la figure II.3, le dispositif enterrée semble récolter plus d'eau que le pluviomètre. Le vent peut être à l'origine de ces différences. La mise en place dans l'avenir d'un anémomètre - girouette permettra de confirmer ou non cette hypothèse.

Tableau II.7 : Résultats de comparaison des quantités d'eau enregistrées par le pluviomètre et celle récoltées dans le dispositif enterré

Date et heure de passage du technicien	Quantité d'eau enregistrée par le pluviomètre		Quantité d'eau récoltée dans le dispositif enterré (en l)	Différence* (en l)
	en mm	en l		
08/07/2005 08:45	6.8	0.272	0.250	0.022
27/07/2005 12:02	1.0	0.040	0.550	-0.510
02/08/2005 09:32	6.6	0.264	0.880	-0.616
04/08/2005 08:35	8.8	0.352	0.320	0.032
23/08/2005 12:55	15.0	0.600	0.925	-0.325
05/09/2005 09:19	16.4	0.656	0.820	-0.164
07/09/2005 13:30	20.8	0.832	0.900	-0.068
09/09/2005 09:44	0.6	0.024	Peu d'eau	-
12/09/2005 09:01	15.4	0.616	0.600	0.016
19/09/2005 08:40	10.4	0.416	0.450	-0.034
27/09/2005 08:58	10.4	0.416	0.450	-0.034
30/09/2005 08:28	1.2	0.048	0.040	0.008
03/10/2005 08:50	12.2	0.488	0.500	-0.012
05/10/2005 11:26	8.6	0.344	0.380	-0.036
17/10/2005 14:03	0.0	0.000	Peu d'eau	-
21/10/2005 11:31	21.2	0.848	0.900	-0.052
24/10/2005 13:38	13.6	0.544	0.580	-0.036
02/11/2005 09:59	32.6	1.304	1.370	-0.066
07/11/2005 07:53	19.6	0.784	0.850	-0.066
10/11/2005 11:56	10.8	0.432	0.450	-0.018
14/11/2005 09:58	0.6	0.024	Peu d'eau	-
18/11/2005 09:18	0.0	0.000	0.000	0.000
08/12/2005 13:11	5.8	0.232	0.290	-0.058
09/01/2006 13:13	6.4	0.256	0.450	-0.194
18/01/2006 11:26	5.8	0.232	0.270	-0.038
19/01/2006 08:54	1.4	0.056	0.090	-0.034
25/01/2006 12:30	0.6	0.024	0.030	-0.006

(*) Différence = Quantité d'eau enregistrée par le pluviomètre - Quantité d'eau récoltée dans le dispositif enterré

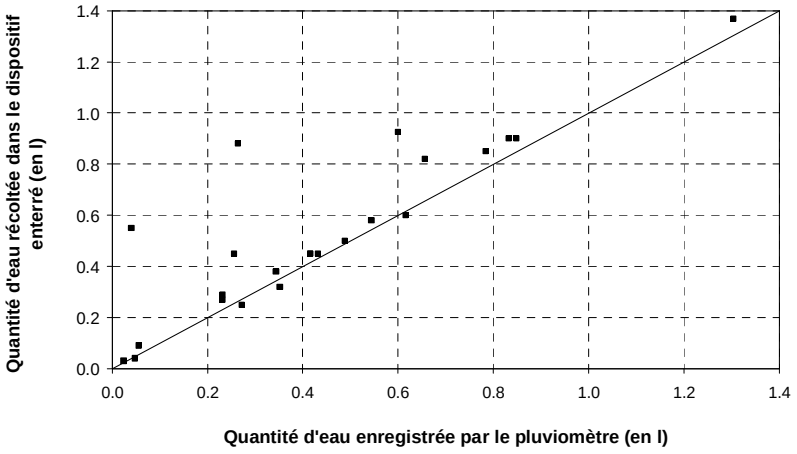


Figure II.3 : Comparaison entre les quantités d'eau enregistrées par le pluviomètre et celles récoltées dans le dispositif enterré

Fiche projet 2 : Installation d'une série de piézomètres sur un versant

Responsable technique : M. LAGOUY et F. THOLLET (UR HHLY)
Responsable scientifique : R. GNOUMA (UR HHLY)
Echéance : projet lancé en mars 2005
Fin de la réalisation du prototype : 30 avril 2005

Expression du besoin et solutions techniques

La signature isotopique de l'eau de nappe est une composante nécessaire pour appliquer la méthode isotopique de séparation de l'hydrogramme de crue à l'exutoire d'un bassin versant. L'objectif recherché est de placer, sur un versant, une série de trois piézomètres doublés c'est à dire un piézomètre de 1 à 2 m de profondeur, selon le terrain, crépiné à sa base et un deuxième piézomètre à 1 m du premier mais situé à une profondeur inférieur à 1 m et crépiné au niveau de la zone racinaire (figure II.4). Le premier piézomètre est destiné à échantillonner l'eau au niveau de la zone saturée. Par contre le deuxième, est destiné à échantillonner l'eau dans les premiers centimètres du sol lors du développement d'un aquifère temporaire (ou nappe perchée), suite à un événement, susceptible de générer un écoulement de subsurface.

Les piézomètres profonds sont équipés d'un capteur de pression autonome type "Diver" (plage de mesure 0-5 m) qui mesure et enregistre la pression absolue. Ces capteurs sont compensés en température. Pour déterminer la pression relative (niveau de l'eau), il faut faire la différence entre la valeur mesurée et la pression atmosphérique. Les données de la pression atmosphérique sont fournies par une sonde complémentaire "Baro-Diver".

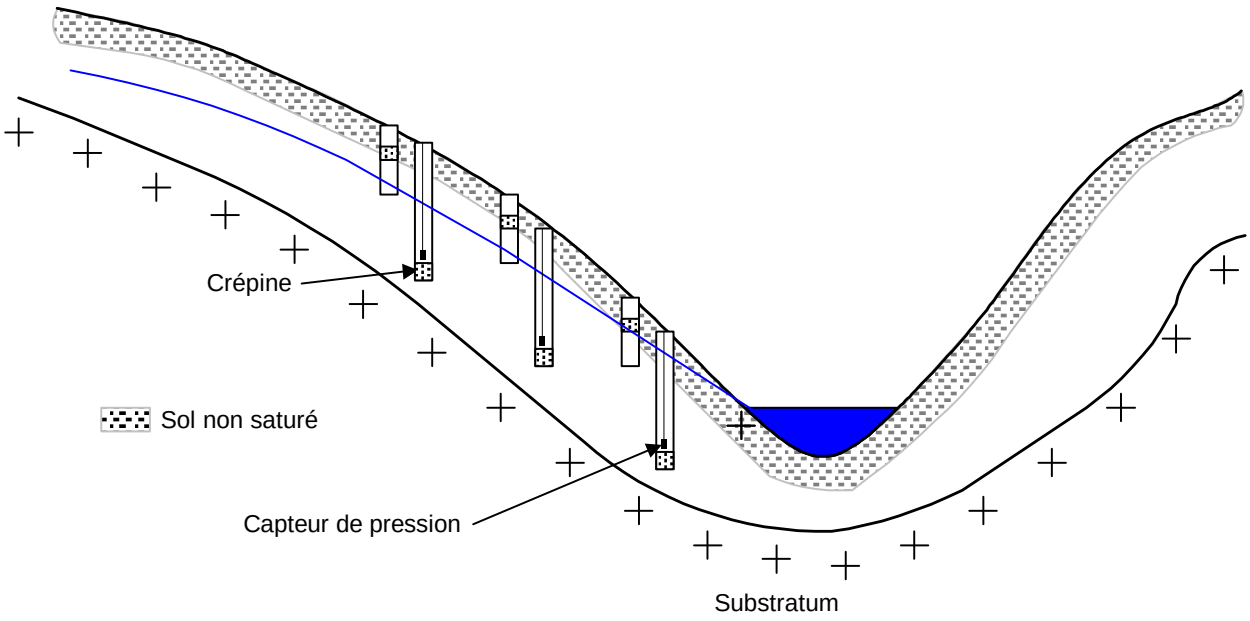


Figure II.4 : Emplacement des piézomètres le long d'un versant

Liste du matériel à commander

Tube en PVC : Øext. = 63 mm et Øint. = 56 mm
Bouchon : Øint. = 55 mm
Géotextile
Monchon : Øint. = 63 mm
Bentonite

Fiche projet 3 : Adaptation d'un échantillonneur (type ISCO 3700) aux prélèvements de faibles volumes

Responsable technique : F. THOLLET (UR HHLY)
Responsable scientifique : R. GNOUMA (UR HHLY)

Echéance : projet lancé le 11/02/2005 en vue d'échantillonner les pluies du printemps 2005.

Expression du besoin et solutions techniques

Le but est d'échantillonner à pas de temps régulier l'eau du déversoir d'orage et celle du ruisseau de la Chaudanne au niveau des Bungalows 1, 2 et 3 lors d'un événement pluvieux. Les prélèvements réalisés seront destinés à des analyses isotopiques d'Oxygène 18. La conservation de ces échantillons s'effectue en flaconnage verre brun. Il est également nécessaire de prélever de faibles volumes pour répondre à des contraintes de transport d'échantillons.

Nous disposons dans les bungalows d'échantillonneurs automatiques (type ISCO 3700) multiflacons (24 flacons plastiques – volume unitaire 1 litre). Il s'agit donc de mettre au point un dispositif permettant de remplacer les flacons originaux par des flacons en verre de capacité moindre (30 ml).

Nous proposons donc la fabrication d'un carrousel en bois permettant de répondre à ces besoins. Ce support permettra la distribution homogène des prélèvements dans les différents flacons sans risque de "contamination" d'un flacon à l'autre.

Révision de la programmation des échantillonneurs

- Asservissement au temps à raison d'un prélèvement toutes les deux minutes,
- Réglage du volume élémentaire à 30 millilitres,
- Déclenchement des échantillonneurs en mode manuel pour le début des campagnes.

Positionnement des échantillonneurs

Actuellement le tuyau d'adduction reliant la crépine à l'échantillonneur présente une pente descendante avec des points bas. Il existe donc des risques de stagnation d'eau dans le tuyau entre deux prélèvements d'une part et de non répétabilité des prélèvements d'autre part.

Les échantillonneurs seront donc rehaussés et les tuyaux d'adduction raccourcis pour pallier ces phénomènes (figure II.5).

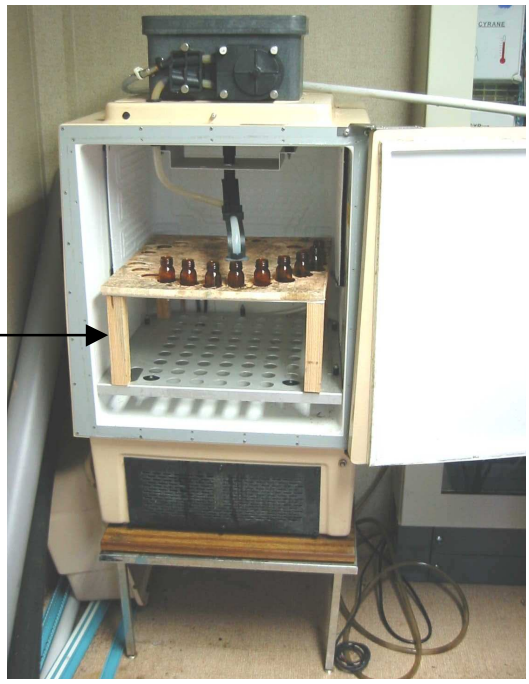


Figure II.5 : Echantillonneur automatique adapté

Documents utilisés

Manuel d'utilisation des échantillonneurs ISCO 3700 (distribués par ROUCAIRE)

Fiche projet 4 : Fabrication d'un échantillonneur de l'eau de pluie

Responsable technique : M. LAGOUY et F. THOLLET (UR HHLY)
Responsable scientifique : R. GNOUMA (UR HHLY)

Echéance : projet lancé le 30/03/2005 en vue d'échantillonner les pluies du printemps 2005

Expression du besoin et solutions techniques

Le but est d'obtenir des prélèvements fragmentés de l'eau de pluie durant un événement pour analyser ses caractéristiques physico-chimiques (ex : analyse isotopique d'Oxygène 18). Dans leur étude, Kennedy, et al. (1979) ont utilisé le dispositif simple ci-dessous :

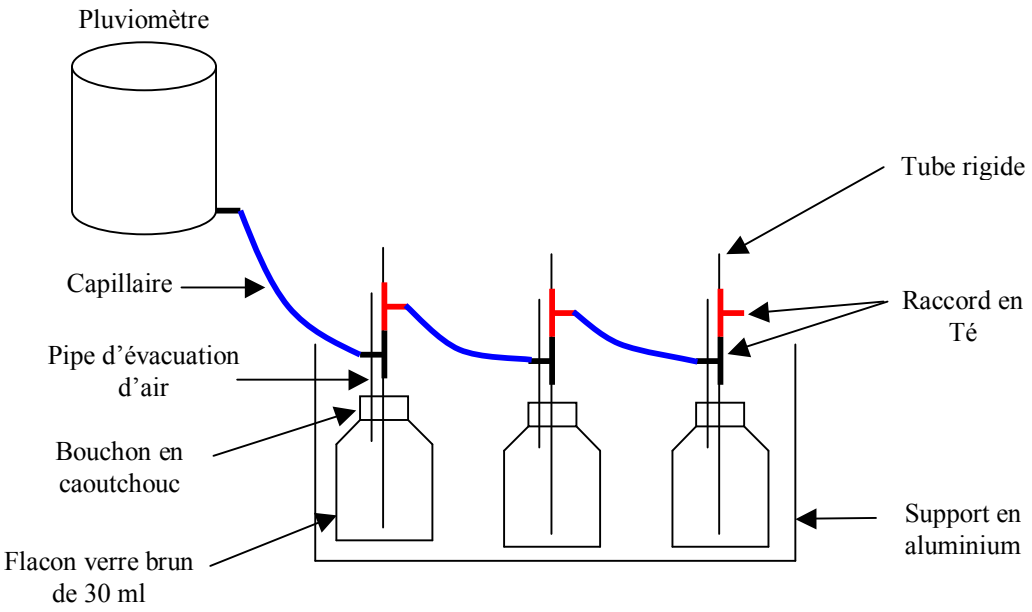


Figure II.6 : Dispositif utilisé par Kennedy, et al. (1979)

De faibles volumes suffisent pour avoir la variation de la signature isotopique de l'eau de pluie durant l'événement. Il faut prévoir des bouchons étanches faciles a retirer et a remettre pour les prélèvements. Il faut aussi prévoir la perte de charge et faire en sorte que l'écoulement de l'eau soit assez lent et régulier.

Nous proposons donc la fabrication de ce dispositif en l'adaptant à notre cas d'étude c'est à dire des prélèvements fractionnés de la pluie dans des flacons en verre brun de 30 ml pour étudier la signature isotopique sur 3 bassins versants (Chaudanne, Mercier et Verdy).

Il faut fabriquer un support en polystyrène pour placer les flacons.

Liste de matériel
Matériel disponible

Flacon en verre brun de 30 ml : Øint. du col = 20 mm

Matériel à commander

Capillaire semi-rigide transparent
Bouchons en silicone plein
Raccords extérieurs en Té
Robinets en plastique

Réalisation et test d'un premier prototype le 06/04/2005

Un premier prototype a été réalisé et testé le 06 avril 2005 avec M. Lagouy (figure II.7). Un colorant (fluorescéine) a été utilisé pour vérifier l'absence de contamination entre les flacons. Nous n'avons pas observé de mélange entre les flacons (figure II.8), par contre une attention particulière est à accorder lors de la récupération des échantillons. Il faut débrancher tous les capillaires et vider l'eau existante dans le capillaire qui passe à travers le bouchon et ensuite enlever ce dernier et fermer les flacons. Cette opération est très délicate et fastidieuse et ne garantie pas la non contamination entre les flacons. Un dispositif plus opérationnel doit donc être imaginé.

Figure II.7 : Premier prototype d'échantillonnage de la pluie

Figure II.8 : Test de vérification de non contamination entre les flacons

Test d'un deuxième prototype le 16/05/2005

Un deuxième prototype a été développé en ajoutant par rapport au premier des robinets en plastique entre le bouchon et le raccord en T afin de garantir la non contamination entre les flacons. L'opération consiste à fermer les robinets avant récupération des flacons. Nous avons utilisé des raccords en T en plastique suite au coût élevé et du délai de livraison trop long des premiers raccords en acier inoxydable (figure II.9).

Un test à la fluorescéine de ce deuxième prototype a été réalisé sur une série de trois flacons avec F. Thollet (figure II.10). Nous avons injecté de l'eau propre au départ et ensuite une fois les deux premiers flacons remplis, Nous avons injecté de l'eau mélangée avec de la fluorescéine. Nous avons observé un petit mélange au niveau du premier flacon mais pas au deuxième. Donc, le premier flacon est a éliminer non seulement à cause du prototype mais aussi parce que généralement, au niveau d'un pluviomètre nous ne connaissons pas l'origine de l'eau du premier basculement. Souvent elle corresponde à l'événement précédent.

Il faut refaire la même expérience mais avec une série de dix flacons pour voir s'il y a mélange au fur et à mesure du remplissage des flacons. Les essais seront menés avec un tube "cristal" translucide.

Figure II.9 : Deuxième prototype d'échantillonnage de la pluie

Figure II.10 : Test de vérification de non contamination entre les flacons

Fabrication du dernier prototype qui deviendra la version finale

Nous avons remplacés les flacons en verre par des flacons en polyéthylène HDPE (60 ml de volume) que nous trouvons sur le catalogue FISHER BIOBLOCK SCIENTIFIC réf. : C99419.

Nous avons remplacés aussi les raccord en T par des raccod Kynar en Y / PVDF cannelé pour tube souple que nous trouvons sur le catalogue FISHER BIOBLOCK SCIENTIFIC réf. : C96024

Nous avons gardés la caisse rouge ainsi que la plaque de polystyrène disponibles dans les magasins Castorama.

Nous avons utilisés un tube PVC Cristal 4 x 8 mm que nous trouvons sur le catalogue FISHER BIOBLOCK SCIENTIFIC réf. : C12501

Nous avons utilisés également un tube polyéthylène LDPE 2.8 x 4 mm que nous trouvons sur le catalogue FISHER BIOBLOCK SCIENTIFIC réf. : C21216

Finalement, nous avons utilisés la mousse polyuréthane ainsi que le silicone pour fixer les flacons.

Les différents étapes de fabrication du système sont les suivantes :

- Percer la plaque de polystyrène à la taille des flacons à l'aide d'une scie cloche ;
- Percer les bouchons des flacons de deux trous, un pour renquiller le raccord en Y et l'autre pour la sortie d'air d'une hauteur de 20 cm qui sera réalisé grâce au tube polyéthylène LDPE 2.8 x 4 mm ;
- Siliconer le tout pour éviter toutes fuites et laisser sécher 24 heures ;
- Visser les bouchons aux flacons et les glisser dans la plaque de polystyrène, relier les raccord en Y ensemble à l'aide du tube PVC Cristal 4 x 8 mm ;
- Installer un réceptacle de pluie sous le niveau de la plus basse sortie d'air ;

- Maintenir les sorties d'air verticalement, et pendant ce temps, appliquer la mousse polyuréthane pour fixer les flacons et le réceptacle à la plaque de polystyrène (figure II.11) ;
- Percer la caisse rouge et installer un "entonnoir" qui une fois la caisse fermée ira se mettre dans le réceptacle de pluie (figure II.12).

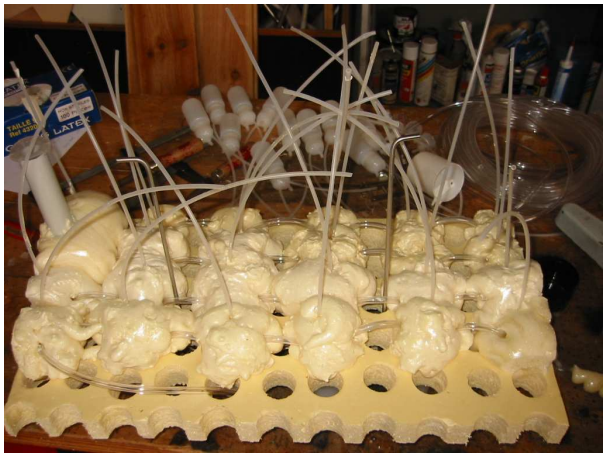


Figure II.11 : Fixer des flacons et du réceptacle à la plaque de polystyrène

Figure II.12 : Version final du prototype d'échantillonnage de la pluie

Documents utilisés

Bourrié, G. *Acquisition de la composition chimique des eaux en climat tempéré. Application aux granites des Vosges et de la Margeride*. Thèse doct. Ing., Strasbourg, 1976, 174 p.

Kennedy, V. C., Zellweger, G. W. et Avanzino, R. J. *Variation of rain chemistry during storms at two sites in Northern California*. Water Resources Research, 1979, vol. 15, n° 3, pp. 687-702.

Marc, V. *Etude de la relation pluie-débit sur bassin versant en climat méditerranéen par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau (Réal Collobrier, massif des Maures, Var)*. Thèse de l'Université de Montpellier II, 1994, 293 p.

Communication personnel, par mail, avec Marc Vincent (Université d'Avignon).

Evaluation des incertitudes sur la mesure de la charge hydraulique dans les piézomètres équipés de capteurs autonomes type "Diver" (plage de mesure 0 – 5 m)

Les composantes d'incertitudes élémentaires sur la mesure de la charge hydraulique dans les piézomètres équipés de capteurs autonomes type "Diver" (plage de mesure 0 – 5 m) sont les suivantes :

Source d'incertitude	Valeur	Loi de probabilité
1) Incertitude due à l'ajustement du zéro du capteur de pression	± 5 mm	Normal
2) Incertitude due au capteur et annoncée par le constructeur	0.1 % de la plaine échelle	Normal
3) Incertitude de résolution	1 mm	Rectangle d'amplitude 2a
4) Incertitude sur la côte de référence du piézomètre	± 30 mm	Normal
5) Incertitude due à l'inclinaison du tube de piézomètre. Elle n'est pas connue.	Estimée à 10 mm	Normal

L'incertitude composée est calculée à partir de l'équation :

$$U_c^2\left(H\right) = U^2\left(Zéro\right) + U^2\left(capteur\right) + U^2\left(résolution\right) + U^2\left(référence\right) + U^2\left(inclinaison\right)$$

$$U_c^2\left(H\right) = \left(\frac{5}{3}\right)^2 + \left(\frac{5}{3}\right)^2 + \left(\frac{0.5}{\sqrt{3}}\right)^2 + \left(\frac{30}{3}\right)^2 + \left(\frac{10}{3}\right)^2 = 116,75\ mm^2$$

$$U_c\left(H\right) = 10,8\ mm$$

Fiche action d'une campagne d'échantillonnage d'eau pour analyse isotopique en ^{18}O

Site :		**Nom du cours d'eau :**
Opérateur (s) :	**Date :**	**Heure début UTC :** **Heure fin UTC :**
Type de campagne : ☐ Systématique ☐ Evénementielle		**Observations (temps, écoulement, …) :**

Code	Heure UTC	Commentaires

Résultats des slug tests effectués au niveau des piézomètres profonds des deux versants du Verdy et du Mercier

Objectif

L'objectif de ces "slug tests" était de vérifier le bon fonctionnement (non colmatage) des piézomètres profonds des deux versants du Verdy et du Mercier et d'estimer les conductivités hydrauliques.

Méthode

Le "slug test" aussi nommé "essai d'injection-Relaxation" est un essai de choc hydraulique. Il consiste à injecter instantanément de l'eau, à débit constant pendant un temps déterminé, dans le piézomètre et à mesurer, à l'aide d'un Diver, l'abaissement du niveau d'eau. Le pas de temps d'enregistrement de ce dernier était de 15 secondes. Les conductivités hydrauliques ont été estimées selon la méthode simplifiée de Hvorslev (1951). La forme générale de l'équation de Hvorslev est :

$$K = \frac{r^2 \ln\left(\frac{L}{R}\right)}{2\,L\,T_l}$$

Où : K est la conductivité hydraulique du terrain testé, [m/s] ; r est le rayon intérieur du puits, [m] ; L est la longueur de la zone crépinée, [m] ; R est le rayon intérieur du forage du puits, [m] et T_l le temps quand $h(t)/h_0 = 0{,}37$ avec : h(t) est la charge hydraulique variable en temps et h_0 est la charge hydraulique immédiatement après l'injection de l'eau.

Résultats

Il faut signaler qu'il y a eu un petit événement pluvieux sur les deux versants environ 5 heures après avoir commencer les "slug tests". Cet événement n'a pas eu d'effet conséquent sur les écoulements au sein des deux versants étant donné la faible hauteur totale précipitée (2 mm sur le Mercier et 3,8 mm sur le Verdy).

Cas du Verdy

La figure II.13 présente les résultats des "slug tests" qui ont été effectués sur les trois piézomètres profonds du versant du Verdy. Nous constatons d'après cette figure que le piézomètre PZV3 se vide moins rapidement que les deux autres piézomètres (PZV1 et PZV5). Dans ces deux derniers, le niveau d'eau chute de 75 % de sa hauteur initiale au bout d'environ une minute. Ceci montre bien les fortes perméabilités au niveau de ces piézomètres (tableau II.8).

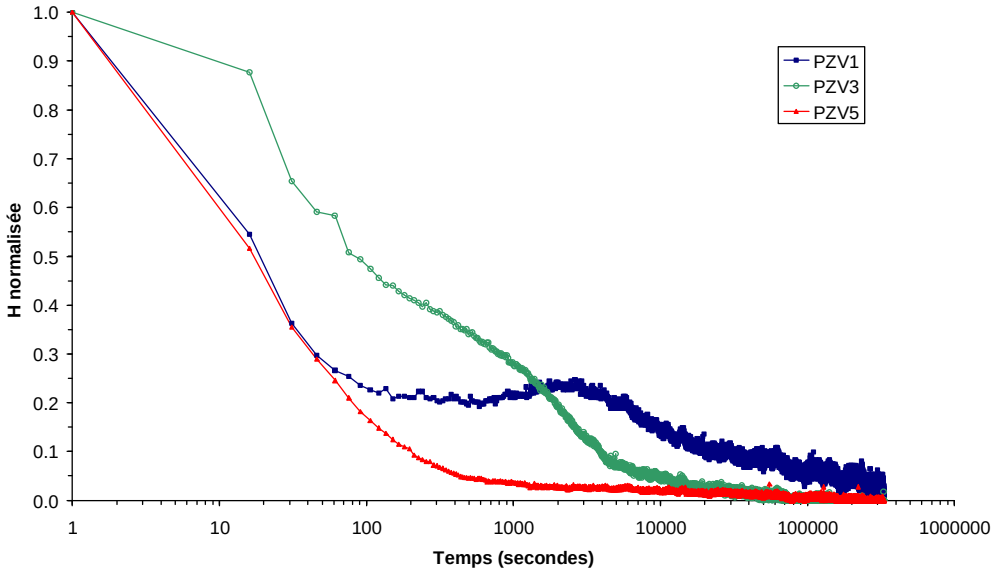


Figure II.13 : Résultats des slug tests effectués sur les trois piézomètres profonds du Verdy

Tableau II.8 : Estimation des conductivités hydrauliques (m/s) au niveau des piézomètres du Verdy par la méthode Hvorslev

Piézomètre	K
PZV1	$3{,}02*10^{-4}$
PZV3	$2{,}52*10^{-5}$
PZV5	$3{,}02*10^{-4}$

N. B. : Les calculs ont été effectués en prenant r = 0,056 m ; L = 0,2 m et R = 0,063 m.

Cas du Mercier

Les résultats des "slug tests" qui ont été effectués sur les trois piézomètres profonds du versant du Mercier sont donnés par la figure II.14.

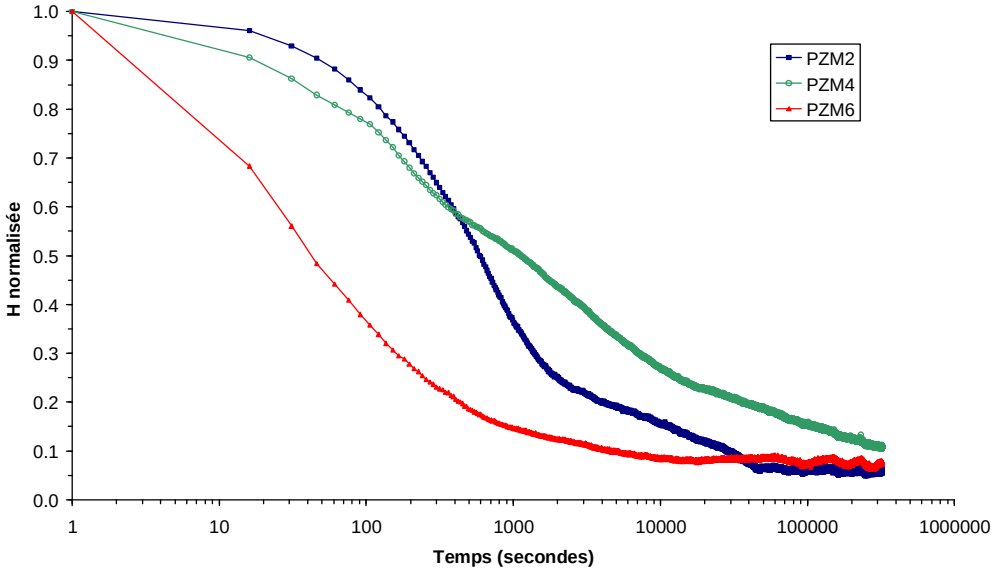


Figure II.14 : Résultats des slug tests effectués sur les trois piézomètres profonds du Mercier

D'après la figure II.14, nous constatons que le piézomètre PZM6 se vide plus rapidement que les deux autres piézomètres (PZM2 et PZM4). Le tableau II.9 résume les valeurs de conductivités hydrauliques calculées au niveau des piézomètres profonds du Mercier.

Tableau II.9 : Estimation des conductivités hydrauliques (m/s) au niveau des piézomètres du Mercier par la méthode Hvorslev

Piézomètre	K
PZM2	$9,43*10^{-6}$
PZM4	$2,59*10^{-6}$
PZM6	$8,63*10^{-5}$

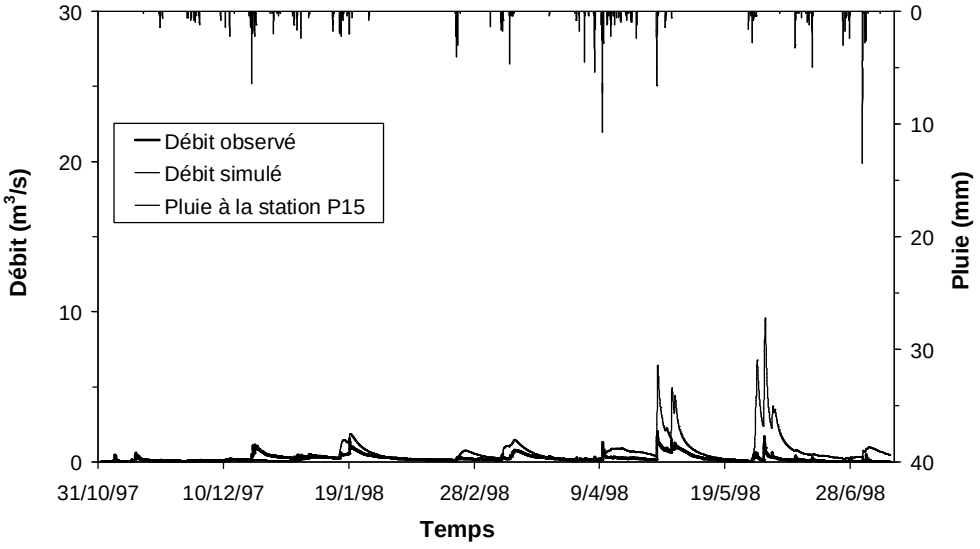
N. B. : Les calculs ont été effectués en prenant r = 0,056 m ; L = 0,2 m et R = 0,063 m.

Références bibliographiques

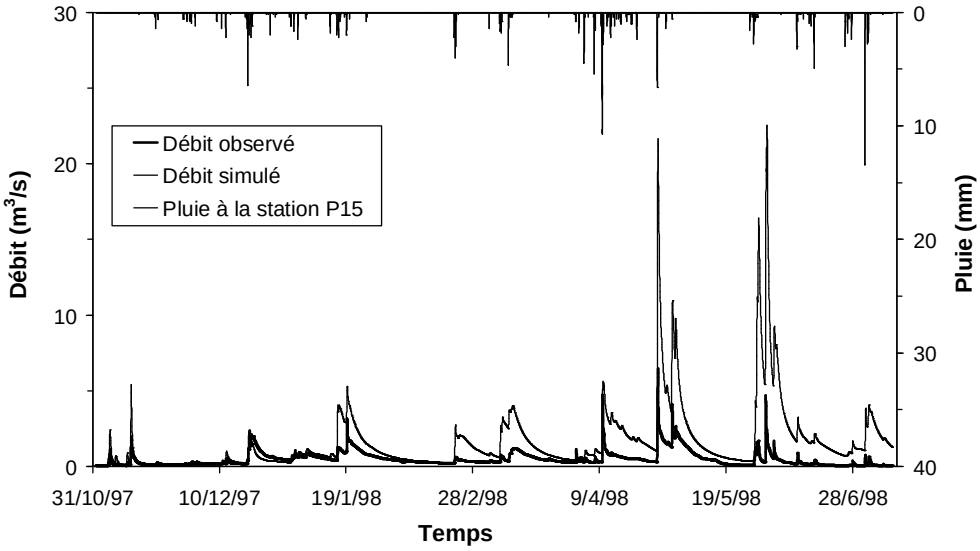
Hvorslev M. J. *Time lag and soil permeability in groundwater observations*. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways experiment Station Bulletin n°36, Vicksburg, MS., 1951, pp. 50.

Kennedy V. C., Zellweger G. W. et Avanzino R. J. *Variation of rain chemistry during storms at two sites in Northern California*. Water Resources Research, 1979, vol. 15, n° 3, pp. 687-702.

Résultats de simulations du modèle WISTOO

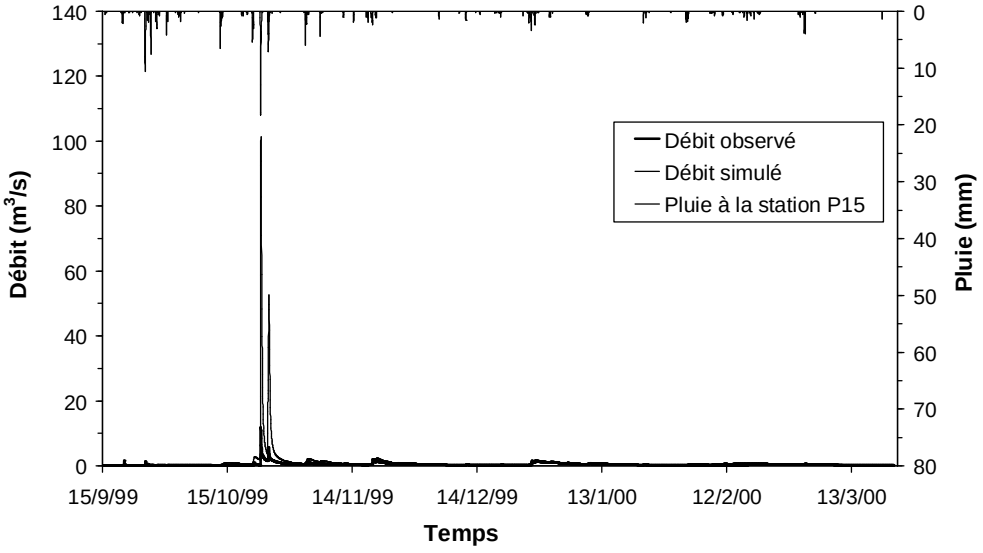


Station de Craponne

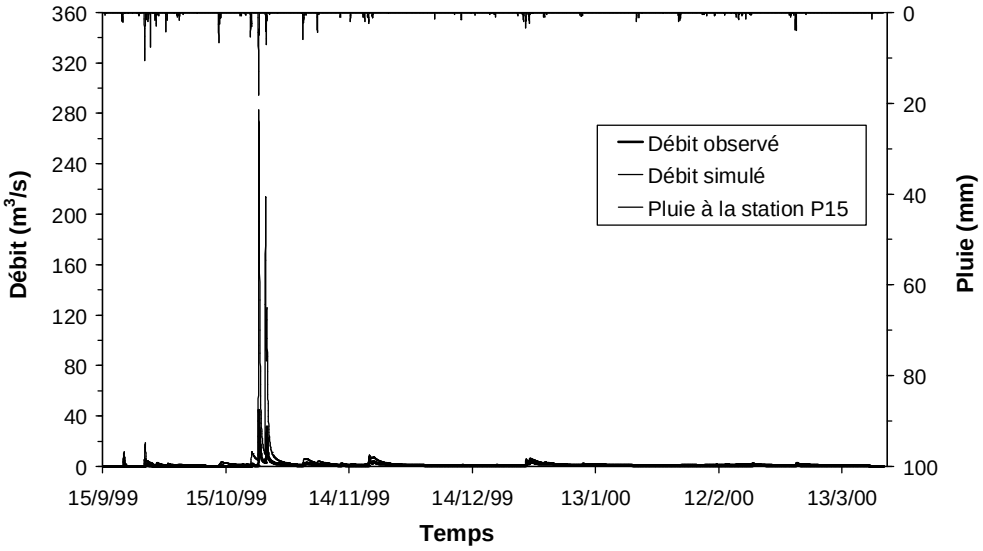


Station de Taffignon

Figure II.15 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 31/10/1997 au 10/07/1998)

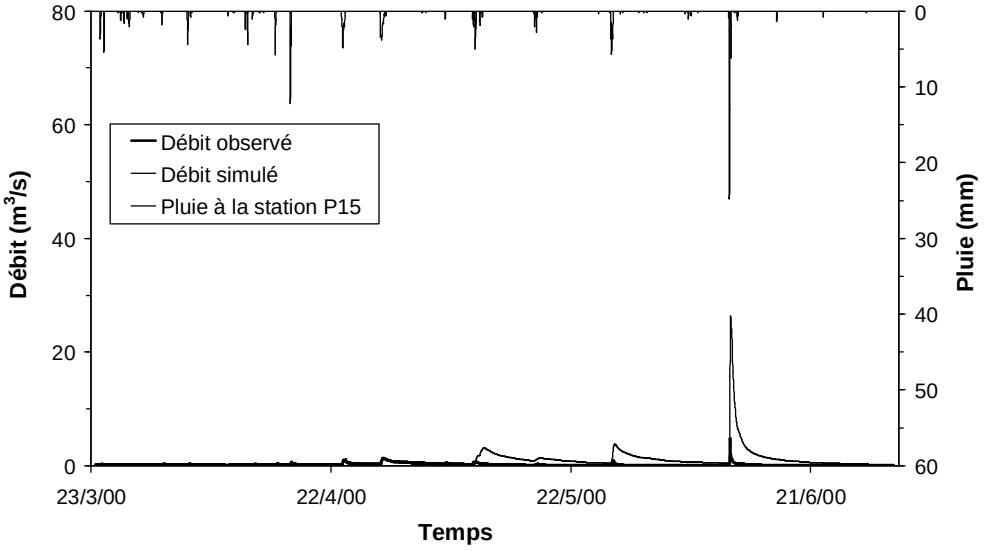


Station de Craponne

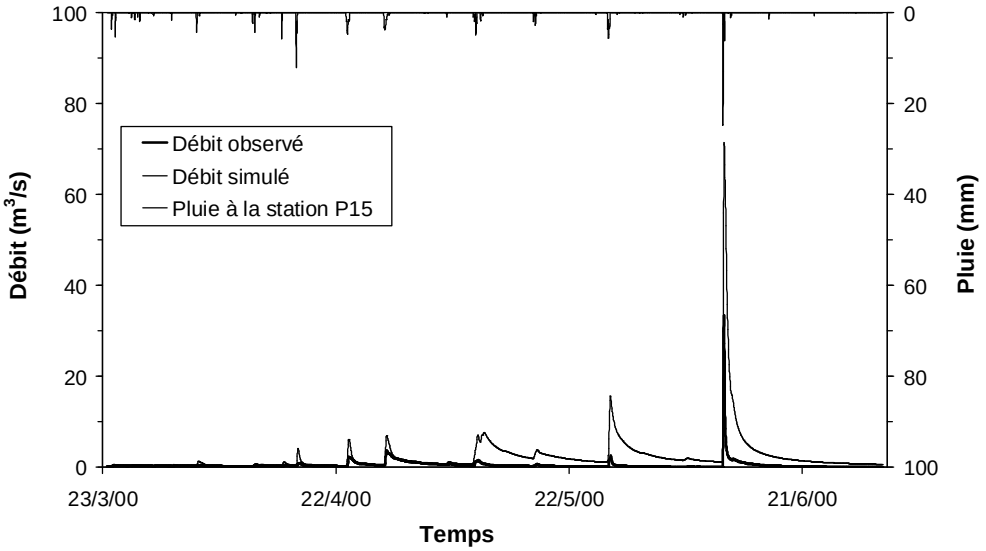


Station de Taffignon

Figure II.16 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 15/09/1999 au 23/03/2000)

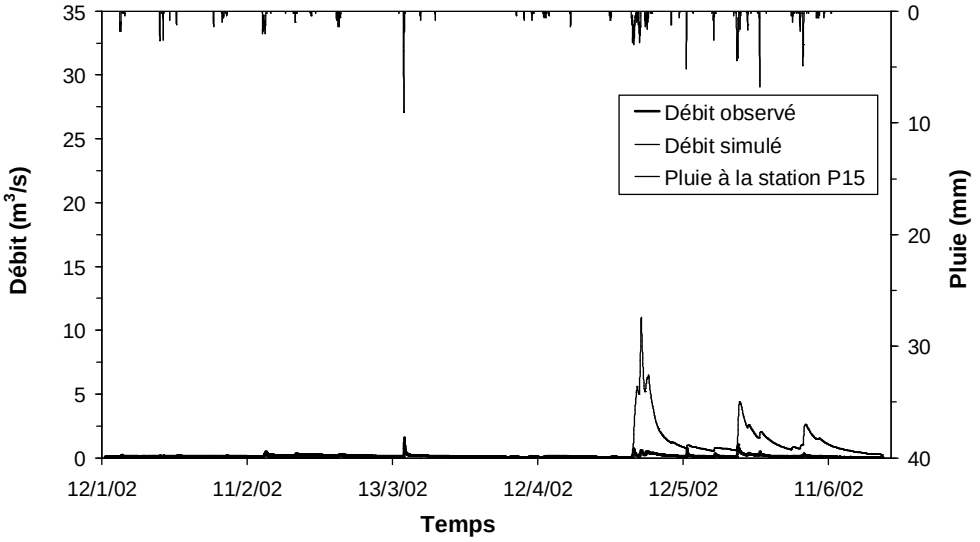


Station de Craponne

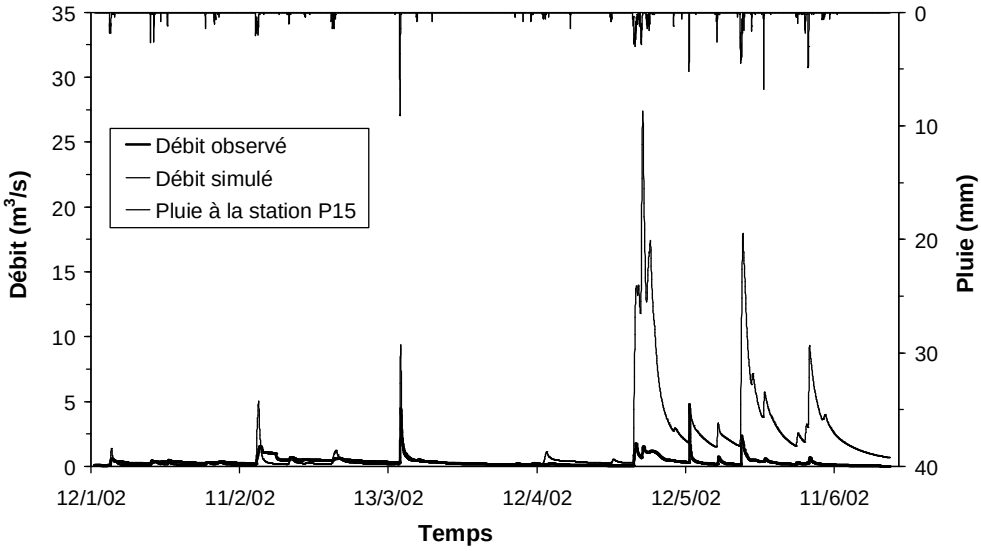


Station de Taffignon

Figure II.17 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 23/03/2000 au 01/07/2000)

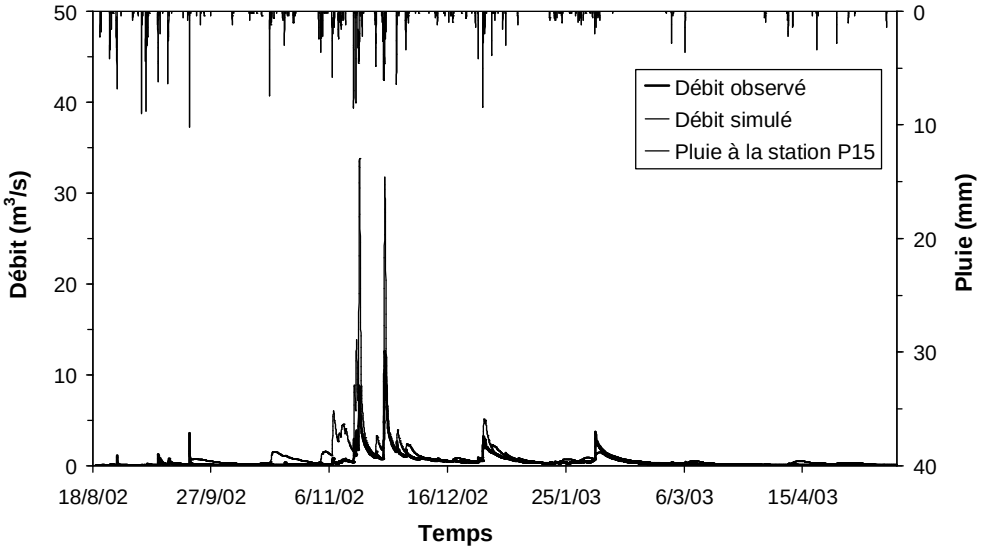


Station de Craponne

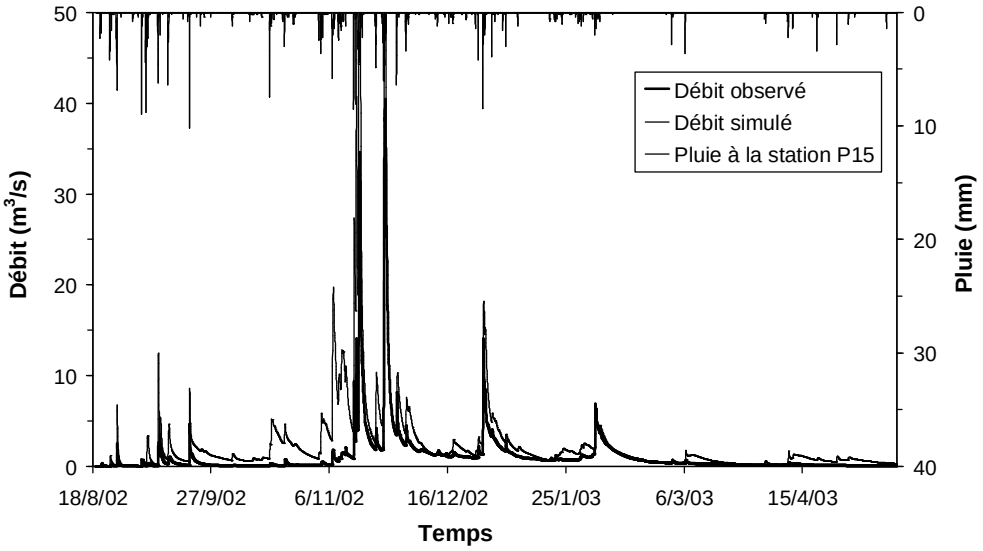


Station de Taffignon

Figure II.18 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 12/01/2002 au 22/06/2002)

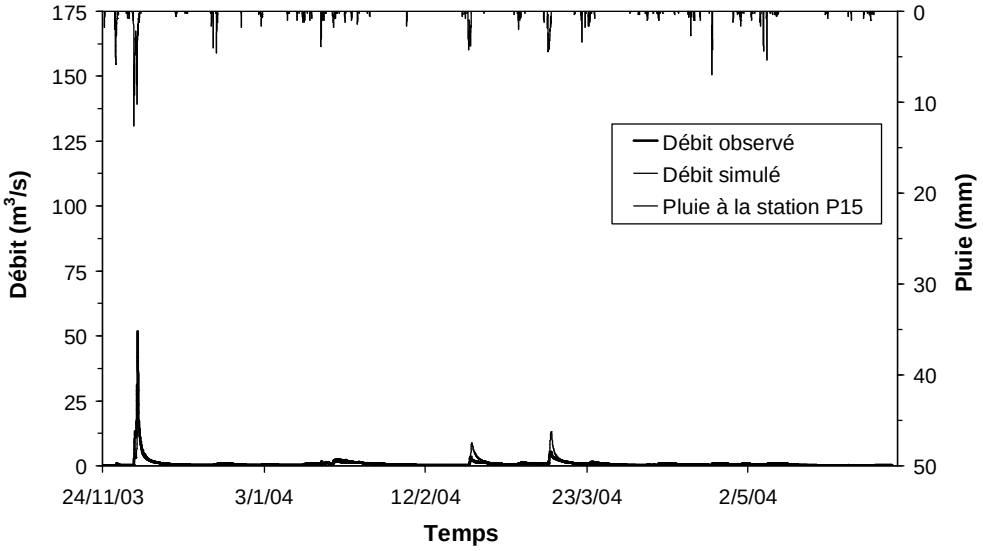


Station de Craponne

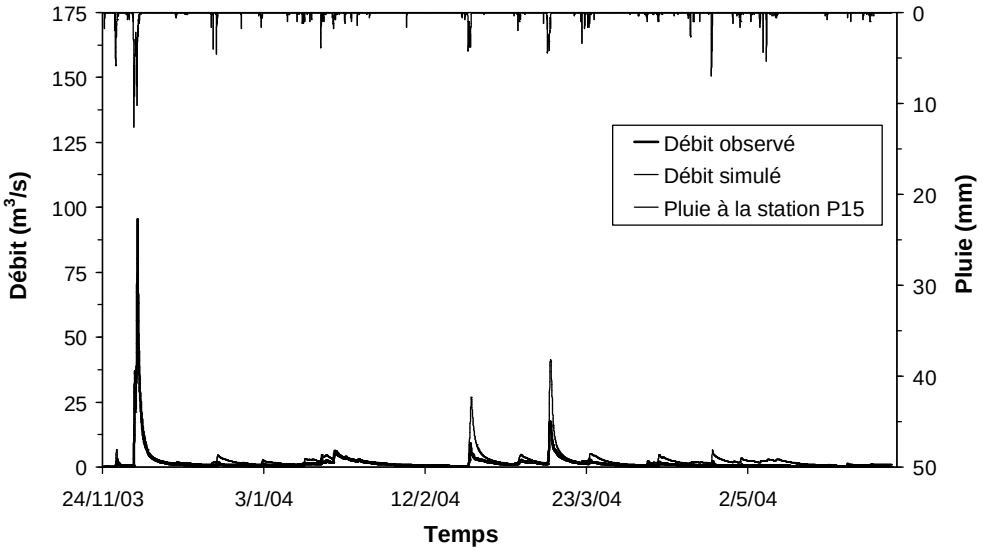


Station de Taffignon

Figure II.19 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 18/08/2002 au 17/05/2003)



Station de Craponne



Station de Taffignon

Figure II.20 : Hydrogrammes observé et calculé par WISTOO (période du 24/11/2003 au 06/06/2004)

FOLIO ADMINISTRATIF

THESE SOUTENUE DEVANT L'INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES APPLIQUEES DE LYON

NOM : GNOUMA DATE de SOUTENANCE : 14 novembre 2006
(avec précision du nom de jeune fille, le cas échéant)

Prénoms : Raouf

TITRE : Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron

NATURE : Doctorat Numéro d'ordre : 2006-ISAL-0084

Ecole doctorale : Mécanique, Energétique, Génie Civil, Acoustique de Lyon

Spécialité : Génie Civil

Cote B.I.U. - Lyon : T 50/210/19 / et bis CLASSE :

RESUME :

Ce travail de thèse s'inscrit dans le contexte des recherches actuelles en hydrologie consacrées à l'amélioration des performances des modèles hydrologiques à l'aide des connaissances acquises par l'approche expérimentale. Le bassin versant de l'Yzeron (A = 147,3 km²), situé à l'Ouest de l'agglomération Lyonnaise, constitue le terrain d'étude.

Après un état de l'art concernant les processus hydrologiques de genèse des écoulements et la modélisation hydrologique distribuée, le modèle WISTOO a été implémenté sur le bassin de l'Yzeron. Ce premier travail de modélisation a soulevé les différents problèmes, déjà évoqués dans la littérature, d'une modélisation hydrologique distribuée. Il a montré qu'une connaissance sur le comportement hydrologique de la région d'étude est nécessaire.

Dans la deuxième partie de ce travail et à l'aide d'une analyse spatiale, utilisant les différentes couches thématiques disponibles, trois sous-bassins versants supposés représentatifs de caractéristiques dominantes liées aux écoulements ont été sélectionnés. Ensuite, une approche expérimentale a été menée, sur ces entités spatiales, à deux échelles : celle du sous-bassin versant (analyse pluie-débit et traçage géochimique) et celle du versant (suivi du niveau piézométrique). L'application du traçage géochimique a permis d'émettre des hypothèses sur le comportement hydrologique de ces entités. Pour une approche à plus petite échelle, une série de piézomètres a été installée sur deux versants ce qui a permis un suivi temporel du niveau piézométrique lors de quelques événements averse-crue.

L'association des deux techniques (traçage géochimique et suivi à l'échelle du versant) ainsi que les analyses pluie-débit globales nous ont permis d'apporter quelques éléments de compréhension sur les processus hydrologiques dominants associés aux bassins représentatifs du bassin de l'Yzeron.

Une première tentative d'intégration de cette connaissance dans le calage du modèle distribué constitue le dernier chapitre de la thèse.

MOTS-CLES : Processus hydrologiques, modélisation hydrologique distribué, traçage géochimique, bassin de l'Yzeron, modèle WISTOO.

Laboratoire (s) de recherche :

Cemagref de Lyon, Unité de recherche en Hydrologie-Hydraulique
3 bis quai Chauveau, CP220
69336 Lyon Cedex 09

Directeur de thèse : Bernard CHOCAT (URGC-Hydrologie Urbaine de l'INSA de Lyon)
Co-directeur de Thèse : Pascal BREIL (Cemagref de Lyon)

Président de jury :

Jean-Michel GRESILLON, Directeur de recherche, Cemagref de Lyon

Composition du jury :
- Rapporteurs :

Christian PUECH, Directeur de recherche, UMR TETIS, Cemagref de Montpellier
Christophe BOUVIER, Directeur de recherche, IRD, UMR HydroSciences Montpellier

- Examinateurs :

Thierry BARIAC, Directeur de recherche, CNRS - BIOEMCO Paris-Grignon

- Membre invité :
Vincent PASQUIER, Technicien environnement au SAGYRC