

Document public

# Systemes karstiques et crues du Doubs.

Rapport final

**BRGM/RP-53063-FR**  
avril 2004



# **Systèmes karstiques et crues du Doubs.** Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, hors crues et des étiages

Rapport final

**BRGM/RP-53063-FR**  
avril 2004

Étude réalisée dans le cadre du projet de recherche  
BRGM KARSTEAU

**N. Dörfliger, JL. Pinault, V. Petit, D. Jauffret**  
Avec la collaboration de B. Ladouche, M. Bakalowicz, R. de la Vaissère



Mots clés : Systèmes karstiques, crues, Doubs.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Dörfliger N., Pinault J.-L., Petit V., Jauffret D. avec la collaboration de Ladouche B., Bakalowicz M. de la Vaissière R. (2004)- Systèmes karstiques et crues du Doubs. Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, lors de crues et des étiages. BRGM/RP-53063-FR, 182 p. 68 illustrations, 11 annexes

© BRGM, 2004, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## Synthèse

Le Doubs dans sa partie moyenne et inférieure coule en un milieu calcaire et alluvionnaire au niveau du Faisceau bisontin situé entre deux zones tabulaires, les plateaux de Haute-Saône au Nord-Est et le plateau d'Ornans au Sud-Est. Les grands ensembles lithologiques de Franche-Comté sont dominés par deux épaisses séries calcaires du Jurassique moyen et supérieur qui renferment les principaux aquifères karstiques. Les systèmes karstiques bordant de part et d'autre le cours d'eau peuvent contribuer, soit à retarder les écoulements souterrains par stockage dans l'épikarst et la zone noyée, soit à concentrer ces écoulements en contribuant aux phénomènes de crues. Ces relations systèmes karstiques - Doubs se manifestent par l'existence d'émergences donnant naissance à des affluents du Doubs, ou par des alimentations directement dans le Doubs. La contribution des eaux karstiques aux phénomènes de crues du Doubs n'a pas été étudiée jusqu'à ce jour. Il est nécessaire de la caractériser pour mieux comprendre et mieux prévoir ces phénomènes.

La thématique des crues des cours d'eau et des inondations qui en résulte est une question importante tant du point de vue scientifique que du point de vue de la protection civile et des impacts socio-économiques qui peuvent en découler. La contribution des systèmes karstiques aux crues est le thème principal de cette étude, qui s'inscrit dans le cadre des mesures d'accompagnement le long de l'axe Saône-Rhin et fait l'objet d'un cofinancement de la direction de l'environnement de Franche Comté.

Une méthodologie est développée à partir de l'établissement d'un modèle conceptuel ; elle est appliquée aux principaux systèmes karstiques voisins de rives du Doubs moyen et inférieur, situé entre la frontière franco-suisse et Besançon.

La première partie de ce rapport est consacrée à une réflexion conceptuelle, avec pour objectif de définir les différentes situations conceptuelles de contribution des eaux karstiques au processus de crues d'un cours d'eau. Après un rappel des principales définitions concernant l'aquifère karstique, les systèmes karstiques jurassien et vaclusien, et les systèmes unaire et binaire, la genèse de crues des systèmes karstiques est décrite. La caractérisation de la genèse des crues d'un système karstique correspond à l'étude des relations entre les précipitations sur l'impluvium, les pertes et la vidange du réservoir karstique. La réponse d'un système karstique au niveau de son exutoire à l'air libre ou au niveau d'un cours d'eau en terme d'intensité et de durée de l'épisode dépend des caractéristiques du système ainsi que de l'intensité des précipitations. Les caractéristiques d'un système sont la fonctionnalité, le degré de développement et d'organisation du réseau de drainage et de l'existence de formations imperméables. Une hiérarchisation qualitative de ces différentes caractéristiques sur la genèse des crues est ainsi proposée.

Le troisième chapitre est consacré à la formalisation d'une démarche méthodologique, de caractérisation de la contribution des systèmes karstiques aux

crues d'un cours d'eau. Cette méthodologie préconisée comprend 4 phases principales, à savoir : (i) l'identification du système karstique, (ii) la caractérisation du fonctionnement, (iii) la sensibilité aux crues et la contribution des systèmes aux crues d'un cours d'eau tel que le Doubs et (iv) l'intégration des informations de type contribution des crues des systèmes à l'échelle d'un bassin versant tel que celui du Doubs. Les différentes méthodes d'analyses sont ensuite décrites, telles qu'analyses spectrales corrélatoires et la modélisation inverse, et l'analyse de la fréquence des phénomènes.

L'identification des ensembles karstiques de la zone d'étude, bassin versant moyen et inférieur du Doubs fait l'objet du quatrième chapitre. La zone d'étude est subdivisée en quatre grands ensembles : (i) Dessoubre, (ii) Doubs moyen, (iii) Doubs aval et (iv) « du Cusancin ». Le système de la Loue, connecté au Doubs supérieur est également décrit dans le cadre de ce chapitre.

L'analyse statistique des données, ajustement des débits à une loi statistique, est appliquée aux principales stations limnigraphiques du Doubs. Elle permet de confirmer les secteurs où la contribution des systèmes karstiques peut être la plus importante, pour différentes périodes de retour (1, 10, 50 et 100 ans). L'analyse des débits classés sur les principales stations du Doubs et de la Loue, permet de mettre en évidence, des hétérogénéités des débits, liées soit à des stockages momentanés, à une mobilisation d'un autre système et à des écrêtements de crues. Cette méthode originale développée pour les systèmes karstiques a été appliquée dans ce cas de manière expérimentale ; elle ne permet pas de mettre en évidence des secteurs où les systèmes karstiques contribueraient de manière importante aux débits du Doubs. Cette analyse a été appliquée de manière ponctuelle au niveau des sources du système karstique du Cusancin tout comme l'analyse des courbes de récession et l'analyse corrélatoire spectrale. Ces analyses ont permis de distinguer les deux sources par un comportement différent : la source bleue comme un système bien drainé, avec peu de réserves et la source noire, système moins bien drainé mais possédant des réserves dix fois plus importantes que la précédente.

Une modélisation inverse des débits du Doubs permettant la décomposition des hydrogrammes aux différentes stations en considérant ou non des piézomètres influencés par le karst, a été appliquée à l'aide du logiciel TEMPO (brgm ©). Ces modélisations ont permis de déterminer les pourcentages relatifs des composantes rapides et différées, ainsi que la composante associée aux eaux souterraines vis-à-vis du ruissellement. Les principaux résultats mettent en évidence une contribution modérée des systèmes karstiques aux débits du Doubs. Cette contribution n'excède pas en moyenne 5 % voire 20 % au niveau de Besançon, en période de crues. La contribution du karst est plus importante en considérant plusieurs cycles hydrologiques, traduisant le soutien important du karst au débit d'étiage. Ce type de modélisation a également été appliqué au système du Doubs, confirmant le pourcentage important de la contribution du Doubs, via les pertes du Doubs, à ce système.

Les résultats de la contribution des systèmes karstiques aux Doubs peuvent être en partie spatialisés, mais il est néanmoins difficile d'établir une relation directe entre

contexte géologique-hydrogéologique des différents ensembles et le pourcentage de contribution. Aucune relation transposable à d'autres systèmes karstiques ne peut être définie.

Une méthodologie a été développée et testée ; cette méthodologie peut être quant à elle appliquée à d'autres études sur la contribution des systèmes karstiques aux cours d'eau.



## Sommaire

<b>1. Introduction.....</b>	<b>13</b>
<b>2. Réflexion conceptuelle .....</b>	<b>17</b>
2.1. Rappel de quelques définitions .....	17
2.2. Variabilité des systèmes karstiques.....	18
2.3. Modèle conceptuel d'un système ou d'un aquifère karstique vis-à-vis de la genèse de crues karstiques .....	21
2.4. Systèmes karstiques et eaux superficielles : quelle contribution ?.....	27
<b>3. Démarche méthodologique.....</b>	<b>29</b>
3.1. Formalisme de la méthodologie .....	29
3.2. Caractérisation du fonctionnement .....	32
3.2.1.Méthodes de mise en évidence et quantification de la contribution des systèmes karstiques aux crues du Doubs.....	32
3.3. Intégration des informations aux plans de prévention à l'échelle du bassin ou de sous-bassins (4) .....	34
3.4. Conclusion .....	34
<b>4. Identification des ensembles karstiques.....</b>	<b>35</b>
4.1. Hydrologie et Géologie du bassin versant du Doubs.....	35
4.2. Ensembles et systèmes du secteur d'étude.....	37
4.2.5. Remarques générales.....	43
4.3. Système de la Loue .....	43

<b>5. Traitements des données</b> .....	<b>45</b>
5.1. Données utilisées.....	45
5.1.1. Les stations hydrométriques.....	46
5.1.2. Les chroniques de pluie.....	47
5.2. Analyse statistique des données.....	51
5.2.1. Ajustement statistique des débits.....	51
5.2.1. Analyse des débits classés.....	56
5.2.2. Analyse des courbes de récession.....	63
5.2.3. Analyses corrélatoires et spectrales.....	66
5.2.4. Synthèse des résultats.....	76
5.3. Modélisation inverse des débits.....	78
5.3.1. Modélisation inverse des débits sans prise en compte de la piézométrie.....	79
5.3.2. Modélisation inverse des débits avec prise en compte de la piézométrie.....	83
<b>6. Conclusion et Perspectives</b> .....	<b>101</b>
<b>Principales références bibliographiques</b> .....	<b>103</b>

## Liste des illustrations

Illustration 1 - Organigramme du projet décomposé en trois phases principales, de la réflexion conceptuelle à la synthèse des résultats.....	15
Illustration 2 - Systèmes karstiques unaires et binaires (Marsaud, 1996).....	18
Illustration 3 - Systèmes karstiques jurassien et vauclusien (Marsaud, 1996).....	19
Illustration 4 - Systèmes karstiques fonctionnels à fort potentiel hydraulique et structure karstique selon les différentes configurations possibles.....	20
Illustration 5 - Systèmes fonctionnels à fort potentiel hydraulique pour des structures karstiques différentes (Marsaud, 1996). .....	21
Illustration 6 - Idées conceptuelles sur les formes possibles des hydrogrammes des sources karstiques reliés à des systèmes en cascades (d'après Hobbs et Smart, 1986). .....	22
Illustration 7 - Représentation schématique d'un aquifère épikarstique dans la zone d'altération superficielle d'un karst (modifié d'après Mangin, 1975). .....	23
Illustration 8 - Représentation schématique de l' effet de piston et de l'effet de chasse (d'après de la Vaissière, 2002). .....	24

<i>Illustration 9 - Schéma de fonctionnement des systèmes karstiques au cours de différentes périodes hydrologiques (Plagnes, 1997)</i> .....	25
Illustration 10 - Différents hydrogrammes unitaires de systèmes karstiques dits fonctionnels (Marsaud, 1996).....	26
Illustration 11- Paramètres qualitatifs influençant la genèse des crues des systèmes karstiques. ....	27
Illustration 12- Comportement des systèmes karstiques par rapport à une pluie unitaire en fonction des paramètres qualitatifs du tableau 1.....	28
Illustration 13 - Méthodologie d'étude de la contribution des systèmes karstiques aux crues du Doubs (modifiée d'après de la Vaissière, 2002).....	31
Illustration 14 - Carte de localisation des ensembles et sous-ensembles (systèmes) de la zone d'étude, Doubs moyen et inférieur (carte IGN © , scan 100000 France Comté).....	38
Illustration 15 - Caractéristiques des stations du Doubs, extraites de la BDHYDRO concernant le Doubs entre Goumois et l'aval de Besançon. ....	45
Illustration 16 - Données des débits examinés avec les périodes d'extraction pour la caractérisation statistique (période de retour, débits classés). ....	46
Illustration 17 - Caractéristique des chroniques de pluies. ....	47
Illustration 18a) - Représentation des pluies annuelles cumulées mesurées aux trois stations – 18b) La fonction objectif pour le débit du Doubs à Besançon a une aire maximale pour la combinaison linéaire. ....	48
Illustration 19 - Les combinaisons optimales des pluies à partir des 3 stations Besançon, Maîche et Pontarlier. ....	48
Illustration 20 - Stations de jaugeage sur le Doubs et autres affluents (triangle rouge) et stations retenus pour les traitements (n°i).....	50
Illustration 21 - Correspondance entre période de retour et probabilité de dépassement. ....	52
Illustration 22 - Loi d'ajustement Gamma incomplète pour les données du Doubs à Glère (1960-2001). ....	52
Illustration 23 - Loi d'ajustement Gamma incomplète pour le Doubs à Voujaucourt.....	53
Illustration 24 - Loi d'ajustement Gamma incomplète la station de la Branne (1969-1987). ....	54
Illustration 25 - Loi d'ajustement Gamma incomplète la station du Doubs à Besançon.....	54
Illustration 26 - Débits et périodes de retour pour les 4 stations du Doubs concernées. ....	55
Illustration 27 - Valeurs des débits pour les différentes périodes de retour pour les 4 stations du Doubs concernées. ....	55
Illustration 28 - Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996). ....	57
Illustration 29 - Interprétation des ruptures de pente des droites caractéristiques des débits classés pour des sources karstiques (Marsaud, 1996). ....	58
Illustration 30 - Caractéristiques des ruptures de pentes de la droite représentative des débits classés selon la classification de Marsaud (1996). ....	59

Illustration 31 - Représentation des débits classés à Cusance.....	62
Illustration 32 - Résultats des paramètres de l'infiltration et du tarissement pour les sources bleue, noire et la station de jaugeage de Cusance.....	63
Illustration 33 - Paramètres de récession pour une même période et .....	65
Illustration 34 - Représentation des corrélogrammes simples pluie-débits.....	66
Illustration 35 - Corrélogrammes croisés pour les deux sources. ....	<b>Erreur! Signet non défini.</b>
Illustration 36 - Densités Spectrales de Puissance relatives de la pluie et des débits.....	68
Illustration 37 - <i>Graphiques des fonctions amplitudes et cohérences pour les deux sources</i> .....	68
Illustration 38 - Représentation de la fonction de phase pour les deux sources.....	69
Illustration 39 - Corrélogrammes croisés pour les deux sources et la station de Cusance.....	70
Illustration 40 - Différences des valeurs des paramètres des analyses corrélatoires et spectrales entre les deux sources et la station de jaugeage.....	70
Illustration 41 - Représentations des corrélogrammes simples de débit à différentes périodes. ....	71
Illustration 42 - Corrélogrammes croisés des périodes d'avril 97, octobre 97, avril 98 et juillet 99.....	72
Illustration 43 - Représentation des DSP relatives des débits pour les quatre périodes. ....	74
Illustration 44 - Fonctions amplitudes pour les différentes périodes. ....	74
Illustration 45 - Fonctions de gain pour les différentes périodes considérées. ....	75
Illustration 46 - Positionnement de l'ensemble de Cusance selon la classification de Mangin, en grisé zone d'intérêt pour l'analyse des récessions à un pas horaire.....	77
Illustration 47 - Organigramme du modèle du débit de l'Allan à Courcelles. ....	80
Illustration 48 - Modèle du débit de l'Allan à Courcelles - a) Comparaison du modèle aux observations (Critère de Nash = 0.90)- b) le seuil de pluie efficace Omega - c) la réponse impulsionnelle lente et rapide - d) la composante lente et rapide de l'hydrogramme correspondant au sous bassin (la contribution de l'Allan en amont de Fesches n'est pas représentée).....	80
Illustration 49 - Représentation des différents types d'écoulement par sous bassins. Les débits moyens rapides non représentés n'ont pu être estimés en raison de la mauvaise qualité de l'ajustement du modèle. Les pourcentages correspondant à la répartition de l'écoulement moyen rapide et différé sont indiqués sur la figure.....	82
Illustration 50 - Droite de tendance entre le débit unitaire rapide et différé.....	83
Illustration 51 - Localisation des piézomètres utilisés dans la modélisation inverse; situation générale et localisation détaillée (a), (b) et (c). ....	85
Illustration 52 - Organigramme du modèle de transfert destiné à décomposer le débit du Doubs à Voujeaucourt (sortie) en fonction de la pluie efficace, du niveau piézométrique 04744X0122, du débit amont mesuré à la station Mathay et du débit de l'Allan à Courcelles.....	86

Illustration 53 - Le piézomètre 04744X0122 utilisé dans le modèle. ....	86
Illustration 54 - Le Doubs à Voujeaucourt (pas journalier).....	87
Illustration 55 - Les 2 composantes du débit produites par le sous bassin limité par les stations de Voujeaucourt, Mathay et Courcelles.....	87
Illustration 56 - Organigramme du modèle de transfert destiné à décomposer le débit du Doubs à Branne (sortie) en fonction de la pluie efficace, du niveau piézométrique 04745X0063 et du débit amont mesuré à la station Voujeaucourt. ....	89
Illustration 57 - Le piézomètre 04745X0063 utilisé dans le modèle. ....	89
Illustration 58 - Le Doubs à Branne (pas journalier) .....	90
Illustration 59 - Les 2 composantes du débit produites par le sous bassin limité par les stations de Branne et Voujeaucourt. ....	90
Illustration 60 - Organigramme du modèle de transfert destiné à décomposer le débit du Doubs à Besançon (sortie) en fonction de la pluie efficace, du niveau piézométrique, du débit amont mesuré à la station Branne et du débit du Cusancin.....	92
Illustration 61 - Le piézomètre 05032X0040 utilisé dans le modèle. ....	93
Illustration 62 - Le Doubs à Besançon (pas journalier).....	93
Illustration 63 - Les 2 composantes du débit produites par le sous bassin limité par les stations de Branne, Besançon et Baume (Cusancin). ....	94
Illustration 64 - Répartition des différents types d'écoulement exprimée en pourcentage de Voujeaucourt à Besançon. ....	95
Illustration 65 - Organigramme du modèle du débit de la Loue à Vuillafans.....	97
Illustration 66 - Modèle du débit de la Loue à Vuillafans .....	98
Illustration 67 - Organigramme du modèle du débit de la Loue à Chennece. ....	99
Illustration 68 - Modèle du débit de la Loue à Chennecey – a) Comparaison du modèle aux observations (Critère de Nash = 0.82) – b) le seuil de pluie efficace Omega – c) Les réponses impulsionnelles du débit - d) Les deux composantes du débit. ....	99

## Liste des annexes

- Annexe 1 – Fiche signalétique des systèmes karstiques
- Annexe 2 – Méthodes de traitement des données
- Annexe 3 – Hydrogrammes des stations retenues pour l'étude sur le Doubs et la Loue
- Annexe 4 – Diagrammes des débits classés du Doubs et de la Loue
- Annexe 5 – Chronique journalière – Précipitations et débit à Cusance (1993-2001)
- Annexe 6 – Débits classés des sources Bleue et Noire
- Annexe 7 – Analyse de récession des source Bleue, Noire et du Cusancin à Cusance

Annexe 8 – Hydrogramme au pas horaire du Cusancin à Cusance (avril-mai 1997 et octobre-novembre 1997, avril-mai 1998, janvier-mars 1998)

Annexe 9 – Corrélogramme simple – Cusancin à Cusance

Annexe 10 – Fonction de cohérence

Annexe 11 – Fonction de phase

## 1. Introduction

Le Doubs dans sa partie moyenne et inférieure coule en milieu calcaire et alluvionnaire au niveau du Faisceau bisontin, situé entre deux zones tabulaires, les plateaux de Haute-Saône au Nord-Est et le plateau d'Ornans au Sud-Est. Les grands ensembles lithologiques de Franche Comté sont dominés par deux épaisses séries calcaires du Jurassique moyen et supérieur, renfermant les principaux aquifères karstiques. Les systèmes karstiques bordant de part et d'autre le cours d'eau peuvent contribuer soit à retarder les écoulements souterrains par stockage dans l'épikarst et la zone noyée, soit à concentrer ces écoulements en contribuant aux phénomènes de crues. Ces relations systèmes karstiques-Doubs se manifestent par l'existence d'émergences donnant naissance à des affluents au Doubs, ou par des alimentations directement dans le Doubs. La contribution des eaux karstiques aux phénomènes de crues du Doubs n'a pas été étudiée jusqu'à ce jour. Il est nécessaire de la caractériser pour mieux comprendre et mieux prévoir ces phénomènes.

La thématique des crues des cours d'eau et des inondations qui en résulte, est une question importante tant du point de vue scientifique que du point de vue de la protection civile et des impacts socio-économiques qui peuvent en découler.

L'interaction eaux souterraines karstiques – eaux superficielles est très souvent étudiée du point de vue de la qualité des eaux (rôle des eaux souterraines dans les processus de dénitrification par exemple) à l'aide des outils hydrochimiques.

Le rôle des eaux souterraines karstiques dans la genèse des crues de cours d'eau qui sont en relation hydraulique n'a pas été étudié en tant que tel. Des analyses statistiques de crues au niveau d'exutoires de systèmes karstiques aux États-Unis ont été effectuées dans un but prédictif (déterminer les périodes de retour des événements exceptionnels). Des lois de distribution normale, log normale, de Gumbel et gamma (Log Pearson Type III) sont utilisées à cet effet. Un effet tampon dû à la présence de conduits karstiques dans les systèmes carbonatés a été démontré en Pennsylvanie ; la crue moyenne annuelle par unité de surface d'un bassin karstique est plus de 6 fois plus petite qu'un bassin caractérisé par un milieu non carbonaté (White, 1969 ; White et Reich, 1970). La structure interne du réservoir carbonaté karstique permet un stockage temporaire de l'eau de pluie soit dans la partie de sub-surface au niveau de l'épikarst, soit au niveau de la zone saturée en fonction du développement de sa partie capacitive. Le volume d'eau contenu dans la partie noyée du système karstique est fonction du développement de la karstification et également du contexte hydrogéologique.

Une réflexion conceptuelle et méthodologique de la contribution des systèmes karstiques sur les phénomènes de crues d'un cours d'eau tel que le Doubs est nécessaire avant de procéder à des traitements statistiques de chroniques de débits du cours d'eau en différentes positions et d'affluents. Ce type de réflexion s'inscrit dans les axes du projet de recherche du BRGM EAUR03 intitulé « KARSTEAU », ainsi que

dans les mesures d'accompagnement le long de l'axe Saône-Rhin et fait l'objet d'un cofinancement de la direction de l'environnement de Franche Comté.

La gestion de l'aléa « inondation » et des risques associés passe ainsi par une meilleure connaissance des processus qui interviennent dans la genèse des crues en contexte karstique.

### **Objectif de l'étude**

L'objectif de ce projet est de déterminer la contribution des écoulements karstiques aux crues et à contrario de soutien aux étiages à partir

- (i) de la définition d'un modèle conceptuel à partir des références bibliographiques,
- (ii) d'une étude hydrogéologique générale basée sur des documents de synthèse des principaux systèmes karstiques voisins des rives du Doubs et
- (iii) d'une analyse statistique (traitement du signal, lois de distribution) des chroniques, hydrogrammes de sources, du Doubs et d'affluents ou même de pertes.

Il s'agit de caractériser le processus et de définir son importance potentielle vis-à-vis de la gestion des pics de crues exceptionnels du Doubs.

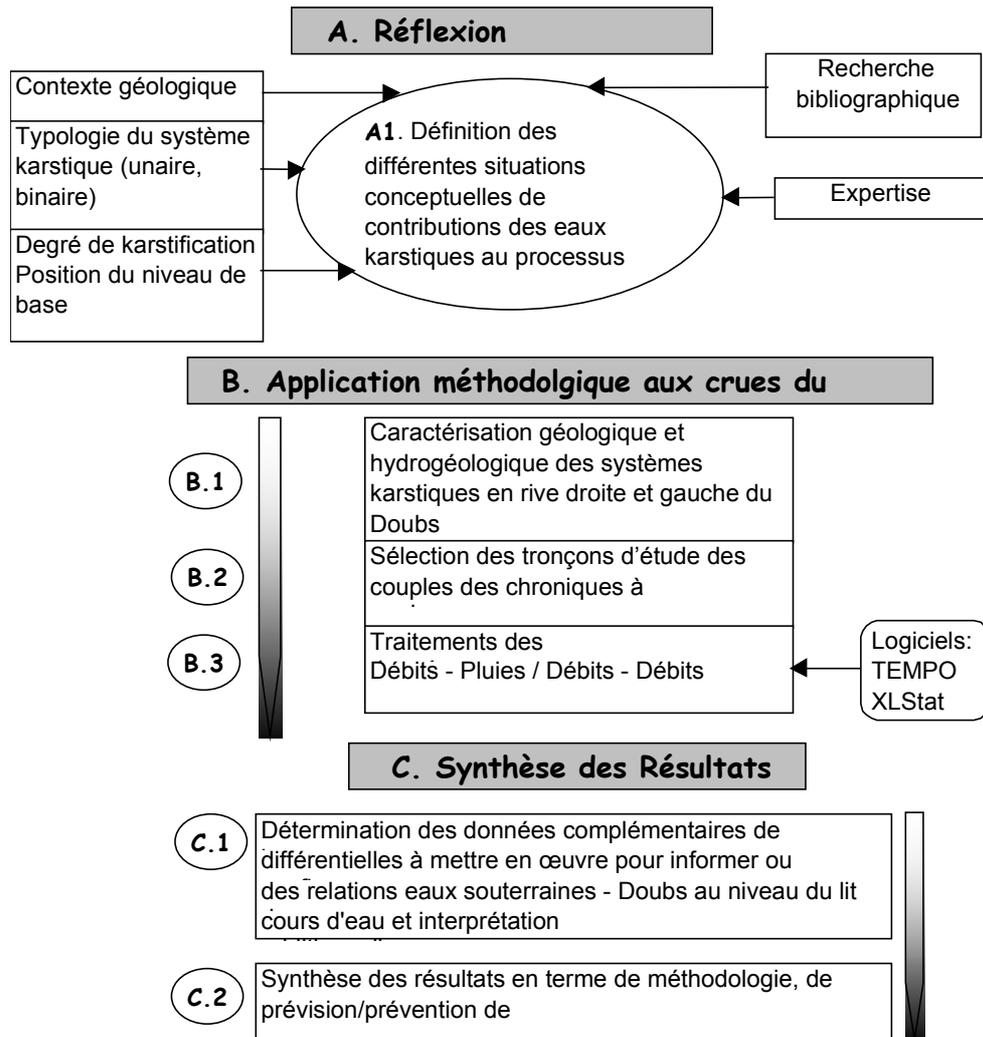


Illustration 1 - Organigramme du projet décomposé en trois phases principales, de la réflexion conceptuelle à la synthèse des résultats.



## 2. Réflexion conceptuelle

- ▶ Objectif : Définir les différentes situations conceptuelles de contribution des eaux karstiques au processus de crues d'un cours d'eau et rédiger une note de synthèse illustrée, relative à la méthodologie de recherche à mettre en œuvre pour atteindre les objectifs généraux du projet.

### 2.1. RAPPEL DE QUELQUES DEFINITIONS

L'**aquifère karstique** est défini par Castany et Margat (1977) comme étant « un aquifère dont les conditions et le comportement correspondent au karst : hétérogénéité, discontinuité (compartimentage du réservoir), prédominance de l'écoulement des eaux souterraines par chenaux et conduits de grandes dimensions à fonctions collectrices ou distributrices, existence possible de cavités de grande capacité, large prépondérance de l'écoulement souterrain dans l'écoulement total du domaine correspondant ».

L'aquifère karstique est le seul type d'aquifère où la circulation des eaux dans la formation géologique façonne les vides de l'aquifère et induit des propriétés spécifiques.

La constitution d'un aquifère karstique peut se dérouler rapidement à l'échelle des temps géologiques : quelques milliers à dizaines de milliers d'années. Ainsi, l'aquifère est le **siège d'enregistrement des variations** même de faible amplitude **du niveau de base** (niveau de l'exutoire) par la succession de niveaux horizontaux et verticaux connectés et organisés de l'amont vers l'aval, permettant le drainage de l'aquifère. Les aquifères sont marqués par le polyphasage de la karstification; seuls les réseaux connectés aux exutoires actuels sont fonctionnels, les autres réseaux visitables selon les cas, n'étant plus empruntés par les circulations d'eau, sont situés dans une partie dite **non fonctionnelle** de l'aquifère.

Les aquifères karstiques sont ainsi caractérisés par des particularités géomorphologiques et des phénomènes hydrauliques spécifiques associés; la seule identification des particularités géomorphologiques n'est pas suffisante. Une caractérisation de la fonctionnalité d'un aquifère karstique est nécessaire (Bakalowicz *et al.*, 1999).

Du point de vue **morphologique**, on peut citer notamment l'existence de sources considérables, de pertes, l'absence de réseau de drainage de surface sur les terrains calcaires et la présence de vallées sèches, l'existence de réseau de conduits souterrains résultant d'une dissolution des roches carbonatées ainsi que la présence de dolines. Quant à l'**hydrodynamique**, les sources possèdent de manière générale des hydrogrammes typiques avec des crues rapides et violentes, des décrues rapides et des tarissements lents. Ce comportement se traduit également par la variation temporelle du chimisme à la source.

La karstification –processus dépendant du climat, de la pédogenèse, de la végétation, de la géologie, de la structurale et du gradient hydraulique– donne lieu à des vides organisés en réseau de conduits assurant le drainage de l'aquifère.

## 2.2. VARIABILITE DES SYSTEMES KARSTIQUES

L'aquifère karstique résultant du processus complexe de la karstification n'est pas d'un type unique; il existe une grande variété d'aquifères karstiques, du pôle aquifère carbonaté fissuré au pôle aquifère karstique pur, du pôle « diffuse flow » au pôle « conduit flow ».

Le **système karstique** est défini par Mangin (1975) comme étant un ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage. Ainsi un tel système a la spécificité d'englober les terrains non karstiques de l'impluvium dont les eaux de ruissellement sont drainées par l'aquifère karstique au niveau de points singuliers de type pertes. En fonction de la nature de l'impluvium, on distingue deux types de systèmes karstiques (illustration 2) :

- ❑ **Système unaire** : système pour lequel l'ensemble de l'impluvium est constitué par des terrains karstiques.
- ❑ **Système binaire** : système pour lequel une partie de l'impluvium est constituée de terrains non karstifiables ou imperméables où les eaux de ruissellement sont concentrées au niveau de pertes. En général, le développement du réseau de drainage souterrain est plus développé d'amont en aval que pour un système unaire, du fait de la concentration des écoulements au contact des formations karstiques et perméables.

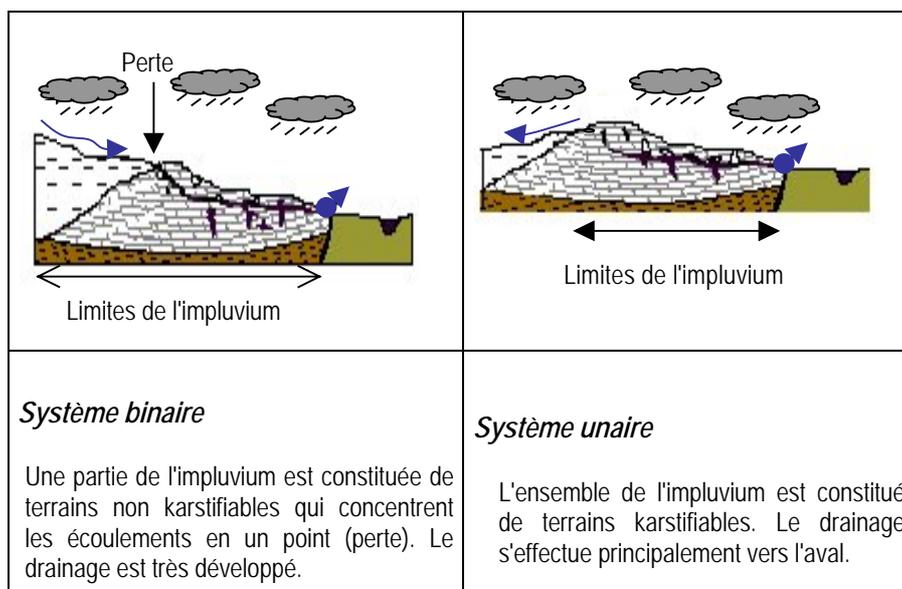


Illustration 2 – Systèmes karstiques unaires et binaires (Marsaud, 1996).

La karstification est probablement plus diffuse et plus lente pour les karsts unaires que pour les karsts binaires.

Les conditions internes au système karstique, qui sont représentatives à un instant donné du processus dynamique de la karstification défini par Mangin (1975), telles que lithologie, texture, fracturation et porosité, jouent un rôle sur la position du réseau de drainage d'un système karstique par rapport au niveau de l'exutoire. Ainsi on peut distinguer globalement deux types de systèmes karstiques, jurassiens et vaucusiens bien que cette classification soit restrictive par rapport à la réalité; ces deux systèmes ont les caractéristiques suivantes :

- **Système jurassien** : système pour lequel le réseau de drainage s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire ; le degré de fracturation, la lithologie ainsi que la stratification déterminent une faible résistance à l'écoulement des eaux. Les écoulements au sein du réseau de conduits se font le plus souvent à surface libre (illustration 3).
- **Système vaclusien** : système pour lequel la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base actuel ; le degré de fracturation, la lithologie ainsi que la stratification déterminent une forte résistance à l'écoulement des eaux. Pour ces systèmes, la plupart des écoulements se font en charge hydraulique (illustration 3).

La position du réseau de drainage par rapport à l'exutoire modifie la célérité de l'onde de crue. Considérant les dimensions d'un système karstique et les vitesses d'écoulement pouvant atteindre  $1 \text{ m.s}^{-1}$  in (Labat, Ababou *et al.*, 2000), la propagation de l'impulsion peut-être considérée comme instantanée dans le cas d'un écoulement en charge (configuration de type *vaclusienne*). Dans le cas d'un écoulement à surface libre (configuration de type *jurassienne*), la vitesse, fonction de la hauteur mouillée est de l'ordre du mètre par seconde. Ainsi la vitesse de l'onde est 20 à 25 fois plus grande pour les sources *vaclusiennes* que pour *les sources jurassiennes*. (Paloc, 1965 dans Mangin 1975).

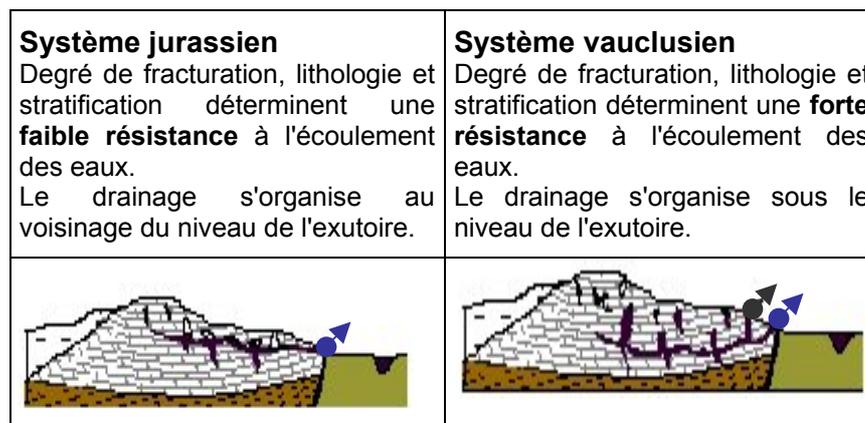
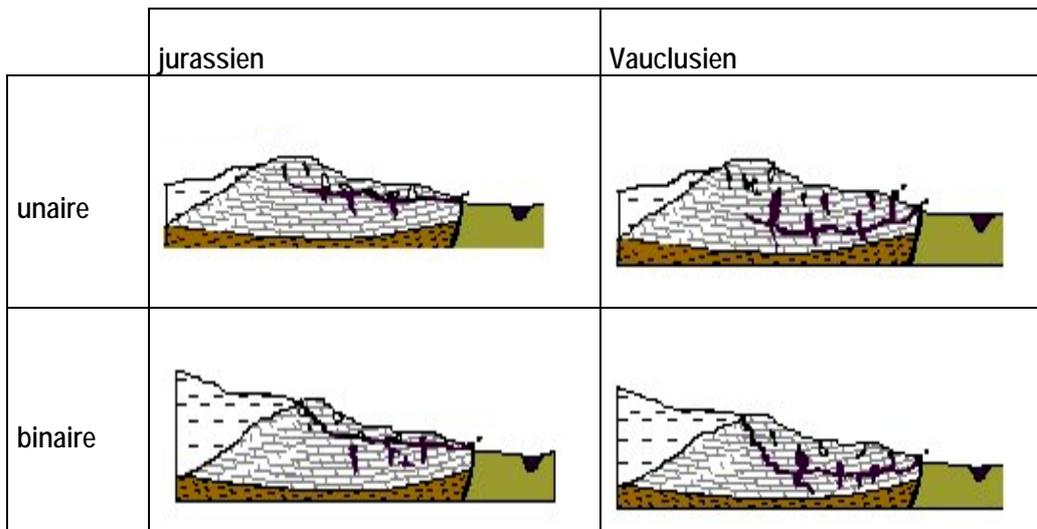


Illustration 3 – Systèmes karstiques jurassien et vaclusien (Marsaud, 1996).

Classification des systèmes karstiques en fonction de leur structure et de leur potentiel hydraulique (fort ou faible) selon Marsaud (1996) :

- **Systèmes non fonctionnels à faible ou fort potentiel et structure peu karstique** : le développement de la karstification n'est pas suffisant pour qu'il existe une structure de drainage qui a un impact sur la dynamique des écoulements. Le milieu peut être associé à un milieu fissuré au sein duquel les vides et les écoulements ne sont pas organisés. Ces systèmes sont de type karstique "jeune" avec un faible ou un fort potentiel hydraulique (gradient hydraulique plus ou moins important entre la zone de recharge et la zone de décharge) ou de type karst sous couverture à très faible potentiel hydraulique.
- **Systèmes fonctionnels à fort potentiel hydraulique et structure karstique** : au sein de cette catégorie, les vides karstiques ainsi que les écoulements sont organisés. On y trouve des systèmes unaires ou binaires de type jurassien ou vaclusien bien développés (illustration 4), mais aussi des systèmes dans une configuration simple ou plus complexe, c'est-à-dire polyphasée (illustration 5).



*Illustration 4 - Systèmes karstiques fonctionnels à fort potentiel hydraulique et structure karstique selon les différentes configurations possibles (jurassien, vaclusien, unaire et binaire) (Marsaud, 1996).*

Structure simple	Structures polyphasées	
	Diminution du niveau de base 	Remontée du niveau de base 

*Illustration 5 - Systèmes fonctionnels à fort potentiel hydraulique pour des structures karstiques différentes (Marsaud, 1996).*

- **Systèmes non fonctionnels à faible potentiel et à structure karstique** : il s'agit essentiellement des aquifères karstiques avec une structure karstique qui n'est plus active en raison de modification des conditions extérieures. La structure reste organisée mais son fonctionnement ne présente plus les caractéristiques d'un écoulement karstique.

### 2.3. MODELE CONCEPTUEL D'UN SYSTEME OU D'UN AQUIFERE KARSTIQUE VIS-A-VIS DE LA GENESE DE CRUES KARSTIQUES

#### Modèle conceptuel et fonctionnement

Hobbs and Smart (1986) ont défini le modèle conceptuel d'un aquifère karstique à partir de trois paramètres fondamentaux décrivant la réponse d'un système karstique (hydrogramme de source karstique) : recharge, stockage et transmission (illustration 6). Ces trois paramètres sont indépendants les uns des autres, possèdent différentes échelles de temps et peuvent être ainsi distingués.

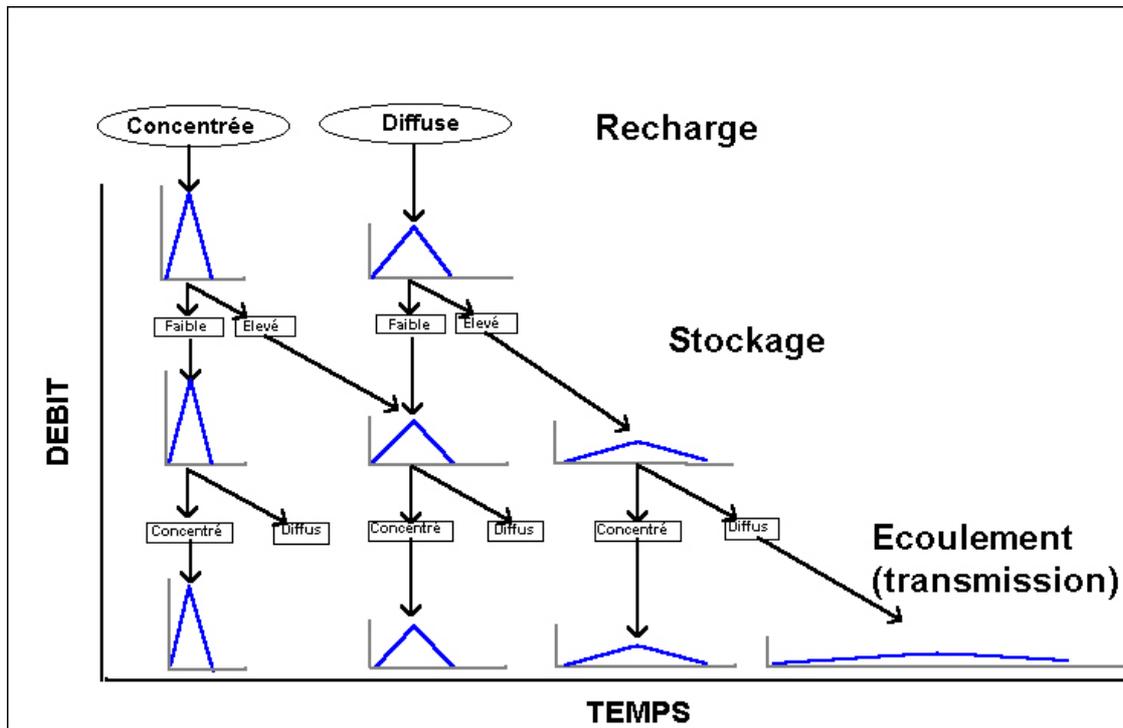


Illustration 6 - Idées conceptuelles sur les formes possibles des hydrogrammes des sources karstiques reliés à des systèmes en cascades (d'après Hobbs et Smart, 1986).

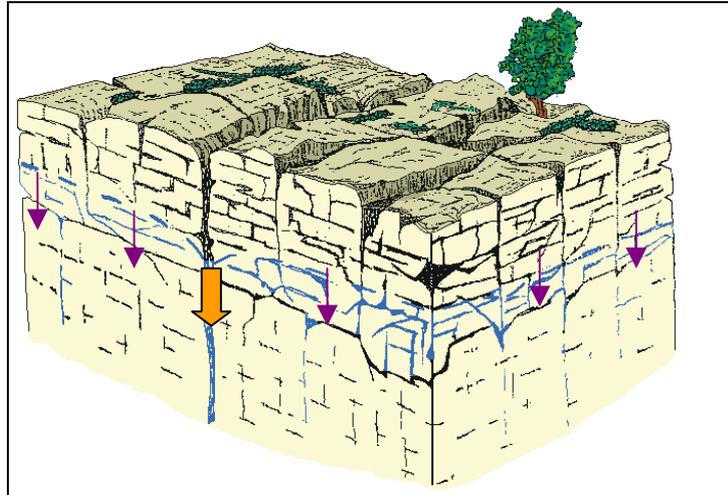
La recharge du système est soit concentrée, soit diffuse. On peut distinguer:

- (i) l'infiltration lente d'un infiltration rapide **différée** nécessairement contrôlée par un stockage dans l'épikarst et
- (ii) l'infiltration lente ou rapide **directe**, ne transitant pas par l'épikarst, constituée d'eaux de pluie et/ou d'eaux provenant de pertes (*concentrée*) (illustration 7).

Concernant la capacité de stockage, on distingue entre un stockage faible ou important et/ou entre un stockage en milieu saturé et non saturé (stockage temporaire dans l'épikarst y compris).

Finalement, l'écoulement souterrain caractérisant le paramètre de transmission se différencie selon deux catégories d'écoulement : (i) l'écoulement *diffus* et (ii) l'écoulement de *type conduit*.

Ces trois paramètres sont indépendants les uns des autres et possèdent des échelles temporelles différentes.



- ➡ Infiltration rapide dans des fissures largement ouvertes
- ➡ Infiltration lente à travers les vides de petites tailles

Illustration 7 - Représentation schématique d'un aquifère épikarstique dans la zone d'altération superficielle d'un karst (modifié d'après Mangin, 1975).

L'aquifère est composé d'une zone non saturée (zone d'infiltration) et d'une zone saturée. Cette dernière peut être subdivisée en deux sous-structures, la première correspond aux drains responsables de la fonction transmissive de l'aquifère et la deuxième correspond aux « systèmes annexes au drainage » (SAD) constitués de vides de taille parfois importante. Ces SAD sont responsables de la fonction capacitive de l'aquifère. Il peut également exister un stockage dans la porosité de la roche liée aux fissures et à la porosité matricielle. L'ensemble de la porosité de la zone noyée peut atteindre 15 %.

La karstification, lorsqu'elle est assez développée, induit une unité de drainage de la surface jusqu'à l'exutoire. L'étude des chimiogrammes de crues karstiques a permis d'appréhender la chronologie de l'hydrodynamisme des crues (Plagnes, 1997).

L'interprétation des chimiogrammes et des hydrogrammes de crues permet de décrire deux types de phénomènes, un « effet de piston » et un « effet de chasse ». L'« effet piston » peut être défini comme résultant de la mise en mouvement de différentes masses d'eaux provenant d'abord de la zone noyée puis de la zone d'infiltration au travers du massif carbonaté via les discontinuités largement ouvertes. L'« effet de chasse » est défini comme étant le phénomène de transport de masse pouvant se produire dans la zone non saturée lorsque la saturation du milieu atteint un seuil critique. Le milieu non saturé se comporte alors comme un milieu saturé, dont la vidange gravitaire peut intervenir de manière sporadique (illustration 8).

En période de crues, lorsque la charge hydraulique est forte, les eaux d'infiltration rapide (directe ou différée) s'écoulent de manière prioritaire par rapport aux écoulements souterrains et ceci au détriment de l'eau stockée dans les systèmes annexes au drainage.

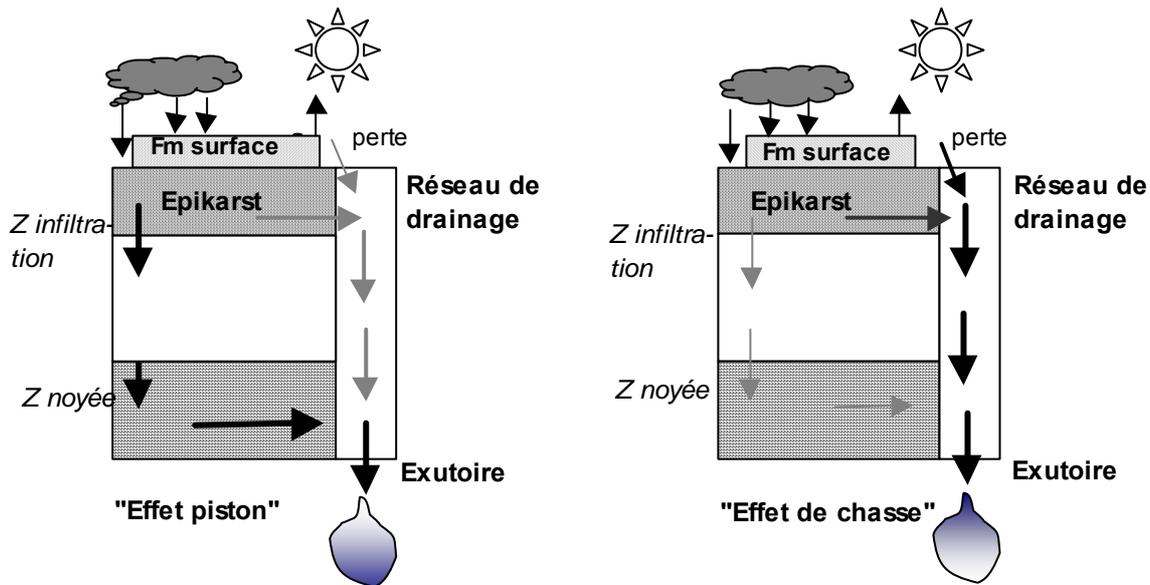


Illustration 8 - Représentation schématique de l'effet de piston et de l'effet de chasse (d'après de la Vaissière, 2002).

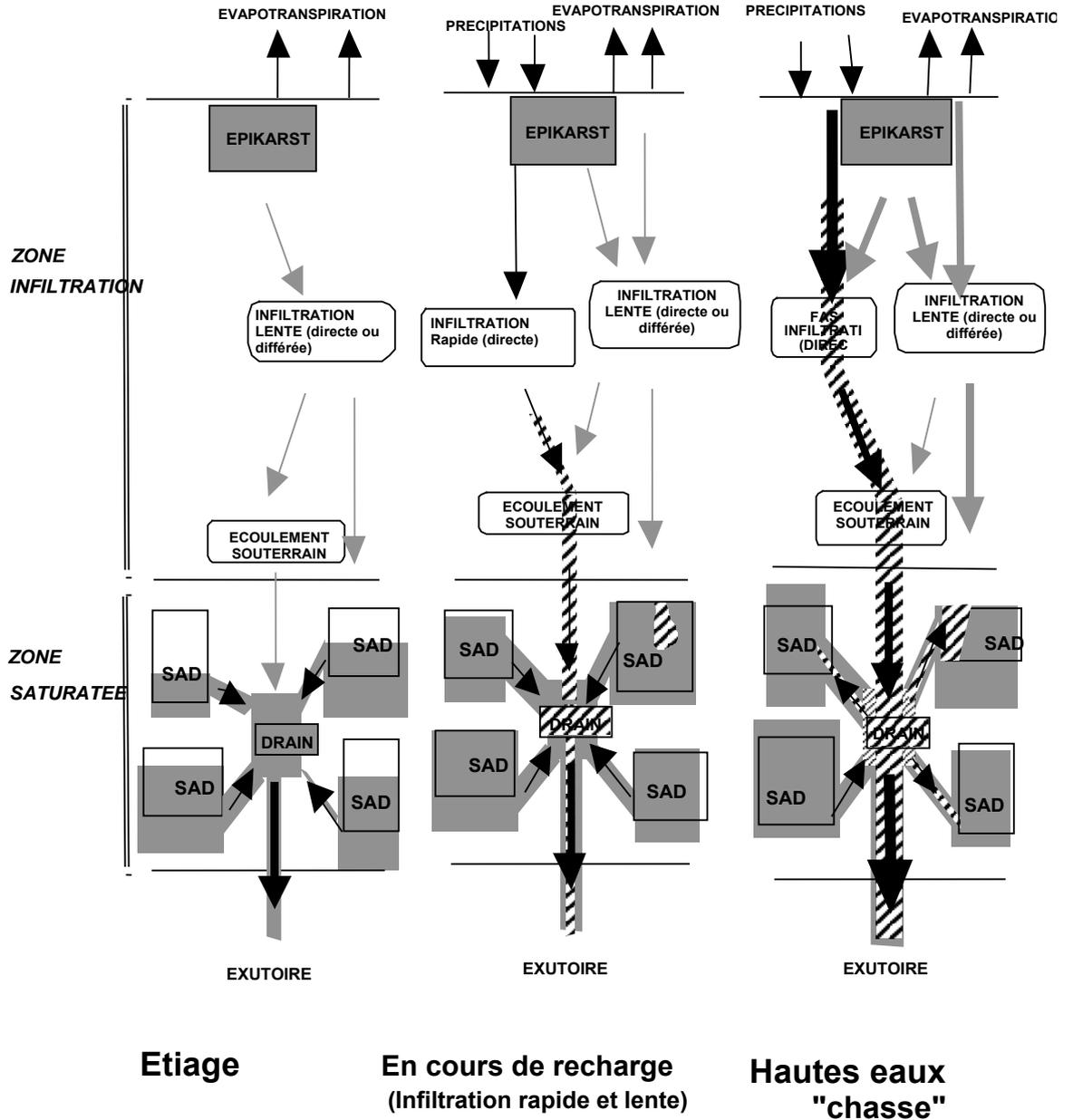


Illustration 9 - Schéma de fonctionnement des systèmes karstiques au cours de différentes périodes hydrologiques (Plagnes, 1997).

## Genèse de crues d'un système karstique

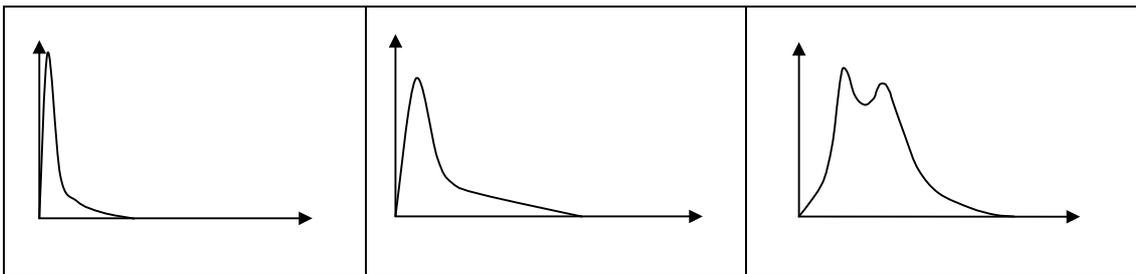
Une crue, phénomène hydrologique de base, correspond à l'augmentation plus ou moins brutale du débit d'une source ou d'un cours d'eau, et en conséquence de la hauteur d'eau dans le lit du cours d'eau. Elle se caractérise à l'aide d'un hydrogramme, graphique représentant l'évolution du débit en un point au cours du temps. La crue avec son pic de crue correspond à l'épisode de crue et de décrue jusqu'au retour à un régime non influencé.

La caractérisation de la genèse des crues d'un système karstique correspond à l'étude des relations entre les précipitations atmosphériques (pluie et/ou neige) sur l'impluvium, les pertes et la vidange du réservoir karstique.

La réponse du karst à une impulsion est variable :

- en fonction du temps tout d'abord, i.e. en fonction des conditions de charge au sein de l'aquifère.
- en fonction de l'entrée ensuite, selon l'intensité, l'importance et la durée des précipitations privilégiant tel ou tel écoulement.
- En fonction du degré de karstification, donc de fonctionnalité (potentiel hydraulique et structure).

Les hydrogrammes unitaires (réponse à l'exutoire pour une pluie unitaire) ou réponses impulsionnelles d'un système karstique fonctionnel ou non vont être différentes (illustration 10). Les hydrogrammes présentent des formes variées avec un pic plus ou moins accusé, une décrue plus ou moins rapide et parfois plusieurs pics.



*Illustration 10 - Différents hydrogrammes unitaires de systèmes karstiques dits fonctionnels (Marsaud, 1996).*

La réponse impulsionnelle d'un système karstique non fonctionnel est de manière générale très étalée, à cause d'une mauvaise transmission de l'impulsion. L'amortissement et l'homogénéisation de l'impulsion ne permettent plus d'identifier les différentes composantes de l'infiltration suite aux précipitations. Ces systèmes

contrairement aux systèmes fonctionnels ont généralement un comportement linéaire<sup>1</sup> et stationnaire<sup>2</sup> (Marsaud, 1996).

## 2.4. SYSTEMES KARSTIQUES ET EAUX SUPERFICIELLES : QUELLE CONTRIBUTION ?

La réponse d'un système karstique au niveau de son exutoire à l'air libre ou au niveau du lit d'un cours d'eau en terme d'intensité et de durée de l'épisode, dépend des caractéristiques du système ainsi que de l'intensité des précipitations. Les caractéristiques du système sont résumées ci-après : fonctionnalité, degré de développement et d'organisation du réseau de drainage, existence de formations imperméables (ruissellement, infiltration concentrée au niveau de pertes).

Qualitativement, une hiérarchisation de l'influence des ces différentes caractéristiques sur la genèse des crues de système karstique peut être proposée (modifiée d'après de la Vaissière, 2002) (illustration 11). La combinaison des différentes caractéristiques est présentée dans le tableau (illustration 12).

Paramètres	Impact (0, +1, -1)	
Fonctionnalité du système – degré de karstification	non fonctionnels	-1
	fonctionnels	+1
Nature du bassin d'alimentation	unaire	0
	binaire	+1
Configuration du réseau de drainage	jurassien	0
	vauclusien	+1

*La valeur (+1) est attribuée à un paramètre qui accentue le phénomène concernant la transformation d'une impulsion en une réponse. A l'inverse, la valeur (-1) signifie que le système amortit la réponse. La valeur (0) correspond à une influence nulle ou négligeable du paramètre sur la transmission d'une crue.*

*Illustration 11- Paramètres qualitatifs influençant la genèse des crues des systèmes karstiques.*

<sup>1</sup> Système linéaire si le système répond aux principes de proportionalité et d'additivité (Margrita *et al.* ; 1976 ; de Marsily, 1978)

<sup>2</sup> Système est stationnaire si les propriétés du système ne varient pas en fonction du temps.

Paramètres		Système karstique							
Fonctionnalité		Karst non fonctionnel				<i>Karst fonctionnel</i>			
Nature du bassin d'alimentation		Unaire	Binaire	Unaire	Binaire	Unaire	Binaire	Unaire	Binaire
Configuration du réseau de drainage		Jurassien		Vauclusien		Jurassien		Vauclusien	
Expression des résultats	Stationnaire	-1	0	0	1	1	2	2	3
	Non stationnaire	-1	0	0	1	?	?	?	?

Illustration 12- Comportement des systèmes karstiques par rapport à une pluie unitaire en fonction des paramètres qualitatifs du tableau 1.

### Commentaires qualitatifs du tableau : illustration 12

Un système karstique fonctionnel de configuration jurassien avec un impluvium binaire a un potentiel de contribution à la genèse de crues (valeur = 2) similaire voire inférieure à un système karstique fonctionnel de configuration vauclusienne avec un impluvium unaire (valeur = 2) ou binaire (valeur = 3). Le système karstique fonctionnel de configuration jurassienne avec un impluvium unaire a un potentiel de contribution à la genèse de crues d'un cours d'eau situé en aval faible et de plus, équivalent à un système karstique non fonctionnel de configuration vauclusienne avec un impluvium binaire (valeur = 1). A priori les systèmes karstiques non fonctionnels unaires et de type vauclusien ou unaires ou binaires et de type jurassien ne possèdent pas un potentiel favorable à une contribution importante à la genèse des crues.

Ce type de classification peut être effectué lors d'une démarche d'étude de contribution de systèmes karstiques à un cours d'eau, dans le but de hiérarchiser les priorités de travail (collecte, traitement et interprétation des données).

La prise en considération de l'influence de la non-stationarité et de la non-linéarité sur les différentes combinaisons de systèmes est difficile à appréhender ; la notion d'échelle de temps devrait être prise en considération.

### 3. Démarche méthodologique

#### 3.1. FORMALISME DE LA METHODOLOGIE

Une méthodologie de caractérisation et quantification de la contribution des systèmes karstiques aux crues d'un cours d'eau, en l'occurrence du Doubs pour la présente étude, est décrite dans ce chapitre.

Cette méthodologie préconisée comprend 4 phases principales (illustration 13), à savoir :

- (i) l'identification du système karstique
- (ii) la caractérisation du fonctionnement du système
- (iii) la sensibilité aux crues et la contribution des systèmes aux crues du Doubs
- (iv) l'intégration des informations de type contribution des crues des systèmes karstiques à l'échelle du bassin versant du Doubs

L'identification du système ou des systèmes karstiques consiste après reconnaissance des sources (nombre et type), de déterminer le bassin d'alimentation et son type (unaire ou binaire) à partir de méthodes géologiques et hydrogéologiques. La synthèse des données géologiques existantes ainsi que des études complémentaires de type stratigraphie, analyse structurale et morphologique (1A de la figure 11) et évolution du niveau de base permettent d'apporter des informations d'une part sur la nature de l'impluvium et ses limites, ainsi que sur la configuration du système (jurassien ou vaclusien). Des informations spéléologiques ainsi que les données relatives à la réalisation d'essais de traçage (cf. annales spéléologiques et inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche Comté) sont également nécessaires pour apporter des éléments de délimitation du bassin d'alimentation. L'analyse des débits classés (1B de l'illustration 13) permet d'apporter des éléments complémentaires sur le type de sources et de mettre en évidence l'existence de sources de trop plein et la confirmation de l'importance de pertes présentes dans le bassin d'alimentation du système.

La seconde phase, concernant la caractérisation du fonctionnement du système karstique, permet à l'aide des analyses des hydrogrammes de la source du système karstique concerné [analyses des courbes de récession, analyses corrélatoires (2A et 2B)] a pour objectif de déterminer la fonctionnalité du système. Les résultats de cette phase permettent de caractériser la réponse impulsionnelle : temps de réaction, effet mémoire du système.

La troisième phase a pour but de caractériser et de quantifier la contribution des systèmes karstiques bordant le Doubs, essentiellement en période de crues, à l'aide de méthodes de traitement du signal (détermination des fonctions de transfert) au niveau sources, Doubs et sur certains tronçons du Doubs où des sources ou des pertes peuvent exister dans le lit du Doubs. (3A, 3B). L'analyse statistique sur certaines des

données à sélectionner des précipitations, des hydrogrammes du Doubs et des sources permet de définir la fréquence des événements de crues, et la fréquence de la contribution des systèmes karstiques (3C).

La quatrième phase concerne l'intégration dans des documents préventifs de synthèse des informations concernant la contribution oui ou non des systèmes karstiques aux crues du Doubs.

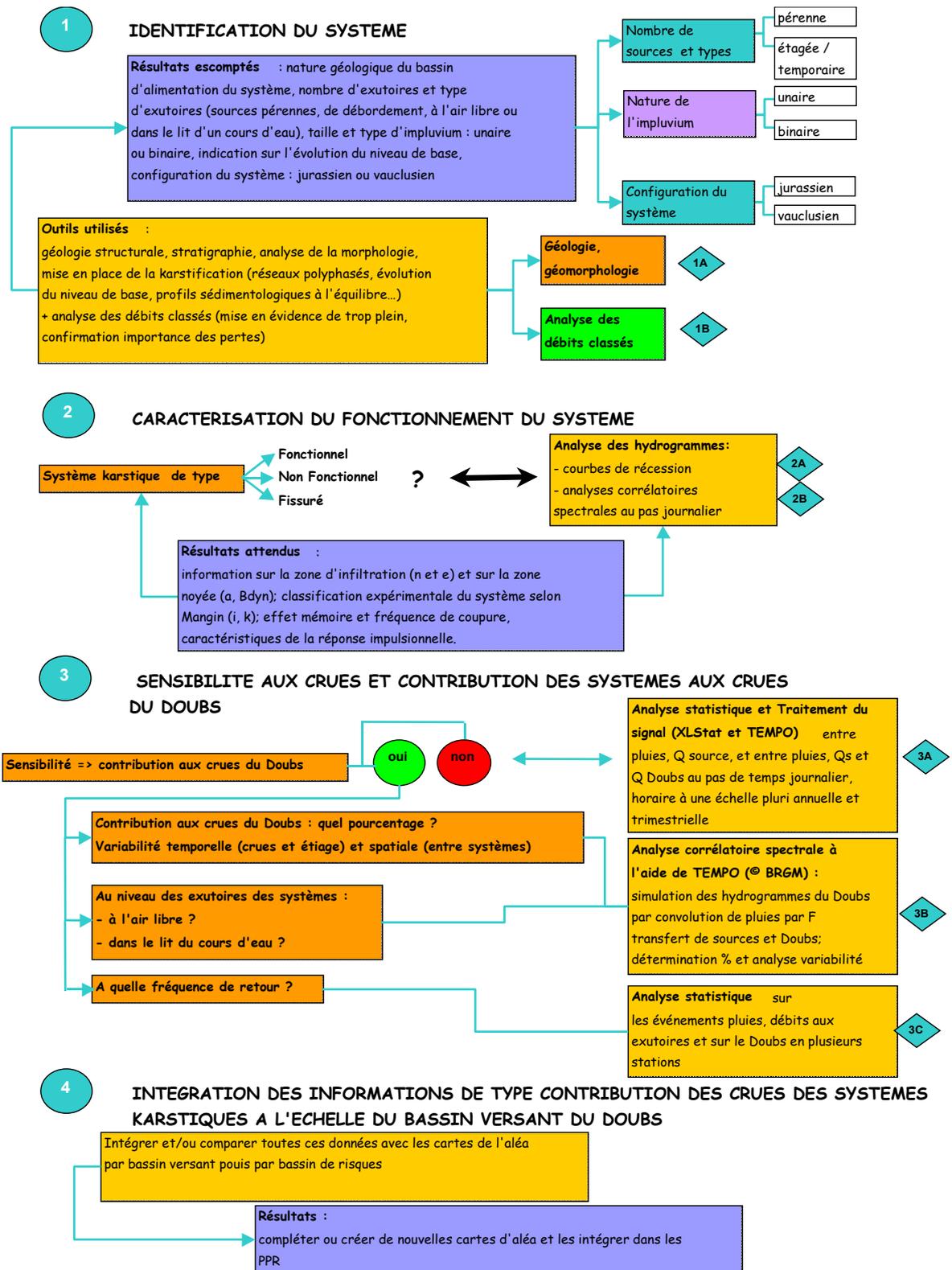


Illustration 13 - Méthodologie d'étude de la contribution des systèmes karstiques aux crues du Doubs (modifiée d'après de la Vaissière, 2002).

## **3.2. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT**

### **3.2.1. Méthodes de mise en évidence et quantification de la contribution des systèmes karstiques aux crues du Doubs.**

#### **3.2.1.1. Objectifs et données requises**

L'objectif de ces méthodes est de mettre en évidence la contribution ou non des systèmes karstiques aux crues du Doubs et de quantifier cette contribution en période de crues. La contribution des systèmes karstiques à l'échelle d'un cycle hydrologique ainsi qu'en période d'étiage représente également un intérêt, dans un but de comparer les ordres de grandeurs et d'étudier la variabilité spatio-temporelle de cette contribution.

Les données requises sont des données pluviométriques, des données des stations hydrométriques au niveau du Doubs ainsi qu'au niveau de sources karstiques. On recherchera dans la mesure du possible des séries de données concomitantes entre Doubs, sources et précipitations à l'échelle de la zone d'étude.

Si la superficie du bassin versant ou des sous-bassins versants peut être déduite de la topographie et est accessible sous la BDHYDRO, il n'en est pas de même de la superficie des bassins d'alimentation d'eau souterraine des systèmes karstiques. Ces derniers font l'objet d'une délimitation particulière à partir des cartes géologiques, des éléments hydrogéologiques, des essais de traçage et de l'expertise des hydrogéologues régionaux (DIREN et BRGM).

Une réactualisation des fiches d'information concernant les systèmes karstiques sera également effectuée à partir des fiches utilisées dans le cadre de la synthèse des aquifères karstiques patrimoniaux à l'échelle du bassin Rhône-Méditerranée-Corse (Annexe 1).

Les méthodes utilisées sont en partie décrites en annexe 2.

#### **3.2.1.2 Analyses spectrales corrélatoires et modélisation inverse (3A et 3B)**

Si l'analyse corrélatoire spectrale simple et croisée permet de caractériser le fonctionnement d'un système karstique, de plus, elle apporte les éléments concernant l'existence d'une relation de causalité à effet. L'analyse corrélatoire effectuée à partir de corrélogrammes croisés Pluie/Débit du Doubs pour différents postes pluviométriques permet de sélectionner les stations pluviométriques pertinentes du secteur d'étude, les plus influentes sur le débit du Doubs en différentes stations de jaugeage.

Après sélection des stations pluviométriques significatives à l'échelle du bassin versant du Doubs moyen et inférieur, les analyses spectrales corrélatoires ainsi que la modélisation inverse peuvent être appliquées d'amont en aval sur les données de Pluies et de Débit du Doubs au niveau des différentes stations; un système à deux entrées sera testé avec le débit à l'amont et la pluie efficace adéquate au secteur et à

une sortie, à savoir le débit à l'aval. Les deux entrées du modèle sont pondérées par les surfaces contributives des deux bassins (bassin en amont du débit d'entrée et tronçon entre station amont et station aval) ou par le débit moyen à la station amont et la différence des débits moyens entre la station amont et la station aval. Le transit des eaux du Doubs par les eaux souterraines peut être mis en évidence. L'analyse et la critique des résultats des simulations par rapport aux données expérimentales permettront de définir les tronçons pour lesquels il est nécessaire d'avoir recours à un modèle à plusieurs entrées (3 ou plus), dont la pluie efficace et une composante rapide et une composante rapide d'un système karstique.

#### **3.2.1.2. Fréquence des phénomènes (3C)**

L'analyse de la fréquence des phénomènes, du temps de retour des pics de crues du Doubs, tronçon par tronçon et des principales sources karstiques permet de déterminer la fréquence avec laquelle un débit singulier sera dépassé en utilisant le débit maximal annuel comme données de départ. Plusieurs lois statistiques peuvent être utilisées pour caractériser la distribution des débits de pointe vis à vis de la période de retour, à savoir la loi normal, log normal, des valeurs extrêmes et la distribution gamma (Log Pearson III) (White, 1976).

### **3.3. INTEGRATION DES INFORMATIONS AUX PLANS DE PREVENTION A L'ECHELLE DU BASSIN OU DE SOUS-BASSINS (4)**

Les plans de prévention des risques aux inondations sont établis en prenant en considération d'une part des éléments géomorphologiques (lit mineur, moyen et majeur), des éléments historiques (lés de crues) et d'autre part selon les échelles et le contexte du bassin (urbanisé ou non), de résultats de simulation hydraulique.

D'un point de vue méthodologique de caractérisation et quantification de la contribution des systèmes karstiques ou plus généralement des eaux souterraines d'origine karstique aux crues d'un cours d'eau tel le Doubs, les informations issues de la phase 3 « Sensibilité aux crues et contribution des systèmes aux crues du Doubs », de type fonction de transfert issu de la modélisation inverse et le temps de récurrence des phénomènes, sont des éléments qui peuvent être nécessaires à la modélisation hydraulique préconisée selon les cas.

Cette 4<sup>ème</sup> phase de la méthodologie de recherche est une phase prospective qui ne sera pas abordée de manière explicite et détaillée dans le cadre de ce projet. Elle nécessiterait un important travail de collecte de données concernant l'existence ou non de PPRI sur certaines portions du bassin versant du Doubs moyen et inférieur.

### **3.4. CONCLUSION**

Une méthodologie d'analyse de la contribution des systèmes karstiques aux crues du Doubs est proposée dans le cadre de ce projet. Cette méthodologie a été conceptualisée à partir des références bibliographiques sur les crues, l'analyse des crues à l'échelle de bassins versants et sur les systèmes karstiques et de la connaissance des systèmes karstiques dans leur globalité. Cette méthodologie est innovante, très peu de littératures scientifiques existent à ce sujet.

## 4. Identification des ensembles karstiques

La méthodologie de mise en évidence de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface et plus particulièrement aux crues a été appliquée au bassin du Doubs. Le bassin versant du Doubs est brièvement décrit à partir notamment des travaux de Delarozière (1968). Une identification des différents ensembles karstiques comprenant des systèmes karstiques a été effectuée ; le découpage du bassin versant est présenté. Il concerne le bassin versant du Doubs de la frontière suisse à l'aval de Besançon.

Le système de la Loue, en relation avec les pertes du Doubs est également considéré dans cette étude. Il sera décrit brièvement.

### 4.1. HYDROLOGIE ET GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DU DOUBS

#### 4.1.1. Bassin versant du Doubs

Le bassin versant du Doubs est situé entre la plaine de la Saône et le plateau Suisse ; il couvre tout le Jura septentrional et s'étend vers le Nord jusqu'au ballon d'Alsace, englobant le versant sud des Vosges. Sa superficie est de 7 290 km<sup>2</sup>.

Le Doubs prend sa source sur la commune de Mouthe dans les calcaires portlandiens du Noirmont. Le Doubs effectue un parcours de 459 km bien que sa source et sa confluence avec la Saône soient séparées de 90 km en ligne droite, drainant la totalité du Jura septentrional.

Le cours du Doubs présente une pente moyenne de 1.68m/km et peut être subdivisé en trois secteurs :

- (i) le **cours supérieur** de sa source à Goumois : de sa source à Goumois, le Doubs s'écoule selon une orientation S-SO - N-NE, selon l'axe du faisceau helvétique. Le long de son cours, des affluents contribuent à son débit, le plus important étant le Durgeon ; il traverse les lacs de Saint-Pont et de Chaillexon. Du Saut du Doubs à Goumois, la vallée est très encaissée, sans affluent important.
- (ii) le **cours moyen** de Goumois au confluent avec l'Allan : De Goumois à la confluence avec l'Allan, le Doubs subit plusieurs changements de direction : il suit notamment l'anticlinal du Clos-du-Doubs, et puis coule vers le Nord recoupant la chaîne du Lomont après sa confluence avec le Dessoubre.
- (iii) le **cours inférieur** du confluent avec l'Allan au confluent avec la Saône : le Doubs est régulièrement orienté NE-SW. Entre Clerval et Routelle, son cours épigénique entaille profondément la zone plissée du faisceau bisontin. Ses affluents principaux sont l'Allan et la Loue.

#### **4.1.2. Définition et hydrogéologie des principaux ensembles perméables**

Les formations géologiques prépondérantes à l'échelle du bassin du Doubs sont les calcaires du Jurassique moyen et les calcaires du Jurassique supérieur, ces deux ensembles étant séparés par les marnes de la base du Jurassique supérieur. Des systèmes karstiques aquifères se développent au sein de ces deux masses calcaires donnant lieu à des systèmes karstiques superposés. L'étanchéité de ces niveaux marneux n'est pas totale ; les échanges entre les deux formations calcaires aquifères sont en particulier favorisés par les accidents tectoniques, ainsi que par l'existence des phénomènes de drainance.

##### ***(i) Ensemble du Jurassique moyen calcaire***

Le Jurassique calcaire recouvre dans toute la partie orientale du bassin du Doubs par le Jurassique supérieur marneux et calcaire, affleure surtout dans le S-O, l'O et le NO du Jura septentrional. Il est cependant présent à l'affleurement dans l'axe disloqué du faisceau salinois et dans les anticlinaux du Lomont et du Clos du Doubs (Delarozière, 1968).

Il est subdivisé en quatre sous-ensembles :

- les plateaux entre Doubs et Ognon, au Nord du faisceau bisontin, marqués par des failles subméridiennes, ne présentent aucun écoulement de surface. Des fissures et pertes absorbent les eaux qui sont arrêtées par les assises marneuses liasiques. Cette région est limitée au Nord par le Lias imperméable ;
- le faisceau bisontin dont la structure complexe facilite les circulations aquifères; de nombreuses résurgences se situent ainsi dans la vallée du Doubs ;
- la région tabulaire entre les faisceaux bisontins et de Mamirolle: le Jurassique moyen y est localement recouvert par le Jurassique supérieur du plateau de Montrond. Le karst du NE de cette région est drainé au Nord par l'Audeux et le Cusancin dont les sources sont des résurgences. Le drainage souterrain suit une direction SW par l'intermédiaire du faisceau de Mamirolle. Le SO de cette zone est traversée par la Loue ;
- la plateau de Lons-le-Saulnier dont l'extrémité septentrionale appartient au bassin du Doubs. Une puissante assise calcaire constitue un réservoir important. Elle est drainée par la Furieuse, le Cusancin et l'Orani.

##### ***(ii) Ensemble du Jurassique supérieur calcaire***

Cet ensemble se développe d'une part entre la Suisse et la bordure méridionale du faisceau bisontin et d'autre part au Nord de ce faisceau dans la région de l'Isle-sur-le – Doubs; il constitue le plus important ensemble lithologique du bassin du Doubs. Il est peut être subdivisé en trois ensembles :

- le **sous-ensemble du Jura interne**, fortement plissé, avec des formations crétacées et tertiaires occupant le cœur des synclinaux. Cet ensemble est affecté par de grands accidents jouant en décrochement. Il est drainé superficiellement par le Doubs, mais des circulations karstiques détournent une importante partie des eaux vers la source de la Loue.
- Le **sous-ensemble des plateaux**, grande zone tabulaire coupée d'étroites lignes fracturées, située entre le Jura interne et le faisceau bisontin: plateaux de Levier et de Maîche, plateaux d'Amancey, d'Ornans et de Pierrefontaine, séparés des précédents par le faisceau salinois et limités au NO par le faisceau de Mamirolle et plateau de Montrond encadré par le faisceau de Mamirolle au SE et le faisceau bisontin au NO. Les plateaux de Levier, d'Amancey et d'Ornans, de Maîche et de Pierrefontaine peuvent hydrologiquement être caractérisés par l'absence de tout écoulement superficiel diffus. En surface de nombreuses pertes dans les calcaires prennent place, participant au drainage des eaux vers les exutoires périphériques de ce sous-ensemble. Le Doubs et le Dessoubre drainent ces plateaux vers le Nord, la Loue vers l'Ouest. Les circulations karstiques paraissent se faire préférentiellement selon deux directions structurales: S-SE-NNO (décrochement de Pontarlier) et SSO – NNE (faisceau salinois). Les circulations superficielles du plateau de Montrond sont très restreintes et aboutissent à des bassins fermés: marais de Saône, bassins fermés de Nencray et de Champlive. Le Jurassique supérieur marneux ne constitue dans cette région qu'une barrière irrégulièrement étanche et des communications existent entre les deux niveaux karstiques du Jurassique supérieur et du Jurassique moyen. Les bassins de Nancray et de Champlive sont drainés souterrainement et leurs eaux ressortent dans la vallée du Doubs (sources d'Arcier et de Rougnon). Les circulations karstiques alimentées par le marais de Saône sont plus complexes ; les points de résurgence sont variables en fonction des conditions hydro-météorologiques: les eaux du marais de Saône s'écoulent vers la vallée du Doubs, la source d'Arcier, ou via le faisceau de Mamirolle, vers la source du Maine dans la vallée de la Loue.
- **La zone de transition entre Jura et régions sous-vosgiennes** : Le Jurassique supérieur y constitue la structure synclinale de l'Isle sur le Doubs. Le synclinal comprend les formations du Rauracien au Kimméridgien, constituant un ensemble calcaire susceptible de stocker des volumes d'eau. Le synclinal est traversé par le Doubs qui assure probablement à la fois l'alimentation et le drainage, selon les saisons.

#### 4.2. ENSEMBLES ET SYSTEMES DU SECTEUR D'ETUDE

Le secteur d'étude a été subdivisé en trois grands ensembles, avec l'ensemble du Dessoubre, l'ensemble du Doubs moyen, l'ensemble du Cusancin et l'ensemble du Doubs aval (illustration 14). Les principales caractéristiques de ces ensembles sont données au sein de ce paragraphe. Pour plus de détail, se rapporter aux fiches annexées (annexe 1).

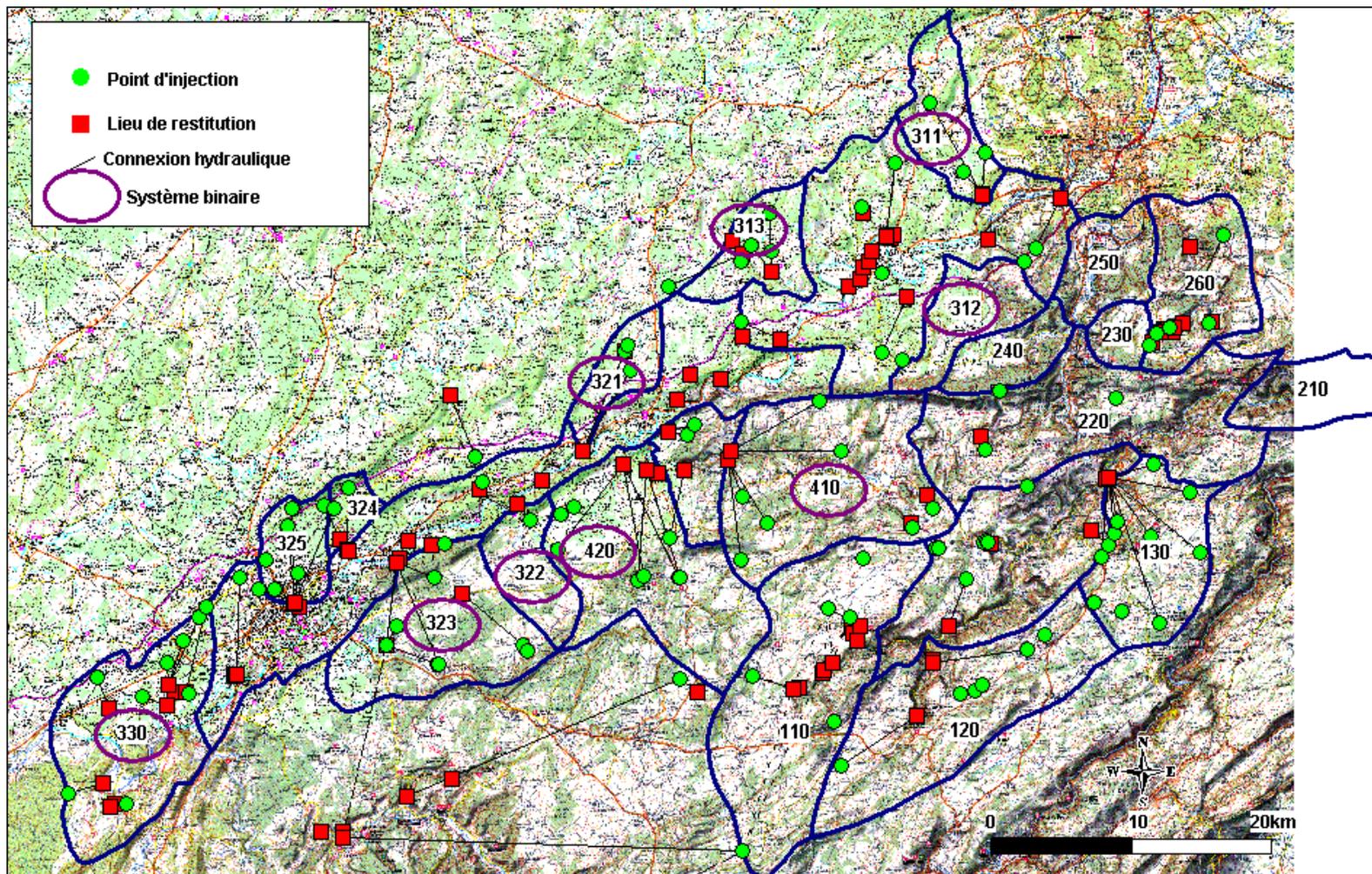


Illustration 14 - Carte de localisation des ensembles et sous-ensembles (systèmes) de la zone d'étude, Doubs moyen et inférieur (carte IGN ©, scan 100000 France Comté).

#### 4.2.1. Ensemble du Dessoubre (100)

Cet ensemble se subdivise en trois systèmes, La Reverotte, à l'amont de la grotte de la glacière sur la commune de Pierrefontaine-les-Varans (110), le Dessoubre amont (à l'amont de sa confluence avec la Reverotte) (120) et le sous-ensemble Maïche-Mouillevillers (bief de Brand). 25 % de la superficie totale de cet ensemble ne peut être attribué à un système bien identifiable (figure 12).

Le premier sous-ensemble (110) est constitué de deux bassins d'alimentation, celui de la source de la Reverotte et celui de la source du Val à Pierrefontaine-les-Varans. Ces bassins sont difficilement identifiables sur la base de la géologie et des essais de traçage ; une séparation indicative pourrait être proposée sur la base des essais de traçage uniquement globalement au niveau de la médiane du sous-ensemble. Des diffluences peuvent vraisemblablement existés en fonction des conditions hydrologiques. Les systèmes associés à ces deux sources sont unaires, alimentés uniquement par les précipitations efficaces. La superficie de ce sous-ensemble est de quelques 64 km<sup>2</sup>.

Le second sous-ensemble (120) comprend en fait deux principaux systèmes associés à la source du Dessoubre d'une part dans sa partie amont et d'autre part à la source des Trois Pucelles. Il est difficile de proposer une délimitation entre les deux systèmes, en l'absence de données de bilan hydrologique. Ce sont également des systèmes unaires. Les eaux de surface sont uniquement liées aux zones de marais. La superficie de ce sous-ensemble est de quelques 60km<sup>2</sup>.

Le troisième sous-ensemble correspond à la totalité du bassin d'alimentation de la source du Bief du Brand ; c'est un système unaire. De nombreux essais de traçage montrent l'existence de connexion hydraulique entre différents points situés à plusieurs kilomètres de distance de la source. La superficie du bassin est de quelques 40 km<sup>2</sup>.

#### 4.2.2. Ensemble du Doubs moyen (200)

L'ensemble du Doubs moyen peut être subdivisé en 6 sous-ensembles, couvrant ainsi 100 % de la zone (illustration 14) :

- (210) Le Doubs entre Bremoncourt (amont) et Vaufrey (aval), sur quelques 30 km<sup>2</sup>, sans identification de systèmes karstiques associés à une source.
- (220) Le Doubs entre Vaufrey (amont) et l'amont du confluent du Roide (aval), ensemble de systèmes non identifiés vraisemblablement de type unaire ; présence d'écoulement de surface contributif au Doubs, tels que la Barberêche.
- (230) Le Roide, associé au système unaire de la source à l'origine de ce contributif au Doubs, d'une superficie de quelques 15 km<sup>2</sup>.
- (240) La Ranceuse : ensemble correspondant au bassin versant d'un écoulement de surface en partie alimenté par de petits systèmes unaires (superficie de quelques 26 km<sup>2</sup>).

- (250) Le Doubs entre l'aval du confluent de la Ranceuse (amont) et l'amont du confluent du Gland, avec une superficie d'ensemble de 28 km<sup>2</sup>, sans contribution spécifique de systèmes karstiques individualisés.
- (260) Le Gland, système unaire d'une superficie de quelques 38 km<sup>2</sup>.

#### **4.2.3. Ensemble du Doubs aval (300)**

Cet ensemble correspond à la vallée du Doubs là où elle est le mieux individualisée ; le Doubs n'y reçoit que de petits affluents dont les bassins versants font également partie de cet ensemble, à l'exception du bassin du Cusancin, individualisé dans un autre ensemble (400) (illustration 14). Cet ensemble débute à la confluence avec l'Allan (Voujeaucourt à l'aval de Montbéliard) à l'altitude de quelques 310 m NGF et se termine avec la sortie du Doubs au niveau du fossé bressan à une altitude de 215 m NGF. A l'amont de Clerval, les plateaux dominant le Doubs s'élèvent doucement, vers le sud jusqu'à 550 m d'altitude et vers le Nord jusqu'à environ 450 m d'altitude. Du point de vue géologique, le Doubs occupe le fond d'un synclinal où affleure l'Oxfordien. A l'aval de Clerval, le relief est formé de chaînons orientés NNE/SSW dont les plus hauts sommets peuvent dominer directement le Doubs : c'est le faisceau bisontin, constitué d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux serrés et faillées, par fois chevauchant, au cœur de lias. Le Doubs recoupe ces structures à cœur de Lias par ces cluses, comme celle de Clerval, ou alors longe leurs axes en affouillant le cœur liasique, parfois même jusqu'au Trias. A l'aval de l'ensemble, ces structures s'abaissent progressivement, de même que le relief, et sont recouvertes par des dépôts plio-quadernaires du fossé bressan. L'ensemble de ces structures est découpé par des failles décrochantes orientées N/S ou NNE/SSW. En rive gauche du Doubs, les bassins d'alimentation des sources d'Arcier et de Chevannes, sont constitués d'un plateau d'Oxfordien moyen (Rauracien, Argovien) à pentes faibles ou nuls.

Cet ensemble est subdivisé en trois sous-ensembles, couvrant la totalité de la superficie de l'ensemble du Doubs aval.

##### **(310) Le Doubs à l'amont du seuil de Clerval (remontée des argiles du Lias)**

A l'intérieur de ce sous-ensemble, trois secteurs ont été délimités, à savoir :

(311) Le Lougre, au pont de RN 463 [34 km<sup>2</sup>]

(312) Le Bié , à Saint-Maurice-Colombier [ 34 km<sup>2</sup>]

(313) Le ruisseau de Soye, soit à son confluent avec le Doubs (sur la commune de Pompierre-sur-Doubs), soit à l'ancien moulin de Soye (sur la commune de Soye) [32 km<sup>2</sup>]

Ces trois secteurs correspondent globalement au bassin d'alimentation de systèmes binaires associés au Lougres, au Bié et à la Soye, comprenant également le bassin versant du cours d'eau à l'aval de la source jusqu'à sa confluence avec le Doubs. Le secteur restant centré sur les rives droites et gauches immédiates du Doubs en amont de Clerval, entre Voujeaucourt et Clerval, occupe une superficie de 89 km<sup>2</sup>. Ce secteur

comprend 5 systèmes essentiellement unaires, dont des connexions hydrauliques ont été prouvés à l'aide de traçages artificiels ; on peut citer par exemple le système associé à la source du Lavoir à Médière, à la source de la Vierge à Colombier-Fontaine, à la source du Monnot à Voujeaucourt, à la source de la Veselotte à Clarvel, et à la source du Magny à Isle sur le Doubs.

**(320) Le Doubs entre le seuil de Clerval et le seuil de Montferrand-le-Château (remontée des argiles du Lias)**

Cinq systèmes ont été délimités au sein de ce sous-ensemble. Ces systèmes sont des systèmes binaires, à l'exception du système de la source de la Mouillère. Ils ont des superficies entre 16 et 46 km<sup>2</sup>. Ces systèmes sont les suivants :

(321) Le système de la Fourbanne (RD du Doubs) [26 km<sup>2</sup>] : c'est un système binaire, alimenté par les précipitations de l'impluvium ainsi que par les pertes du Moulin situées sur la commune de Verne.

(322) Le système de Chevanne-Champlive (RG du Doubs) [28 km<sup>2</sup>] : c'est un système binaire, car alimenté par les pertes du Gour à Champlive, ainsi que par les précipitations. Le bassin d'alimentation, inclut ainsi le bassin versant du ruisseau du Gour.

(323) Le système des sources d'Arcier-marais de Saône (RG du Doubs) [46 km<sup>2</sup>] : la superficie de ce système est inférieure au bassin d'alimentation de la source d'Arcier estimée à quelques 100 km<sup>2</sup> (Mettetal). C'est un système binaire, la source-perte au Creux-sous-Roche participant à l'alimentation de la source (démonstration notamment par essai de traçage). De plus, le ruisseau de Nancray se perd au lieu dit le Vieux Moulin, pour rejoindre la source, comme l'atteste les essais de traçage artificiels. Le bassin du système est probablement plus étendu vers le SO, à la limite avec le bassin versant de la Loue.

(324) Le système des sources de Thise (RD du Doubs) [16 km<sup>2</sup>] : ce système est à priori unaire, aucun écoulement de surface ne participe à son alimentation.

(325) L'unité de la source de la Mouillère-forêt de Chailluz (RD du Doubs) [24 km<sup>2</sup>] : système unaire également, dont la limite orientale n'est pas très nette avec le système 324, comme le montre une des connexions hydrauliques mise en évidence par essais de traçage artificiels.

Un grand secteur d'une superficie de 130km<sup>2</sup> concernant la vallée du Doubs et ses rives immédiates, constitue un secteur où il est difficile de délimiter des systèmes indépendants. On peut compter globalement quelques 4 sources situées en rive du Doubs, telles que le système associé à la source Avanne (en aval de Besançon), puis en remontant le long du cours d'eau, les sources de la Corcelle (Vaire le Grand), Source de la Dame, Baume les Dames et le ruisseau souterrain à Hyèvre Paroisse.

**(330) Le Doubs à l'aval du seuil de Montferrand-le-Château**

Ce dernier ensemble couvre une superficie de quelques 50 km<sup>2</sup> ; on peut dénombrer quelques systèmes non délimités au sein de cet ensemble : le système binaire de la Fontaine de la Mignon à St-Vit, le système binaire de la Froidière à Roset-Fluant, alimenté par les pertes du Moulin, le système unaire de la Grand Fontaine.

#### **4.2.4. L'ensemble dit « du Cusancin » (400)**

Cet ensemble se subdivise en deux principaux sous-ensembles, un concernant le bassin d'alimentation des systèmes associés aux sources Bleue, Noire et Alloz, en amont du Cusancin et un deuxième concernant le système de l'Audeux (illustration 14).

Cet ensemble est constitué d'un vaste plateau d'une altitude comprise entre 700 m à l'Est et au Sud, et 400 m à l'Ouest. Ce plateau calcaire du Dogger est accidenté de quelques reliefs. Ce plateau est bordé au Nord par la montagne du Lomont et au SE par des reliefs peu marqués atteignant 800m d'altitude. La vallée du Cusancin est « courte » ; elle forme une gorge qui entaille profondément ce plateau, les formations du Lias y affleurent. De longues failles décrochantes orientées NNE/SSW découpent cet ensemble.

##### **(410) Le Cusancin amont (source bleue, source Noire, source Alloz)**

Le système de Cusance est composé de trois sources karstiques, la source Bleue, la source Noire situées à une altitude respective de 310 et 325 m et la source Alloz (Chauve, Dureucq *et al.*, 1987). Les sources Bleue (rive droite) et Noire (rive gauche) alimentent la rivière « le Cusancin » qui est lui-même un affluent du Doubs. Les deux sources se situent à 30 kilomètres environ au Nord-Est de Besançon dans la zone de plateau du Jura qui est quasiment dépourvu d'écoulement de surface. Peu de travaux ont été réalisés sur ces deux sources cependant Blavoux et Mudry ont travaillé sur le chimisme des émergences karstiques de la région (Blavoux, Burger *et al.*, 1979 ; Mudry, 1987). Il en ressort que l'altitude moyenne de la surface de l'impluvium se situe à environ 600 m. Une classification des aquifères karstiques du Jura à l'aide des teneurs en tritium ont permis de situer la source Bleue parmi les systèmes à teneur élevée en tritium donc des réserves importantes, mais capables d'un amortissement modéré des impulsions donc à la présence d'un drainage développé. Il est permis de supposer, au vu de la proximité de la source Noire, que celui-ci possède approximativement les mêmes caractéristiques (de la Vaissière, 2002).

##### **(420) L'Audeux (dont les unités des sources de Bléfond, de Pont-du-Moulin, de Buchillon)**

Ce sous-ensemble comprend au moins deux systèmes binaires concernant les sources de Bléfond et de Pont-du-Moulin, non délimités, alimentés notamment par les pertes de l'Audeux.

Les 20 % restant de cet ensemble comprend le bassin versant du Cusancin à l'aval des sources Bleue et Noire jusqu'au Doubs, ainsi que le bassin d'alimentation d'un système unaire associé à la source de la Refroidière à Baume les Dames.

#### 4.2.5. Remarques générales

Il n'est pas aisé d'identifier et de délimiter les bassins d'alimentation de systèmes pour lesquels peu d'informations existent. Ce travail de délimitation et de synthèse, a été effectué à partir de la consultation de références bibliographiques, notamment citées dans le cadre de l'étude sur les systèmes karstiques patrimoniaux menés pour le compte de l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse. Sur une vingtaine de sous-ensembles délimités en considérant géologie, topographie, localisation des sources et des résurgences mises en évidence par essais de traçage, un peu moins de la moitié correspondent à des bassins d'alimentation de système (s) karstique(s) binaire(s), c'est-à-dire alimenté(s) par les précipitations sur l'impluvium et par des pertes de cours d'eau. Ces systèmes sont situés essentiellement dans la partie médiane du bassin du Doubs, à l'aval de Voujeaucourt, aussi bien en rive droite (311, 313, 321) qu'en rive gauche du Doubs (312,410,420,322,323,330).

#### 4.3. SYSTEME DE LA LOUE

La Loue, source d'un système karstique binaire, rendue célèbre en 1901 avec l'incendie des établissements Pernod à Pontarlier et l'infiltration d'absinthe au niveau des pertes du Doubs. La connexion hydraulique avec la source a été démontrée ultérieurement par essai de traçage réalisé par Fournier en 1910 (100 kg de fluorescéine injectée dans les pertes du Doubs au Bourg des Granges à Maison du Bois. Le système karstique de la Loue est alimenté d'une part, par les précipitations sur son impluvium, et d'autre part, par les pertes du Doubs situées entre Pontarlier et Ville du Pont. Le Haut-Doubs se perd dans des réseaux karstiques, dans sa quasi-totalité en période d'étiage.

La Loue de sa source à sa confluence avec le Doubs à l'aval de Parcey (Jura) traverse des grandes structures géologiques : les plateaux de Levier et d'Ornans et les faisceaux puis enfin la plaine de Bresse.

Le plateau de Levier ne comprend pas un réseau de drainage superficiel étendu, il constitue une partie du bassin d'alimentation de la source de la Loue. Les eaux des précipitations s'infiltrant de manière diffuse au niveau de l'impluvium. Des phénomènes exokarstiques sont présents à l'échelle de ce plateau, avec des dolines, gouffres, vallées sèches. Le plateau d'Ornans est traversé par le cours d'eau de la Loue et par ses affluents tels que Brême et Cornebouche.

Le plateau de Levier est une vaste zone tabulaire à soubassement secondaire (essentiellement avec les formations du Kimméridgien et du Portlandien), qui s'étend de la haute Chaîne au Sud du Doubs jusqu'au faisceau salinois au Nord.

Au niveau du plateau d'Ornans, la Loue y prend sa source et entaille les formations du Jurassique en de profondes gorges (gorges de Nouaille) avant de traverser le faisceau Salinois.



## 5. Traitements des données

Le traitement des données a été effectué selon le chronogramme méthodologique : (i) sélection des stations, (ii) caractérisation statistique (périodes de retour) des principales stations sur le Doubs moyen et inférieur, (iii) modélisation inverse des débits, afin de déterminer les contributions relatives de l'écoulement du Doubs issues du ruissellement et du milieu souterrain. La méthodologie a été appliquée au niveau des stations du Doubs, et également sur le système de la Loue.

### 5.1. DONNEES UTILISEES

Les données ont été sélectionnées à partir d'une extraction des données disponibles dans la base de données HYDRO de la direction de l'eau (MEDD), ainsi qu'à partir d'une interrogation de la base de données de Météo France. Les données de différentes stations de jaugeages situés sur le Doubs ainsi qu'au niveau de sources, ont été examinées. Les données retenues permettent un traitement des données sur des périodes communes.

Code BD HYDRO	Doubs à la station	Surface du B (km <sup>2</sup> )	Coord X (LII)	Coord Y (LII)	Z (NGF (m))	Données disponibles
U2122010	Doubs à Goumois	1060 (?)	948907	2262673	487	1956-1979 [H a, validées douteux] 1980-2000 [H p, validées bon] 2000-2002 provisoires
U2142010	Doubs à Glé (Courclavon)	1240 (?)	954131	2271037	410	1959-1979 [H a, validées douteux] 1980-1999 [H p, validées bon] 2000-2002 provisoires
U2222010	Doubs à Mathay	2200 (?)	935412	2280685	332	1975-1985 [H a, validées douteux] 1986-1999 [H p, validées bon] 2000-2002 provisoires
U2402010	Doubs à Voujeaucourt	3240	933350	2284850	305	1969-1979 [H p, validées douteux] 1985-1993 [absences de données] 1994-2001 + 1969-1984 validées douteux
U2402020	Doubs à Lougres	3420	927650	2282000	298	1984-1997 [données provisoires et partielles] 1993 + 1996 années complètes
U2502010	Doubs à Esna (Beaumerousse)	4140	902300	2267780	280	1998 - 1999 [validées bon] 1998 + 2000 [données partielles] 2000-2002 provisoires
U2512010	Doubs à Besançon	4400 (?) (Géol.)	879519	2255512	236	1952-1980 [H a, validées douteux] 1981-1999 [H p, validées bon] 2000-2002 provisoires
U2542010	Doubs à Rochefort s Nenon	4970 (?) (Géol.)	844726	2240877	201	1960-1980 [H a, validées douteux] 1981-1999 [H p, validées bon] 2000-2002 provisoires

*Illustration 15 - Caractéristiques des stations du Doubs, extraites de la BDHYDRO concernant le Doubs entre Goumois et l'aval de Besançon.  
(H a = hauteurs absentes ; H p = hauteurs présentes)*

### 5.1.1. Les stations hydrométriques

Les stations hydrométriques examinées figurent au tableau ci-dessous ; les principales stations utilisées sont numérotées. Les numéros sont reportés à la l'illustration 20 14.

N°	Code	Station	Cours d'eau	Début	Fin	Commentaires
6		COURCELLES	ALLAN	1981	2002	
	U2419110	SANCEY LE GRAND	BUHIN	1991	1993	Série trop courte
9	U24525220	SOURCE BLEUE	CUSANCIN	1981	1987	
10	U2425210	SOURCE NOIRE	CUSANCIN	1981	1987	
9+10	U2425250	CUSANCE	CUSANCIN	1987	2001	
8		BAUME	CUSANCIN	1969	2000	
		MOUTHE	DOUBS	1980	2002	Série trop en amont du bassin versant
	U2102010	VILLE DU PONT	DOUBS	1998	2002	
	U2012020	OYE ET PALLET	DOUBS	1996	2002	
	U2022020	DOUBS	DOUBS	1987	2002	
2		GLERE	DOUBS	1960	2002	
4		MATHAY	DOUBS	2002	1975	
5		VOUJEAUCOURT	DOUBS	2002	1969	
7		BRANNE	DOUBS	1970	1987	
11		BESANCON	DOUBS	1960	2002	
	Y2035020	VUILLECIN	DRUGEON	1989	2002	
	U2515420	ARCIER	GOUR	1997	2002	Données en validé douteux
	U2509020	CHAMPLIVE SOUTERRAIN	GOUR	1974	1977	Données en validé douteux
	U2509010	CHAMPLIVE VILLAGE	GOUR	1973	1974	Pas de mesure
	U2515410	ARCIER DERIVATION	GOUR	1977	1979	Données en validé douteux
	U2425240	CUSANCE	LES ALLOZ	1986	1990	Série incomplètes
	U2604060	OUHANS (CANAL)	LOUE	1994	2001	Station sélectionnée sur la Loue
	U2604030	VUILLAFANS	LOUE	1980	2001	
	U2624010	CHENECEY BUILLON	LOUE	1980	2001	
	U2604050	OUHANS (VASQUE)	LOUE	1994	1998	OUHANS (CANAL) sélectionné
	U2604070	OUHANS (CHEMINEE)	LOUE			OUHANS (CANAL) sélectionné

Illustration 16 - données des débits examinés avec les périodes d'extraction pour la caractérisation statistique (période de retour, débits classés). Les numéros se rapportent à la l'illustration 13.

Les graphiques correspondants aux données extraites pour les différentes stations hydrométriques sont présentés en Annexe 3.

### 5.1.2. Les chroniques de pluie

Plusieurs chroniques de pluie sont fournies par Météo-France sur l'ensemble du bassin. Trois stations sont utilisées dans le cadre de cette étude, Besançon, Pontarlier et Maïche.

Station	Période des mesures	Moyenne (mm/an)
Besançon	1957-2002	1122
Maïche	1964-2002	1326
Pontarlier	1957-2002	1447

*Illustration 17 - Caractéristique des chroniques de pluies.*

Le tableau 4 fait ressortir une pluviométrie fortement hétérogène sur l'ensemble du bassin. La moyenne des précipitations à Pontarlier excède de plus de 25 % la moyenne des précipitations à Besançon (illustration 18a).

L'analyse corrélatrice des pluies et des débits permet, pour chaque station de jaugeage, de calculer une combinaison linéaire optimale des pluies et ainsi mettre en évidence l'influence de la pluie à Besançon, Maïche et Pontarlier sur l'ensemble des sous bassins. Les poids intervenant dans la combinaison sont optimisés de telle sorte que l'aire de la fonction objectif soit maximale (Illustration 18b).

L'ETP (Evapotranspiration Potentielle) utilisée est celle de la station météorologique de Besançon.

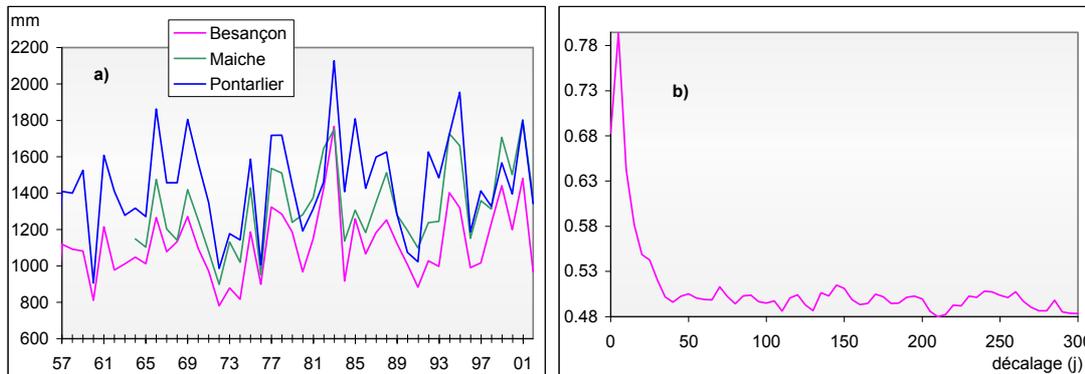


Illustration 18a) - Représentation des pluies annuelles cumulées mesurées aux trois stations –  
18b) La fonction objectif pour le débit du Doubs à Besançon a une aire maximale pour la combinaison linéaire.

$$Pluie\_Bes.=0.24*Besançon+0.47*Maiche+0.29*Pontarlier.$$

N°	Station de jaugeage	Combinaison optimale des pluies
6	Allan à Courcelles	$Pluie\_Allan=0.20*Besançon+0.48*Maiche+0.32*Pontarlier$
8	Cusancin à Beaume	$Pluie\_Cusan.=0.28*Besançon+0.51*Maiche+0.21*Pontarlier$
3	Dessoubre	$Pluie\_Dess.=0.23*Besançon+0.24*Maiche+0.52*Pontarlier$
11	Doubs à Besançon	$Pluie\_Bes.=0.24*Besançon+0.47*Maiche+0.29*Pontarlier$
7	Doubs à Branne	$Pluie\_Bra.=0.31*Besançon+0.52*Maiche+0.16*Pontarlier$
1	Doubs à Goumois	$Pluie\_Goum.=0.24*Besançon+0.43*Maiche+0.33*Pontarlier$
4	Doubs à Mathay	$Pluie\_Math.=0.25*Besançon+0.52*Maiche+0.23*Pontarlier$
	Doubs à Rochefort	$Pluie\_Roch.=0.25*Besançon+0.44*Maiche+0.31*Pontarlier$
5	Doubs à Voujeaucourt	$Pluie\_Vouj.=0.27*Besançon+0.49*Maiche+0.24*Pontarlier$
9+10	Source Bleue et Noire	$Pluie\_Srce=0.24*Besançon+0.48*Maiche+0.28*Pontarlier$

Illustration 19 - Les combinaisons optimales des pluies à partir des 3 stations Besançon, Maïche et Pontarlier.

A titre indicatif, le tableau 5 représente les combinaisons des pluies optimales pour les différentes stations de jaugeage, indiquant ainsi l'influence des différents régimes pluviométriques au sein du bassin du Doubs. La pondération des pluies est relativement homogène, la contribution des 3 stations Besançon, Maîche et Pontarlier étant respectivement de l'ordre de 25 %, 50 % et 25 %. Ce résultat n'est pas surprenant, pour une station de jaugeage donnée, l'analyse portant sur l'ensemble du bassin amont. Il faut toutefois noter le comportement singulier du bassin du Dessoubre qui est fortement influencé par le régime pluviométrique de Pontarlier.

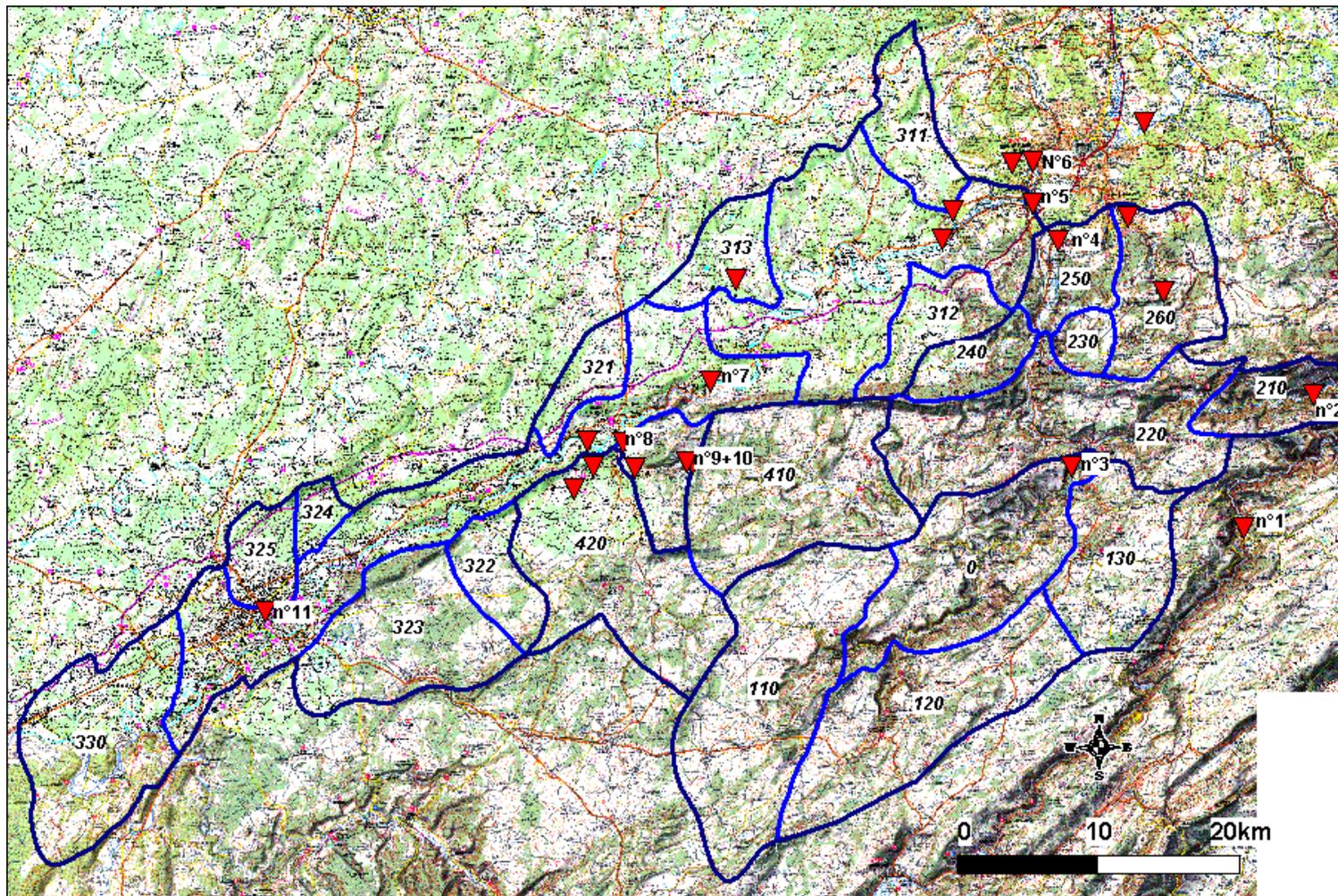


Illustration 20 - Stations de jaugeage sur le Doubs et autres affluents (triangle rouge) et stations retenus pour les traitements (n°i) (© IGN Scan 100 Franche Comté). Les numéros 1 et 3 correspondent à Goumois respectivement le Dessoubre à St-Hyppolite.

## 5.2. ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES

### 5.2.1. Ajustement statistique des débits

#### (a) Objectif

Dans le cadre de cette étude, l'ajustement des débits à une loi statistique permet d'estimer et de comparer des valeurs de débits correspondant à des périodes de retour similaires sur différentes stations. Les ordres de grandeurs ainsi fournis apportent une aide à l'analyse générale sur la contribution du karst au débit des crues.

#### (b) Méthode

L'ajustement aux lois statistiques a été réalisé sur les valeurs de débits maximums mensuels extraits des séries journalières.

Le logiciel utilisé est le logiciel Safarhy développé au laboratoire d'hydrologie de l'IRD, avec la participation du laboratoire d'hydrologie et de modélisation de l'Université des sciences et techniques du Languedoc (© Ird 2002, Safarhy version 3.1)

L'étude a porté sur 4 stations de mesure comportant une longue série de données et réparties sur l'ensemble du Doubs. Les stations retenues, d'amont en aval sont :

Glère	(505 valeurs)
Voujeaucourt	(393 valeurs)
Branne	(208 valeurs)
Besançon	(505 valeurs)

Les lois recommandées pour l'ajustement sur ces échantillons sont les lois de type Gamma<sup>3</sup> incomplète, Gamma incomplètes (3f) et aussi la loi des fuites<sup>4</sup> pour les 3 dernières stations.

---

<sup>3</sup> Loi GAMMA :  $f(x, \alpha, \beta, \gamma) = \frac{1}{|\beta|^\alpha \Gamma(\alpha)} (x-\gamma)^{\alpha-1} e^{-\left(\frac{x-\gamma}{\beta}\right)}$ ,  $\alpha > 0$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  sont les paramètres 1,2

et 3. Si  $\beta > 0$  alors  $\gamma < x < +\infty$  ; Si  $\beta < 0$  alors  $-\infty < x < \gamma$

<sup>4</sup> Loi DES FUITES :  $f(x, \lambda, \mu) = e^{-\lambda \frac{x}{\mu}} \frac{\lambda}{\mu} \frac{I_1\left(2\sqrt{\frac{\lambda x}{\mu}}\right)}{\sqrt{\frac{\lambda x}{\mu}}}$ , pour  $x > 0$  ;  $F(0) = e^{-\lambda}$ ,  $\lambda > 0$  et  $\mu > 0$

Les résultats sont donnés pour la loi gamma incomplète calculée avec la méthode du maximum de vraisemblance.

Sur les graphiques sont représentées les valeurs, la droite de l'ajustement théorique et les deux droites correspondant à l'intervalle de confiance à 99 %.

L'illustration 21, établit la correspondance entre l'échelle de probabilité du graphique avec les périodes de retour :

Échelle de probabilité du graphique	1	9	9.95	9.98
Probabilité de non-dépassement	0.1	0.9	0.95	0.98
Période de retour (an)	1	10	50	100

Illustration 21 - Correspondance entre période de retour et probabilité de dépassement.

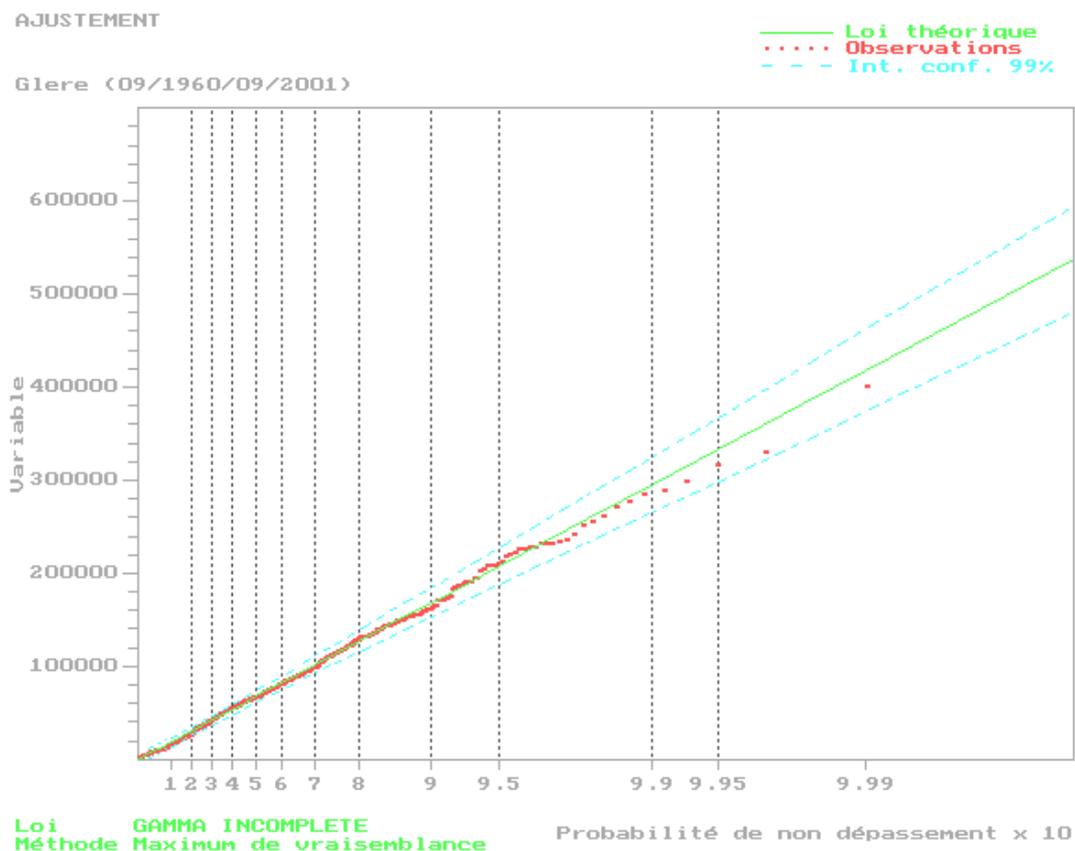


Illustration 22 - Loi d'ajustement Gamma incomplète pour les données du Doubs à Glère (1960-2001).

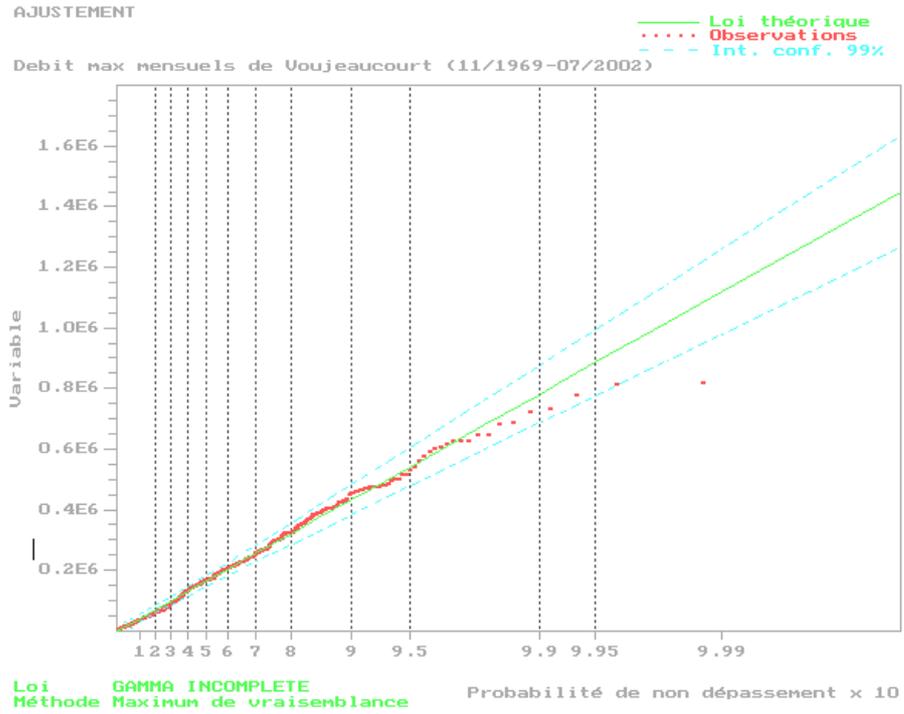
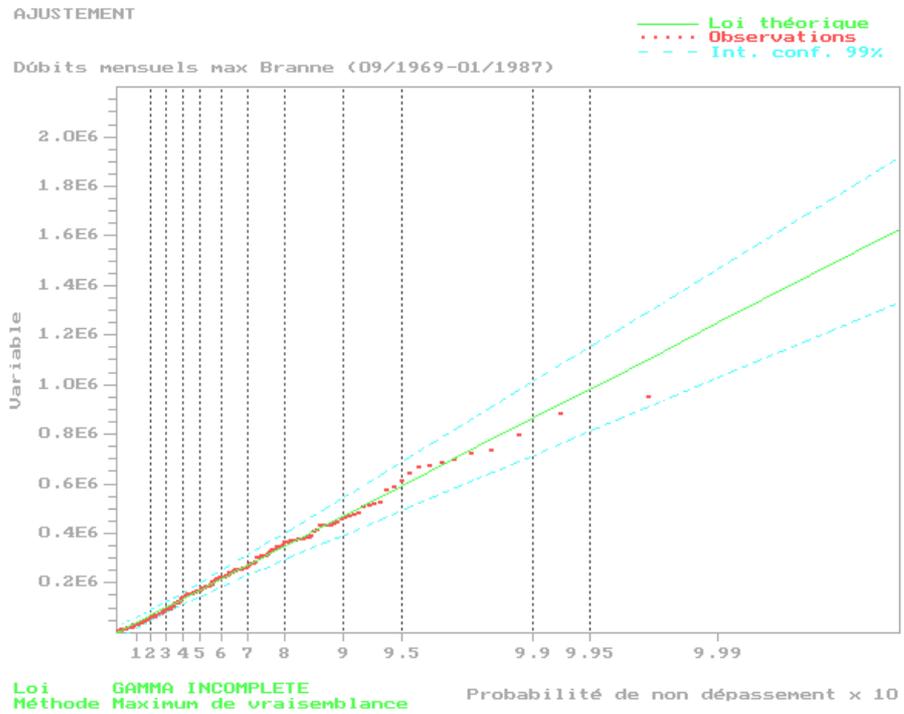


Illustration 23 -: Loi d'ajustement Gamma incomplète pour le Doubs à Voujeaucourt



(1969-2002).

Illustration 24 - Loi d'ajustement Gamma incomplète la station de la Branne (1969-1987).

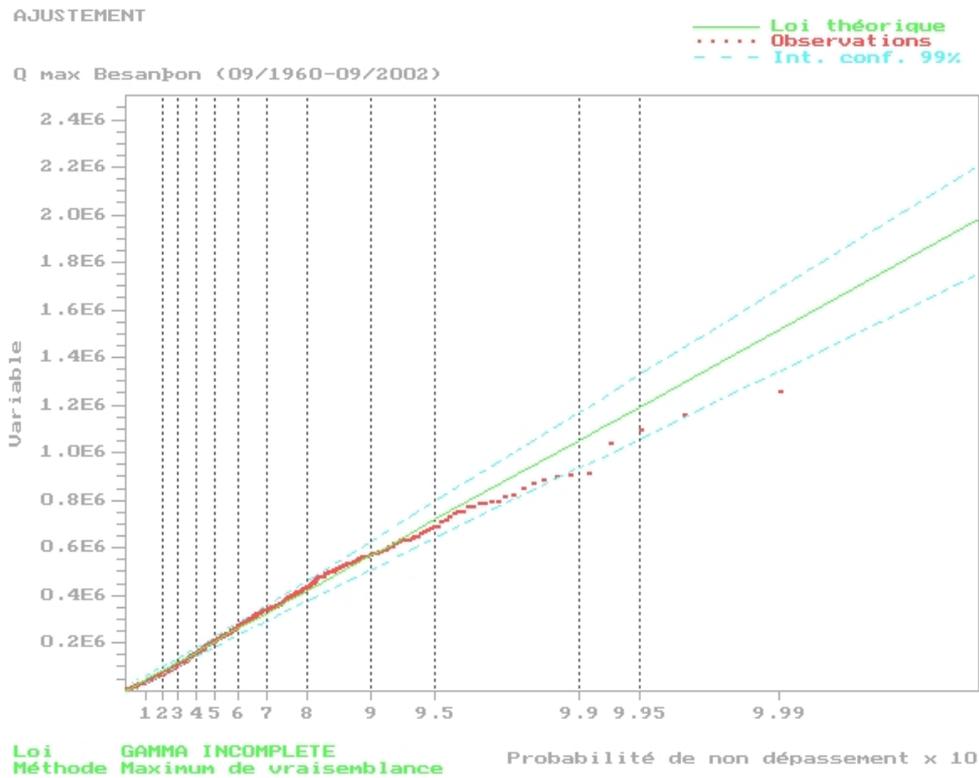


Illustration 25 - Loi d'ajustement Gamma incomplète la station du Doubs à Besançon (1960-2002).

Ainsi en appliquant la correspondance entre la période de retour et la probabilité de non –dépassement (échelle de probabilité des graphiques des figures 22 à 25), les valeurs des débits pour les différentes stations d’amont vers l’aval pour les différentes périodes de retour peuvent être déterminées. Ces différentes valeurs sont représentées dans le graphique suivant (illustration 26). Les valeurs sont explicitées dans le tableau, illustration 27.

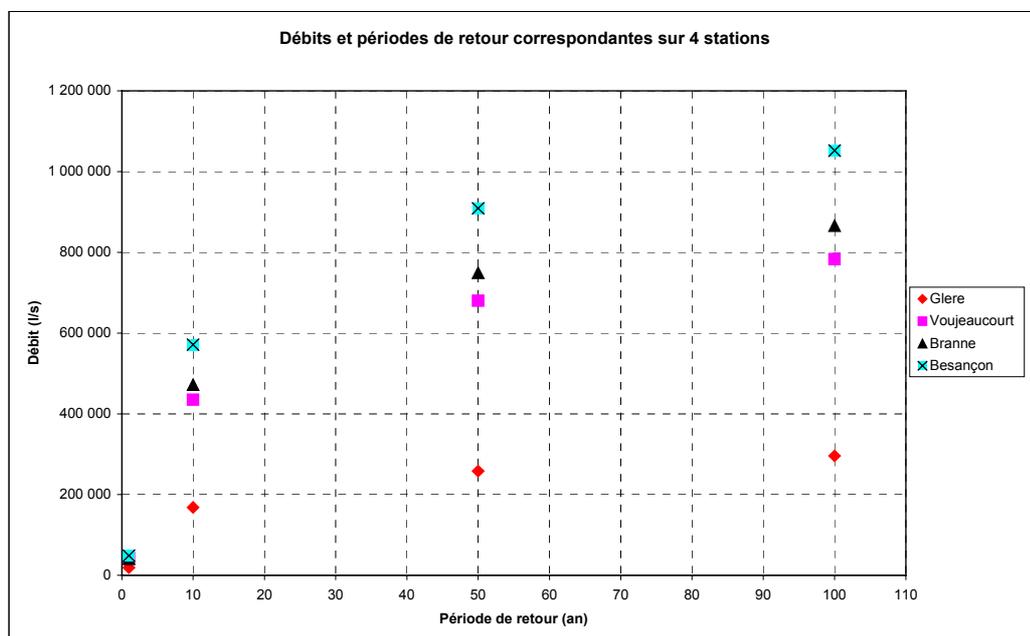


Illustration 26 - Débits et périodes de retour pour les 4 stations du Doubs concernées.

Période de retour (an)	Glère (l/s)	Voujeaucourt (l/s)	Branne (l/s)	Besançon (l/s)
1	19 200	41 100	42 700	48 500
10	168 000	435 000	472 000	571 000
50	258 000	680 000	749 000	909 000
100	296 000	783 000	866 000	1 050 000

Illustration 27 - Valeurs des débits pour les différentes périodes de retour pour les 4 stations du Doubs concernées.

Les valeurs ci-dessus montrent :

- Un fort accroissement du débit entre les deux stations de Glère et de Voujeaucourt qui correspond aux apports du Dessoubre qui draine un important bassin versant,
- L'accroissement du débit entre Branne et Besançon est également remarquable. A noter qu'il y a peu d'apports de surface et pas d'affluent majeur du Doubs sur ce tronçon. Cette différence de débit peut s'expliquer par des apports souterrains en provenance du karst, avec notamment la contribution des systèmes karstiques du Cusancin et d'Arcier. L'analyse des débits classés, ainsi que la modélisation inverse apporteront des éléments complémentaires sur la contribution relative du souterrain aux débits du Doubs (crues et étiages).

### **5.2.1. Analyse des débits classés**

#### ***(i) Sur les données du Doubs et de la Loue***

Le principe général est d'identifier des évènements particuliers (fuites, mise en fonctionnement d'un trop-plein) à partir de modifications qu'elles induisent sur l'hydrogramme (Annexe 2).

Généralement, ces évènements sont répétitifs, se produisent pour des valeurs de débits particulières et induisent une modification notable de l'écoulement à l'exutoire. Aussi, la méthode proposée par Mangin (1971) consiste à ranger les débits par classe pour mettre en évidence les valeurs de débits anormalement élevées ou faibles. Une loi est alors choisie pour représenter la courbe obtenue. Le choix de la loi est arbitraire, celle-ci pouvant être déterministe, empirique ou statistique. Dans le cas présent, la loi est statistique (log-normale).

Cependant, le fait que la loi soit statistique ne doit pas faire oublier que la méthode est différente de celles utilisées en hydrologie de surface : les courbes de débits sont simplement décrites et non pas modélisées, et la méthode ne sert pas à réaliser des prévisions.

L'interprétation des diagrammes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative, anomalies représentées par des variations de pente  $\alpha$ . L'information obtenue sur le fonctionnement du système est différente selon que des ruptures apparaissent dans la partie du graphique relative aux forts ou aux faibles pourcentages. Divers cas de figures peuvent être envisagés, comme le montre la figure ci-dessus, appliqués aux sources de systèmes karstiques (illustration 28).

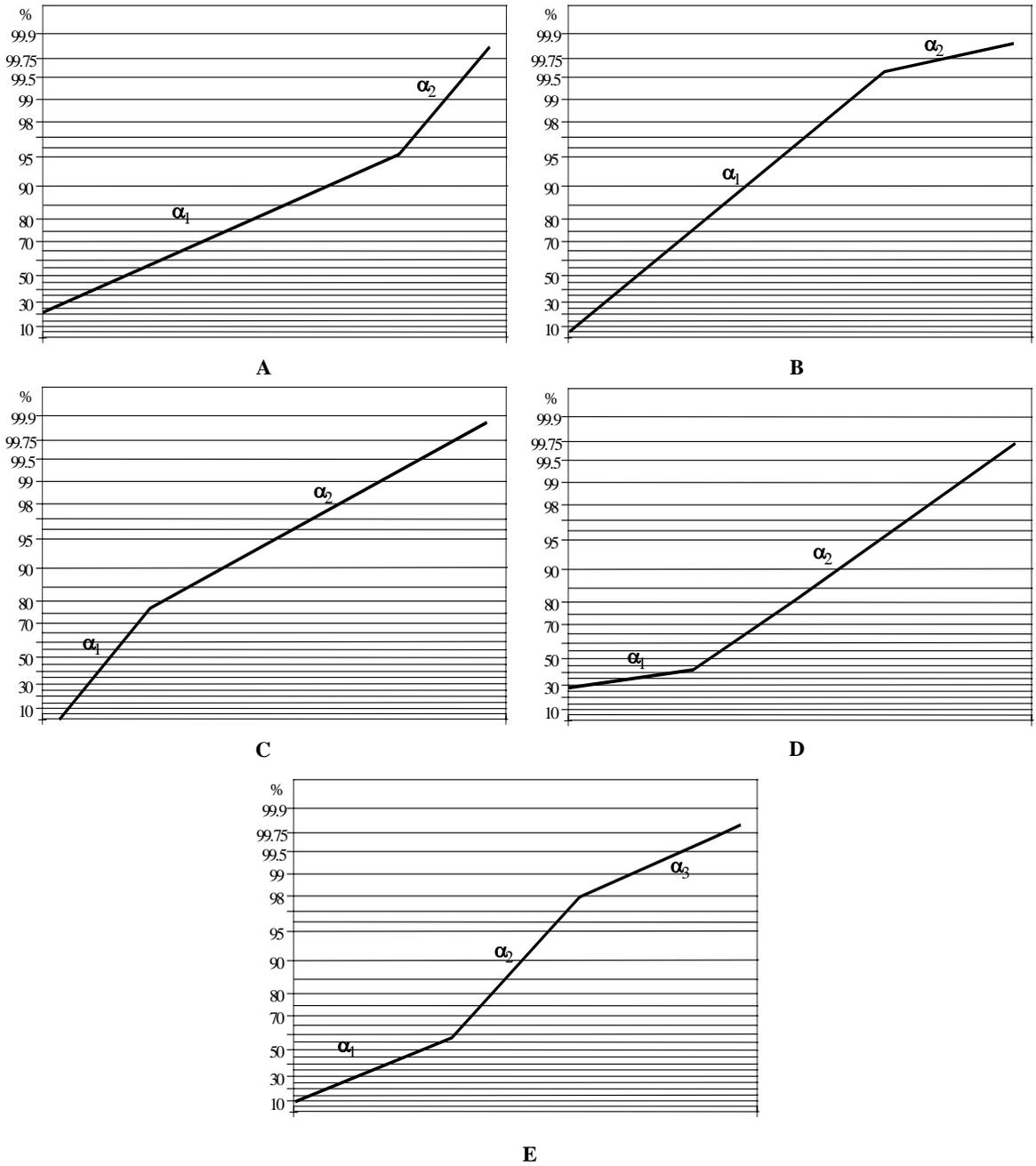


Illustration 28 - Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996).

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
<b>A</b>	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts pourcentages	- Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
<b>B</b>	$\alpha_2 < \alpha_1$		- Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
<b>C</b>	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles pourcentages	- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
<b>D</b>	$\alpha_2 > \alpha_1$		- Constitution d'une réserve
<b>E</b>	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

*Illustration 29 - Interprétation des ruptures de pente des droites caractéristiques des débits classés pour des sources karstiques (Marsaud, 1996).*

– Caractéristiques de l'analyse

Le système du Doubs est analysé à partir des chroniques de débits qui sont journaliers et continus sur une même période. L'étude portant sur les crues, les débits sont classés dans des classes de valeurs adaptées aux forts débits, c'est-à-dire que les classes ne sont pas discrétisées finement. Pour la même raison, seul les zones de fortes probabilité sont interprétées (les zones de faible probabilité renseignent sur les comportements à l'étiage).

Les diagrammes des débits classés sont en annexe 4. Les résultats des interprétations sont résumés dans le tableau ci-dessous, pour les stations d'amont vers l'aval principalement du Doubs moyen et inférieur pour la première partie (Glère à Besançon) et pour le Doubs inférieur (Oye et Pallet à Ville du Pont) et la Loue (Ouhans à Chenecey-Buillon).

Stations	CAS					Commentaire
	A	B	C	D	E	
GLERE	X					Rupture de pente bien marquée ; croissance moins rapide pour les forts pourcentages, liés probablement à des « fuites » vers autres systèmes, « stockage temporaire » ou plus plausible éventuellement un débordement de la station de jaugeage.
MATHAY						Courbe complexe, trois tronçons parallèles avec 4 ruptures de pente. Apport par des affluents, fuite de la station de jaugeage évt.
VOUJEAUCOURT	X					Double augmentation de pente pour les fortes probabilités. Pour les très fortes probabilités (99.7-100 %) la diminution de la croissance des débits peut être liée à la limite de validité de la courbe de tarage. La différence de pente au niveau de 96% de probabilité cumulée n'est pas très importante, voir peut être non significative.
BRANNE	X					Rupture de pente bien marquée. Diminution de croissance de débits au-delà de 98 % de probabilité cumulée (> 300,000 l/s), liée certainement à la limite de la courbe de tarage pour les très hautes eaux.
BAUME	X					Alignement des points sur deux droites ; rupture de pente bien marquée au niveau de très fortes probabilités 99.25%. Remarque idem précédemment.
SOURCE BLEUE	X				X	Double augmentation de pente pour les fortes probabilités ; diminution de croissance progressive des débits avec les fortes probabilités (65 %, 85 % et 98 %). Ce qui peut traduire un stockage momentané par le système ou la mise en fonctionnement de trop plein.
SOURCE NOIRE	X					Rupture de pente bien marquée pour les probabilités de 96 %, traduisant soit un stockage momentané, une fuite vers un autre système ou une mise en fonctionnement d'un trop plein.
BESANCON	X					Rupture de pente bien marquée, pour probabilité supérieure à 99 %, traduisant un phénomène de stockage ( ? ) ou de débordement au niveau de la station pour de forts débits.
OYE ET PALLET						Non caractéristique
DOUBS						Non caractéristique
VUILLECIN						Rupture de pente peu marquée, non significative
VILLE DU PONT	X					Rupture de pente bien marquée, traduisant l'effet des pertes et de la capacité d'absorption du karst
VUILLAFANS	X					Rupture de pente bien marquée pour lea probabilité cumulée de 99% ; écrêtement de crues ou limite de courbes de tarage
OUHANS (CANAL) – source de la Loue	X					Rupture de pente bien marquée pour la probabilité cumulée de 94 %
CHENECEY-BUILLON	X					Rupture de pente bien marquée pour la probabilité cumulée de 98 % ; la deuxième rupture à 99.9% n'est pas significative.

*Illustration 30 - Caractéristiques des ruptures de pentes de la droite représentative des débits classés selon la classification de Marsaud (1996).*

Pour l'interprétation, il faut rappeler que la méthode a été mise au point pour des débits de source en région karstique. Dans le cas présent, l'étude porte sur les débits du Doubs (sauf pour les sources Bleue et Noire) ce qui a deux conséquences : (1) il y a extrapolation d'une méthode, mais le contexte géologique reste identique (karst), (2) il n'y a pas de référence d'études similaires portant sur des débits.

Sur la majorité des stations de mesure, les points s'alignent sur deux droites dans la partie des forts pourcentages avec une augmentation de la pente. Comme indiqué dans l'illustration 28, plusieurs hypothèses sont envisageables, liées à l'apparition d'hétérogénéité des débits :

- Influence de la réserve (stockage momentané, mise en fonctionnement d'un trop-plein)
- Mobilisation d'un autre aquifère ou système
- Fuites vers un autre système
- Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux.

Lorsqu'on observe un double changement de pente, deux seuils de changement de comportement hydraulique peuvent avoir lieu successivement.

On observe donc généralement pour les forts débits, un « détournement » des flux par rapport aux débits qu'on devrait observer par rapport à un contexte autre que karstique.

Cette interprétation est valide uniquement si les stations de jaugeages sont fiables pour les forts débits.

Sur la station de Mathay, le diagramme est complexe et ne se prête pas à une interprétation par cette méthode. Les stations de mesure n'entrant pas dans la catégorie précédente sont celles où les courbes ne présentent pas de caractéristiques particulières : Baume, Oye et Pallet, ville du Doubs.

D'amont vers l'aval, on remarque que pour les fortes probabilités, systématiquement, il y a une diminution de la croissance des débits. Il est difficilement imaginable de penser à un contexte de fuites vers un autre système via des pertes en contexte de hautes ou très hautes eaux. Il est plutôt envisagé de faire l'hypothèse de limites de validité de la courbe de tarage pour les très hautes eaux. Les apports par d'autres systèmes sont possibles, comme on pourrait en faire l'hypothèse à partir de la courbe caractéristique de la station de Mathay. Plusieurs affluents contribuent avec sa dynamique propre au débit du Doubs entre les stations de Glère et de Mathay (Dessoubre notamment).

Cette méthode a ses limites ; elle ne permet pas de mettre en évidence des secteurs où les systèmes karstiques contribueraient de manière importante aux débits du Doubs. Cela nécessiterait que les droites caractéristiques soient du type C ou E. Seul le cas de Mathay, avec une double rupture pourrait indiquer un piégeage d'une réserve lors de la décrue et une restitution au cours du tarissement. Un écrêtement des crues est mis en évidence systématiquement pour l'ensemble des stations étudiées.

**(ii) Sur les sources****– Système karstique de Cusance (source Bleue et source Noire)**

Une analyse à pas de temps journalier et à un pas de temps horaire a été effectuée dans le cadre du travail de DEA de de la Vaissière (2002). Seuls les résultats de l'analyse au pas de temps horaire sont repris dans le cadre de ce rapport.

Les données utilisées sont des données de débits instantanés au pas de temps horaires à la station de jaugeage de Cusance depuis fin 1996.

A partir de la chronique journalière, des crues à différentes périodes du cycle hydrologique ont été sélectionnées afin d'essayer de mettre en évidence une différence de comportement en relation avec l'état de la recharge.

Par ordre chronologique, nous avons choisi les crues suivantes :

23/04/1997 au 21/06/1997	donc une période de fin de cycle hydrologique ;
04/10/1997 au 30/11/1997	période de début de cycle ;
03/04/1998 au 25/06/1998	période de fin de cycle hydrologique ;
05/01/1999 au 21/03/1999	période de milieu de cycle ;
03/07/1999 au 23/09/1999	période d'étiage.

Les différentes courbes des pluies et des débits sont rassemblées en annexe 5.

Ce type d'analyse est habituellement réalisé que sur la totalité d'un cycle. A titre indicatif, l'analyse a été effectuée sur l'ensemble des périodes étudiées. L'analyse qui en découle est ainsi biaisée.

L'analyse des débits classés a porté sur ces cinq périodes et totalisent 8652 valeurs de débits. Sur l'illustration 31, est représentée la courbe des débits classés :

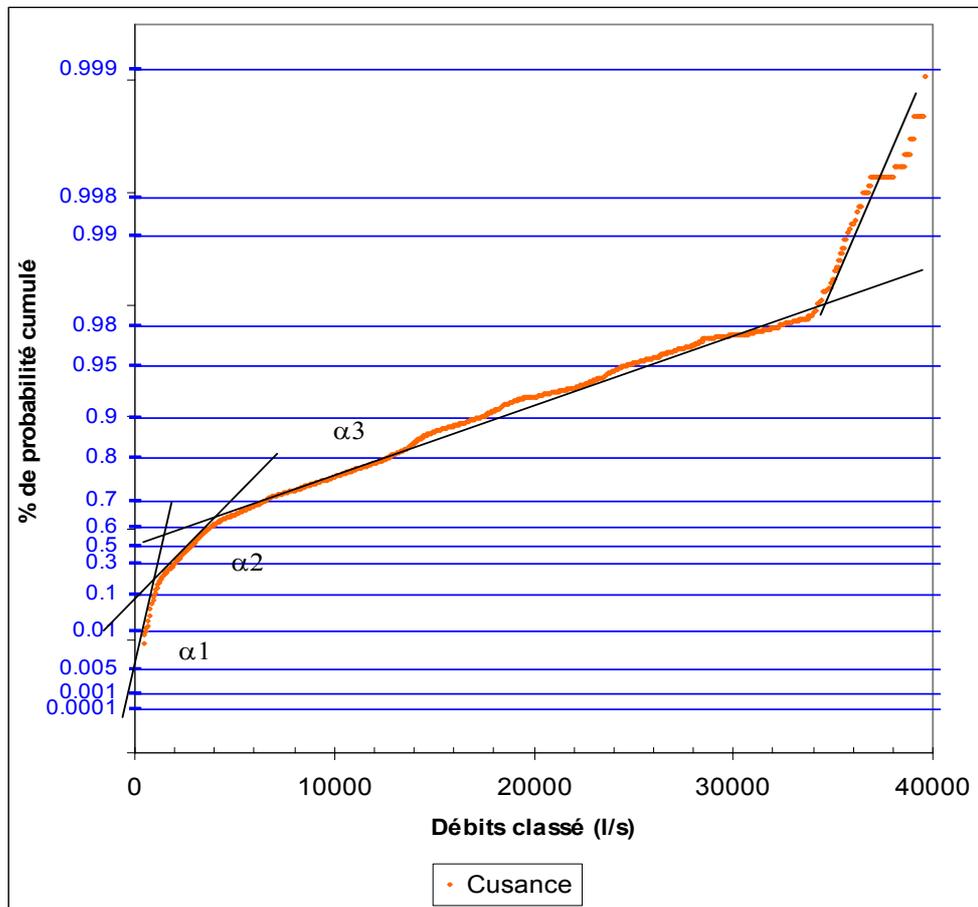


Illustration 31 - Représentation des débits classés à Cusance pour des classes de 50 l/s au pas horaire.

Il apparaît, aux faibles débits entre 1 000 et 4 200 l/s, une double rupture de pente, pas visible sur les deux sources Bleue et Noire au pas journalier (annexe 6). La cause de cette double rupture est difficilement explicable au vu de la complexité du système. La première supposition étant la troncature de la série des débits. La seconde hypothèse pouvant être la différence d'altitude des sources Bleue et Noire, cette dernière réagissant plus tardivement son altitude étant plus haute. Vers 34 m<sup>3</sup>/s, une rupture nette de la droite représentative des débits apparaît. Malgré la faible valeur statistique des points aux très forts débits (0.2 %), ils montrent un net écrêtage des crues. Bien que la représentation des débits classés soit tronquée par une non continuité de la période d'étude, l'incrément de temps horaire, représentant le débit instantané, permet d'obtenir en partie le comportement fin de cet ensemble karstique sur la répartition des classes de débits.

### 5.2.2. Analyse des courbes de récession

L'analyse des courbes de récession a été effectuée sur les sources Bleue et Noire (de la Vaissière, 2002). Elle a porté sur la période de 1981 à 1986 et sur la station de jaugeage, à Cusance, pour une période de 1993 à 2001 (annexe 7). L'ensemble des résultats est reporté dans le tableau : illustration 32 :

	période de récession	coefficients de la fonction homogographique $\Psi(t)$				coefficients de la fonction de maillet $\phi(t)$			retard à l'infiltration
		$q_0$	$t_i$	$\eta$	$\varepsilon$	$Q_{R0}$	$\alpha$	$V_{DYN} * 10^6$	$i$
Source bleue	26/07 au 20/08/1981	3.170	10	0.1	0.25	0.240	0.045	0.46	0.53
	03/06 au 03/08/1983	9.240	7	0.143	1.8	0.12	0.033	0.31	0.16
	21/06 au 30/07/1986	7.310	11	0.909	1.2	0.130	0.05	0.21	0.24
Source noire	05/06 au 02/07/1981	3.67	25	0.04	0.605	0.69	0.01	5.96	0.42
	02/04 au 11/06/1982	4.28	35	0.029	0.7	1.1	0.011	6.79	0.39
	28/05 au 28/08/1983	19.9	35	0.029	0.9	1.1	0.014	6.79	0.34
Cusance	08/04 au 09/06/1993	15.8	26	0.038	1	1.5	0.012	10.8	0.31
	03/05 au 21/08/1998	6.44	40	0.025	0.6	0.9	0.01	7.78	0.43
	15/07 au 19/09/1999	19.0	23	0.043	1.8	0.8	0.01	6.91	0.20

Illustration 32 - Résultats des paramètres de l'infiltration et du tarissement pour les sources bleue, noire et la station de jaugeage de Cusance.

Globalement, on observe une nette différence de fonctionnement entre les deux sources.

Au niveau du fonctionnement de la zone d'infiltration, les valeurs de  $\eta$  et  $\varepsilon$  pour la source Bleue sont supérieures aux valeurs rencontrées pour la source Noire. Cela semble indiquer des infiltrations retardées pour la source Noire. Cette différence de comportement serait due soit à développement moindre de l'épikarst, soit à un réseau de drainage plus développé de la source Bleue par rapport à celui de la source Noire. Les valeurs moyennes du paramètre « retard à l'infiltration »  $i$  sont de 0.31 et 0.38 m<sup>3</sup>/s respectivement pour les sources Bleue et Noire. La valeur du paramètre  $i$  est supérieure pour la source Noire, ce qui traduit une infiltration relativement lente ou une influence de l'épikarst.

La valeur des coefficients du tarissement est aussi remarquable. En effet le volume dynamique de la source Noire est plus de dix fois supérieur à celui de la source Bleue. Par conséquent, les réserves de la zone noyée  $y$  sont donc largement plus importantes.

Le calcul du coefficient  $k$ , pour une période de 6 ans donne  $6 \cdot 10^{-3}$  an et  $74 \cdot 10^{-3}$  an respectivement pour les sources Bleue et Noire. Le temps de renouvellement du premier système (source Bleue) est donc d'un peu plus de 2 jours, tandis que le second est d'environ 27 jours.

Dans la classification de Mangin, ces deux systèmes appartiennent à la famille 2, c'est à dire aux systèmes plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, avec des retards à l'alimentation. La cause de ce retard de l'alimentation peut être double : (i) une partie de l'impluvium peut être constitué de terrain non karstique et (ii) le Doubs subit un climat continental : la présence d'un manteau neigeux est assez fréquente. Cependant, ces deux systèmes sont à la limite de la famille 3 correspondante au domaine des systèmes possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante.

Ainsi, malgré la proximité de ces deux sources, les systèmes correspondants ont des comportements assez différents. Le système de la source Bleue a un drainage beaucoup plus développé avec un temps de renouvellement de l'aquifère de 2 jours seulement. Tandis que le système de la source Noire possède plus de réserves et a donc un temps de renouvellement plus lent de 27 jours. Ces résultats contredisent en partie l'interprétation des teneurs en tritium faite par Blavoux et al. (1979) et Mudry (1987).

Les valeurs calculées pour la station de jaugeage de Cusance sont approximativement entre celles des sources Bleue et Noire. Le volume dynamique est logiquement supérieur à celui de la source Noire. Le paramètre  $i$  vaut environ 0.31 m<sup>3</sup>/s et  $k$  vaut  $70 \cdot 10^{-3}$  an. Ce qui place toujours cet ensemble (composé des trois sources) dans la famille 2, à la limite de la famille 3. Finalement, le temps de renouvellement moyen de l'eau de cet ensemble est d'environ 25 jours.

A partir des cinq périodes au pas de temps horaire, seule deux de ces fenêtres d'observations possèdent des récessions comprenant un tarissement. Parmi ces deux périodes, celle de l'étiage 1999 a été déjà examinée au pas journalier. Sur le tableau : illustration 33 nous pouvons comparer les valeurs des paramètres en fonction du pas d'échantillonnage :

	période de récession	coefficients de la fonction homographique $\Psi(t)$				coefficients de la fonction de maillet $\phi(t)$			retard à l'infiltration
		$q_0$	$t_i$	$\eta$	$\varepsilon$	$Q_{R0}$	$\alpha$	$V_{DYN}^* \cdot 10^6$	$i$
<b>Pas journalier</b>	15/07 au 19/09/1999	19.0	23	0.043	1.8	0.8	0.01	6.91	0.20
<b>Pas horaire</b>	14/07 17:00 au 23/09/1999 23:00	24.85	27.5	0.036	2.4	0.75	0.009	7.10	0.16
<b>Pas horaire</b>	13/11 04:00 au 30/11/1997 23:00	25.1	7.1	0.141	0.4	3.5	0.005	6.3	0.42

Illustration 33 - Paramètres de récession pour une même période et un exemple sur une autre période.

L'estimation des paramètres des récessions au pas de temps journalier se fait assez grossièrement. Nous observons quelques différences mais qui ne sont pas significatives. Néanmoins, elles peuvent modifier l'appartenance de l'ensemble karstique de Cusance à la famille 2 dans la classification de Mangin mais le manque de données ne peut pas confirmer cette éventualité. En effet, seuls  $\eta$  et  $\varepsilon$ , c'est-à-dire les paramètres liés à l'infiltration, sont assez sensibles à l'échantillonnage horaire ou journalier des débits. Les débits moyens journaliers constituent un filtre par rapport aux débits horaires instantanés en atténuant la vitesse d'infiltration. Par conséquent, la composante  $i$  du retard à l'infiltration diminue entre les débits journaliers et les débits horaires (lignes 1 à 2).

Il faut remarquer que les caractéristiques de l'infiltration ( $\eta$  et  $\varepsilon$ ) sont notablement différentes (lignes 2 et 3). On ne peut pas affirmer que la position des crues dans le cycle est déterminante de ces différences.

Dans cet exemple précis, l'intérêt d'utiliser des données horaires de débits plutôt que des données journalières serait plus déterminant dans l'appartenance ou non de l'ensemble karstique de Cusance à la famille 2 (classification de Mangin).

### 5.2.3. Analyses corrélatoires et spectrales

Les analyses corrélatoires et spectrales ont été effectuées à partir des données au pas de temps journalier et au pas de temps horaire.

#### A. Pas de temps journalier

##### (i) Sources Bleue et Noire :

Nous disposons de chroniques de pluies brutes et de débits allant du 01/09/1980 au 31/12/1986 soit 2313 valeurs. Seul 2313/3 données, soit 771 données sont utilisées pour les calculs. On peut donc, a priori, mettre en évidence des variations annuelles (> 365 j).

– Les corrélogrammes :

Sur l'illustration 34 sont représentés les corrélogrammes simples de la pluie et des débits pour les deux sources :

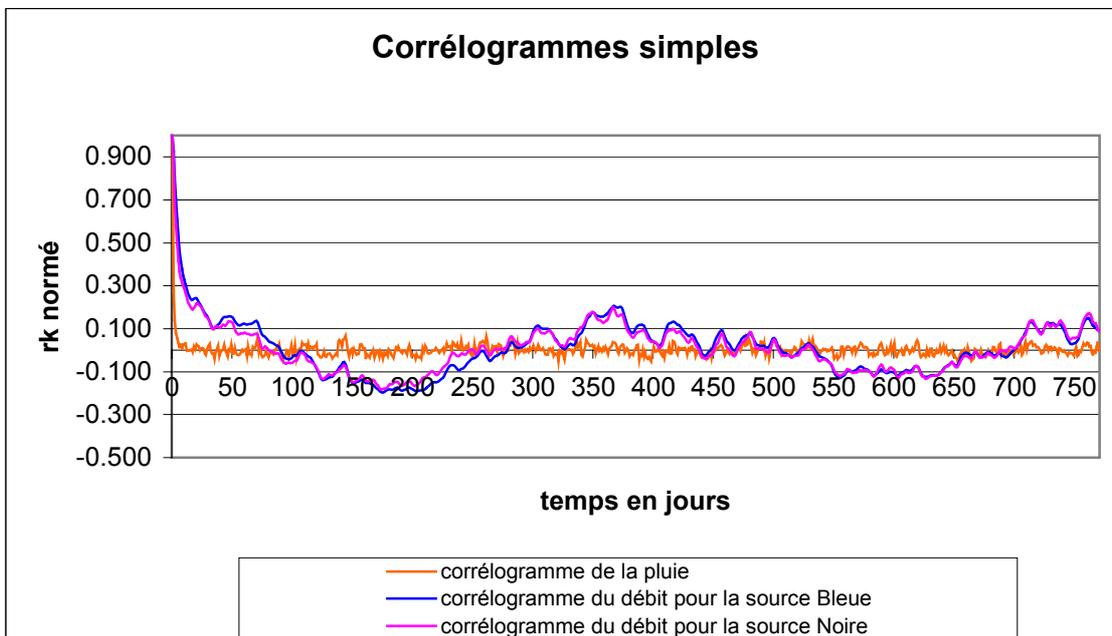


Illustration 34 - Représentation des corrélogrammes simples pluie-débits aux sources Bleue et Noire.

Le corrélogramme de la pluie brute (ligne rouge) est très peu autocorrélé ; il s'apparente à une fonction Dirac. Les corrélogrammes des débits des sources (lignes bleu et rose) montrent des variations quasiment identiques ; ils deviennent inférieurs à 0.2 à partir de 20-25 jours (effet mémoire). On observe des cycles annuels (pics à 365 et 730 jours), qui sont dus au fonctionnement du système, cette périodicité n'apparaissant pas au niveau du signal de la pluie.

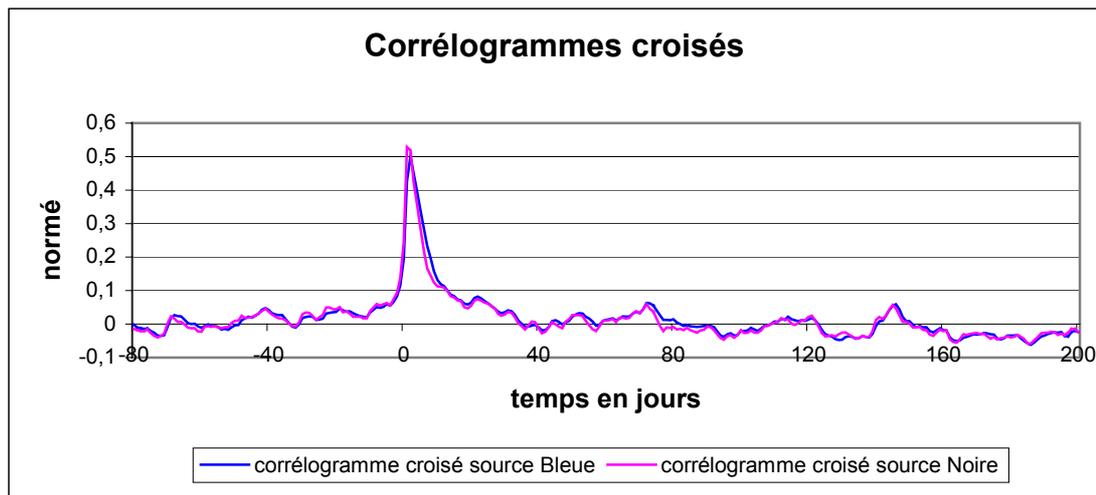


Illustration 35 - Corrélogrammes croisés pour les deux sources

Comme la pluie peut être considérée comme aléatoire, la pluie étant très peu autocorrélée, les corrélogrammes croisés sont considérés comme une bonne représentation de la réponse impulsionnelle du système (illustration 35).

On peut mettre en évidence une très bonne relation de causalité entre les pluies brutes et les débits aux exutoires. Ces deux corrélogrammes sont très similaires avec cependant une amplitude légèrement plus forte du pic pour le système de la source Noire (à + 2 jours). On ne retrouve pas ici la différence nette mise en évidence précédemment sur les temps de séjour moyen de l'eau, car le temps de régulation est approximativement inférieur à 40 jours pour les deux sources.

– les périodogrammes :

Sur l'illustration 36 sont représentées les Densités Spectrales de Puissance relatives de la pluie et des débits. La pluie étant très peu autocorrélée, la DSP relative de la pluie est assez stable tout le long du spectre. Ce n'est pas le cas des DSP relatives des débits des sources qui diminuent vers les hautes fréquences. On observe, par exemple pour des périodicités de 150 jours, que des variations de la pluie se retrouvent sur les DSP des débits. Cependant, il est difficile de déduire la fréquence pour laquelle l'information peut être considérée comme négligeable (fréquence de coupure  $f_c$ ) car le périodogramme se limite toujours à des périodicités supérieures à 48 jours.

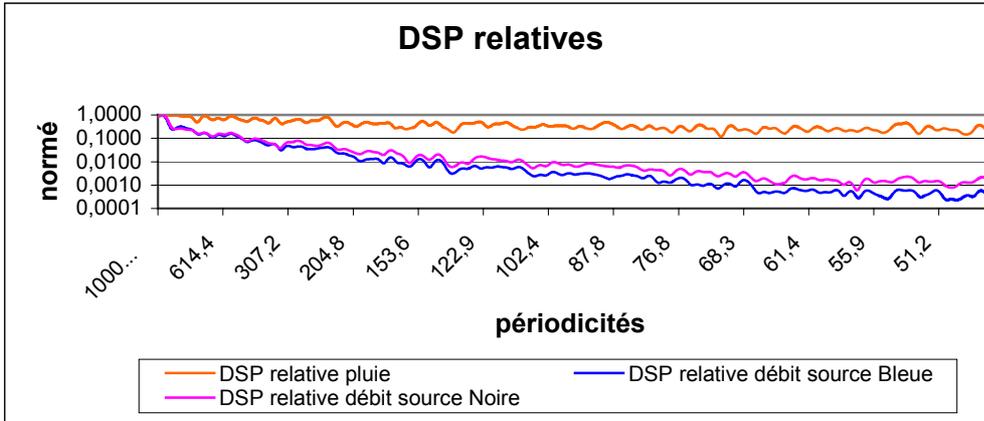


Illustration 36 - Densités Spectrales de Puissance relatives de la pluie et des débits.

L'étude des fonctions d'amplitudes et de cohérence ne recèle rien d'intéressant pour des périodicités en dessous de 100 jours (illustration 37). Comme pour les graphiques de la Font de Champdamoy [Chapitre II, § II.4], le déphasage augmente entre la pluie et les débits vers les fortes périodicités. Cependant, la source Bleue accuse, pour une même période, un retard légèrement supérieur du débit sur la pluie par rapport à la source Noire (illustration 38). Nous rappelons que le déphasage est défini à 180° près. Le gain indique une atténuation des hautes fréquences au profit d'une amplification des basses fréquences.

Ainsi, on reste toujours totalement aveugle sur le comportement du système pour les très hautes fréquences.

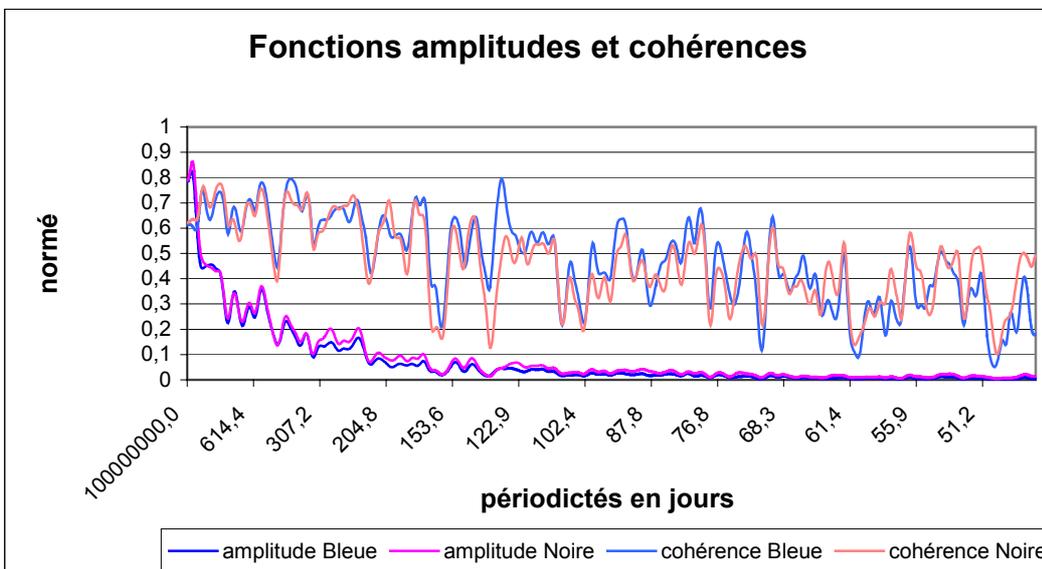


Illustration 37 - Graphiques des fonctions amplitudes et cohérences pour les deux sources.

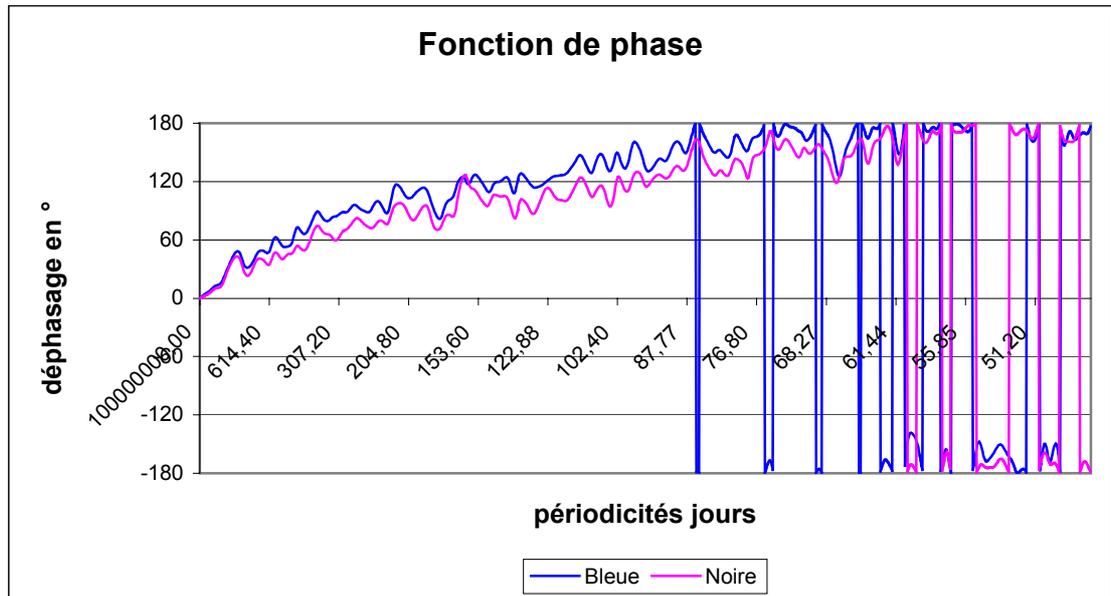


Illustration 38 - Représentation de la fonction de phase pour les deux sources.

#### (ii) Station de jaugeage de Cusance :

Dans un deuxième temps, nous analysons le système à la station de jaugeage. La chronique dont nous disposons, en annexe 8 est située entre le 01/01/1993 et le 31/12/2001 ; soit 3287 données de débit et seulement 2952 données de pluies brutes.

Globalement, il y a très peu de différence avec les corrélogrammes et les périodogrammes provenant des sources Bleue et Noire. L'effet mémoire est ici estimé entre 15 et 25 jours, ce qui est légèrement inférieur aux deux sources seules. Etant donné que seul le corrélogramme fournit une idée du comportement du système pour une gamme de temps suffisamment courte, on voit sur celui-ci (illustration 39) une structure quasiment identique aux deux sources :

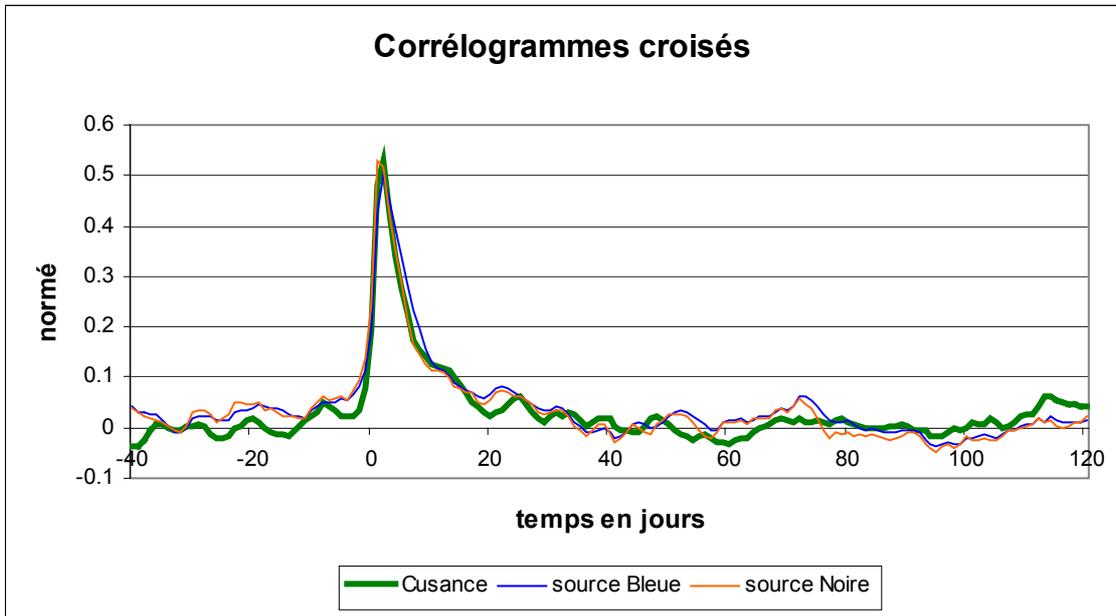


Illustration 39 - Corrélogrammes croisés pour les deux sources et la station de Cusance.

Le temps de régulation y est légèrement supérieur à 40 à 45 jours. Dans le tableau : illustration 40, sont résumées les informations relatives aux valeurs des paramètres de l'analyse corrélatoire et spectrales :

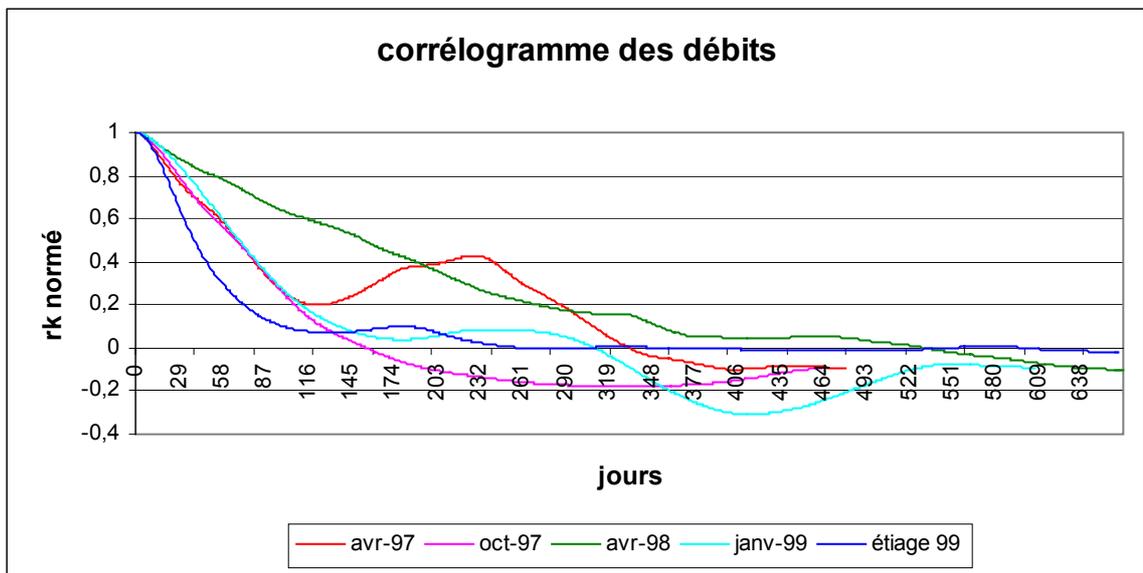
NOM	EFFET MÉMOIRE ( $R_k = 0.2$ )	FRÉQUENCE DE COUPURE	TEMPS DE RÉGULATION
SOURCES BLEUE & NOIRE	<b>20 à 25 jours</b>	?	<b>35 à 40 jours</b>
STATION DE JAUGEAGE DE CUSANCE	<b>15 à 25 jours</b>	?	<b>40 à 45 jours</b>

Illustration 40 - Différences des valeurs des paramètres des analyses corrélatoires et spectrales entre les deux sources et la station de jaugeage.

**B. Pas de temps horaire**

**(i) Analyse corrélatoire**

Selon le nombre de donnée pour chacune des cinq périodes considérées, la troncature des corrélogrammes est variable entre 463 et 666 heures. Les corrélogrammes de la pluie sont présentés en annexe 9. A partir des corrélogrammes simples du débit, nous pouvons déterminer la valeur de l'effet mémoire du système (illustration 41). Cette valeur varie beaucoup selon les périodes considérées de 76 heures en étiage en passant à 114 heures en octobre/janvier et à environ 286 heures en avril. Ce qui donne un effet mémoire compris entre 4 et 12 jours. Cette valeur est plus faible que celle approximativement estimé à un pas journalier (entre 15 et 25 jours).



*Illustration 41 - Représentations des corrélogrammes simples de débit à différentes périodes.*

I s'avère que la période située en milieu de cycle, celle du 05/01/1999 au 21/03/1999, ne peut pas être interprétée (annexe 9). En effet, le corrélogramme de la pluie est quelque peu autocorrélé alors le corrélogramme croisé ne peut pas représenter l'hydrogramme unitaire. De plus, il faut être prudent quant à l'interprétation du corrélogramme croisé de la période d'octobre 1997 (en rose sur l'illustration 41) car le corrélogramme de la pluie se trouve être aussi légèrement autocorrélé.

Sur l'illustration 42 est représentés les corrélogrammes croisés pour quatre périodes entre Avril 1997 et Septembre 1999 :

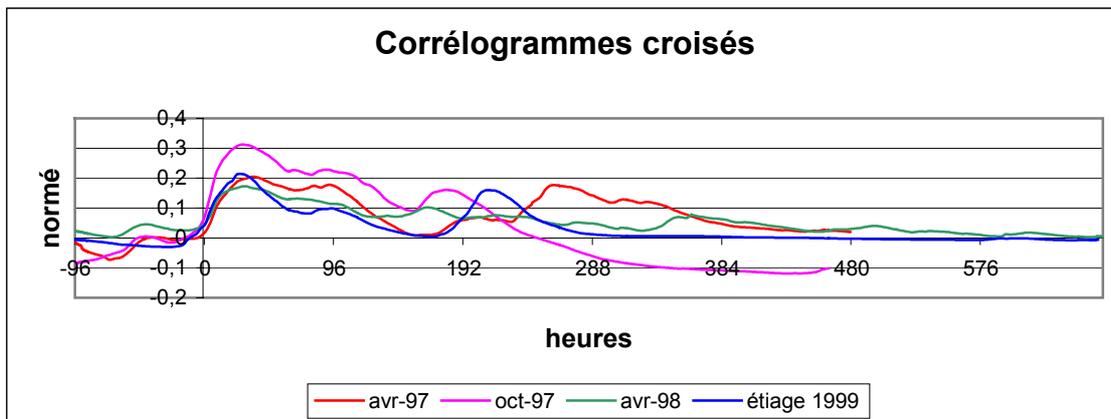


Illustration 42 - Corrélogrammes croisés des périodes d'avril 97, octobre 97, avril 98 et juillet 99.

Le temps de régulation du système varie entre 288 heures (~12 j) en étiage jusqu'à 580 heures (~24 j) en avril 98. Nous n'avons pas tenu compte du temps de régulation de la période d'octobre 1997 car le résultat est manifestement biaisée (valeurs négatives du corrélogramme à partir de 250 heures) par l'autocorrélation légère de la pluie. Ce temps de régulation apparaît largement plus faible que celui estimé avec un pas de temps journalier.

D'une manière générale, nous observons une plurimodalité de l'hydrogramme unitaire quelle que soit la période d'échantillonnage. Un premier pic, le plus important, a son maximum entre 30 et 40 heures (~1.4 j), puis un deuxième maximum apparaît à environ 96 heures (4 j) pour toutes les périodes d'étude. Ensuite la localisation des autres pics diffère, selon les périodes considérées.

En période d'étiage (en bleue), un deuxième mode apparaît pour environ 213 heures (9 jours). Celui-ci est unique, bien marqué contrairement aux périodes d'avril 97 et 98 où ce deuxième mode est beaucoup plus étalé, avec plusieurs variations. En rouge, le deuxième mode comporte à l'intérieur trois variations à 203 (8.45 j), 260 (10.83 j) et 330 (13.75 j) heures qui n'apparaissent pas ou peu l'année suivante en vert. En effet en avril 98, un pic se situe à 168 heures (7 j) et un autre à 364 heures (15.2 j). Il semble que le deuxième mode soit plus atténué en avril 98 dû à un étalement de la réponse du système.

En début de cycle hydrologique (en rose), bien que le corrélogramme croisé ne représente pas correctement l'hydrogramme unitaire, un pic unique à 182 heures (7.6 j) apparaît.

L'amplitude de l'hydrogramme montre une variation en fonction de la période dans le cycle hydrologique. En début de cycle (en rose) l'amplitude est maximale puis semble diminuer au fur et à mesure de l'éloignement dans le cycle hydrologique pour revenir à son amplitude initiale au cycle suivant.

Il est clair qu'un travail sur plusieurs cycles et sur différentes périodes de chaque cycle permettrait de préciser le comportement du système en fonction de l'état de la recharge. Néanmoins, ce premier examen des corrélogrammes croisés montre une variation de l'hydrogramme unitaire au cours du cycle hydrologique. Trois phases peuvent être distinguées :

1. en début de cycle où le temps pour revenir à l'état initial serait le plus bref, avec une transmission maximale du système ;
2. en milieu/fin de cycle où le temps de régulation serait le plus long et son amplitude très variable selon les épisodes pluvieux antécédents ;
3. en étiage où le temps de régulation et l'amplitude seraient intermédiaire.

Dès 1979, S. J. Dreiss avait noté cette variabilité des sources karstiques suivant la période de l'année. De plus, les travaux de Mangin (1996) sur le système karstique d'Aliou (dans les Pyrénées Ariégeoise) sur des séries traitées de juillet 1993 à février 1996 ont montré que la réponse impulsionnelle différait d'une période à l'autre ; qu'elle ne variait pas de façon anarchique mais très progressivement entre deux formes gardant des caractéristiques communes ; qu'elle ne reproduisait jamais exactement la même forme et enfin qu'elle pouvait parfois présenter deux ou plusieurs modes. Cette absence d'une réponse impulsionnelle constante traduit par définition des systèmes non stationnaires.

La plurimodalité dans la réponse impulsionnelle s'explique d'une part par le fait que la station de jaugeage de Cusance regroupe trois exutoires karstiques distincts en parallèles, d'autre part par l'existence de non linéarités. On sait, en effet, que les non linéarités dans le cheminement vers un comportement chaotique font apparaître des phénomènes de dédoublement (Manneville, 1991 ; Gouyet, 1992 ; Medio, 1992 in Mangin, 1996) se traduisant par une réponse oscillante.

## **(ii) analyse spectrale**

Sur l'illustration 43, sont représentées les Densités Spectrales de Puissance relatives des débits en fonction des périodes d'études :

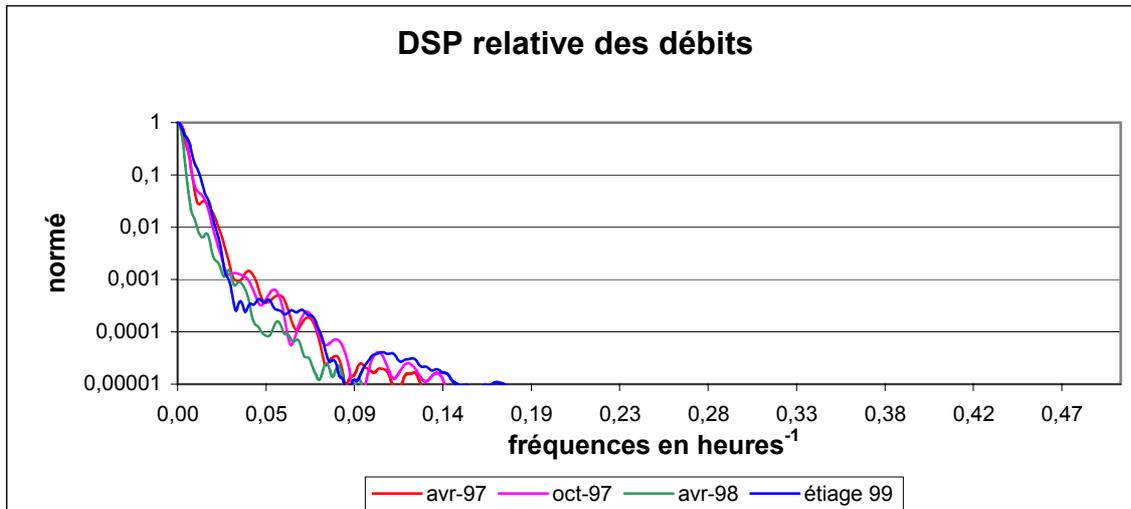


Illustration 43 - Représentation des DSP relatives des débits pour les quatre périodes.

La fréquence de coupure pour laquelle la DSP relative (illustration 43) est négligeable varie selon la situation dans le cycle. Elle se situe entre 0,09 heures<sup>-1</sup> (~11 h) en avril et 0,15 heures<sup>-1</sup> (~7 h) en étiage 1999. Cela signifie d'une part que l'inertie de cet ensemble karstique est très faible (7 h) et que cette inertie varie en fonction l'état de la recharge du système. Cela montre que plus les réserves du système sont faibles (en étiage et en début de cycle hydrologique) plus le système réagit rapidement. On parle ici des réserves dans l'ensemble du système aussi bien dans la zone noyée et dans la zone d'infiltration, qu'en surface.

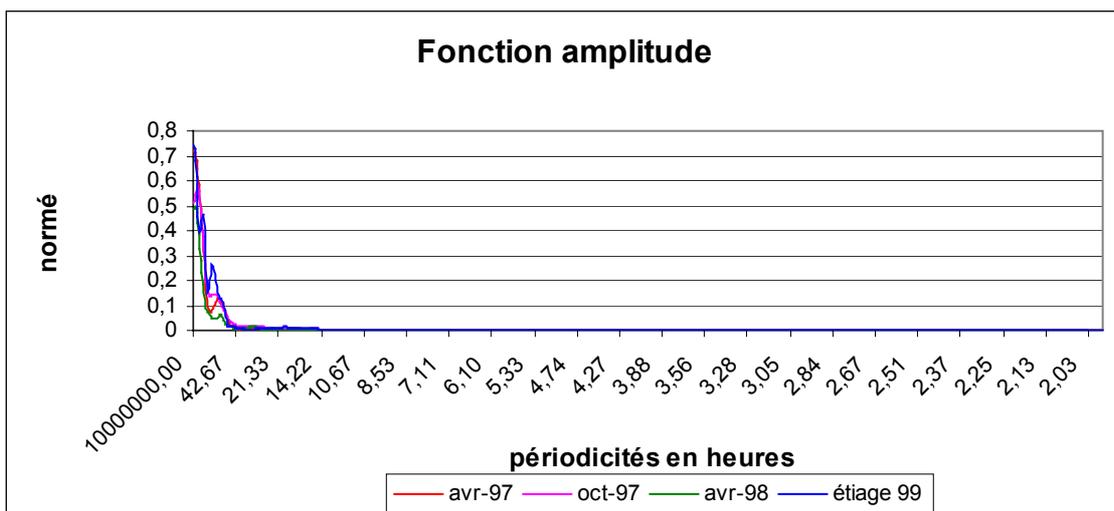


Illustration 44 - Fonctions amplitudes pour les différentes périodes.

Les fonctions amplitudes (illustration 44) montrent que, en dessous de périodicités de 50 heures, la covariance des signaux entrée et sortie est très faible. Alors que les signaux ne sont soit pas corrélés soit non périodiques. On observe un faible pic pour toute les périodes analysés : le pic à l'étiage 1999 est le plus accentué et se situe vers 89 heures ; le pic le moins accentué, d'avril 1998, se situe vers 64 heures.

Les fonctions de cohérence (annexe 10) montrent plusieurs pics dont un correspond au pic de la fonction amplitude. Il existe donc bien une relation de causalité linéaire pluie/débit aux périodicités précédentes. Les autres pics signifient qu'il existe une relation linéaire entre la pluie et le débit mais que ces signaux ne sont pas périodiques vu que la covariance reste faible en dessous de 50 heures.

Les fonctions de phase (annexe 11) permettent de connaître le déphasage entre la pluie et le débit pour les signaux périodiques compris entre 64 et 89 heures de périodicités :

- Etiage 1999,  $T_o = 89h$  et déphasage =  $95^\circ$  donc le retard du débit sur la pluie est égal à 23.5 heures ;
- Octobre 97,  $T_o = 76h$  et déphasage =  $117^\circ$  donc le retard du débit sur la pluie est égal à 24.7 heures ;
- Avril 97,  $T_o = 66h$  et déphasage =  $152^\circ$  donc le retard du débit sur la pluie est égal à 27.8 heures ;
- Avril 98,  $T_o = 64h$  et déphasage =  $142^\circ$  donc le retard du débit sur la pluie est égal à 25.2 heures ;

On observe une légère augmentation du retard, selon la période du cycle hydrologique. La fréquence de coupure montrait exactement le même phénomène de propagation plus rapide de l'impulsion en étiage et en début de cycle qu'en milieu et fin de cycle.

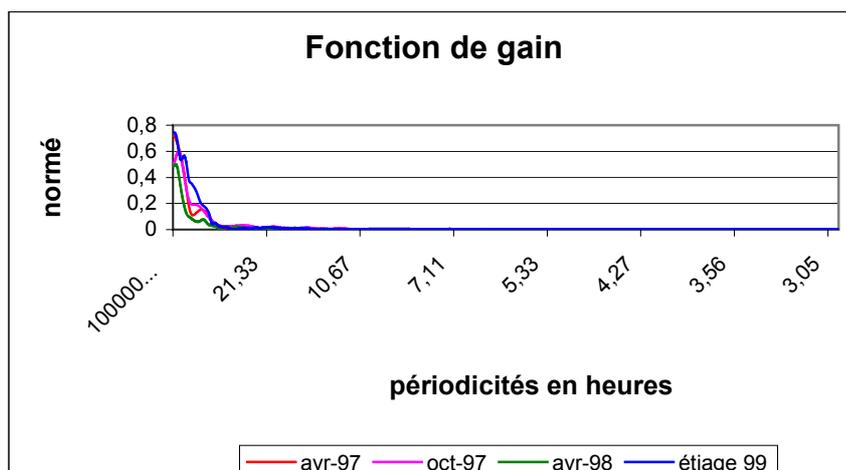


Illustration 45 - Fonctions de gain pour les différentes périodes considérées.

Les fonctions de gain (illustration 45) ont une allure très similaire aux fonctions d'amplitude. À l'inverse de ce qu'avaient laissé penser les corrélogrammes croisés (illustration 42), l'amplification du signal est supérieure pendant l'étiage 1999, ce qui est équivalent à un meilleur transfert de l'information entre l'entrée et la sortie. Les fonctions de gain des périodes d'avril 1997 et 1998 ont un gain relativement plus faible. Autrement dit, il existe une perte du signal qui peut s'expliquer par soit un stockage de l'information dans le système (accumulation de réserves), soit par une perte du signal (fuites vers d'autres systèmes).

Finalement, une grande différence apparaît dans l'estimation du temps de régulation en fonction de l'échantillonnage horaire ou journalier. Ainsi l'intérêt d'utiliser un pas horaire permet d'une part d'affiner le temps de régulation, l'effet mémoire et la fréquence de coupure ; d'autre part il met en évidence des non linéarités et des non stationnarités dans le comportement du système karstique en réponse à une impulsion.

#### **5.2.4. Synthèse des résultats**

Différents outils de traitement des données ont été appliqués aux chroniques de différentes stations de jaugeage du Doubs et de la Loue, ainsi qu'au niveau du système karstique de Cusance (sources Bleue et Noire, notamment).

##### **– Stations du Doubs et de la Loue**

L'ajustement de lois statistiques sur les valeurs de débits maximums mensuels extraits des séries journalières de quatre stations du Doubs de Glère à Besançon a permis de déterminer les périodes de retour et débits associés pour les différentes stations. Un fort accroissement du débit est situé entre les stations de Glère et Voujeaucourt, tout comme Branne et Besançon. Le premier est lié aux apports du Dessoubre qui draine un important bassin et le second peut être associé aux apports des systèmes karstiques de Cusance et d'Arcier. A ce stade, cette méthode ne permet pas de préciser des apports diffus dans le cours du Doubs par des eaux souterraines provenant du karst.

L'analyse des débits classés et la méthode d'interprétation associée développée par Mangin (1971), repris par Marsaud (1996) a été appliquée aux différentes stations du Doubs traités ainsi qu'aux sources du système de Cusance. L'information qualitative apportée par cette méthode est une mise en évidence de l'écrêtement des crues sur les différentes stations d'amont vers l'aval (limites de validité de la courbe de tarage pour les très forts débits). Les apports par d'autres systèmes sont possibles, comme on peut en faire l'hypothèse pour la station de Mathay. Néanmoins, cette méthode exploratoire a ses propres limites : elle ne permet pas de mettre en évidence des secteurs où les systèmes karstiques contribueraient de manière importante aux débits du Doubs.

## – Système de Cusance

Le travail sur le système de Cusance a permis d'appliquer à deux pas de temps différents trois outils d'analyse, à savoir les débits classés, les analyses corrélatoires et spectrales et l'analyse des courbes de récession. Appliquer aux débits classés, l'analyse permet d'affiner les ruptures de pentes au niveau des classes de débits. L'analyse des récessions a permis de distinguer deux comportements bien différents entre un système bien drainé avec peu de réserves dans la zone noyée (source Bleue) et l'autre moins bien drainé, avec des réserves dix fois plus importante dans la zone noyée (source Noire). Le passage d'un pas journalier à un pas horaire dans le traitement des séries de données, précise l'ajustement des paramètres liés à l'infiltration ( $\eta$  et  $\epsilon$ ). L'analyse des récessions, avec des valeurs journalières de débit, c'est à dire une moyenne sur 24h des débits, montre une atténuation de la vitesse d'infiltration, ce qui correspond à une augmentation du paramètre retard à l'infiltration  $i$  par rapport à celui calculé aux débits horaires instantanés. Dans l'exemple de Cusance, cela peut conduire à modifier l'appartenance de l'ensemble de Cusance de la famille 2 à la famille 3 selon la classification de Mangin, mais seules deux récessions ont pu être analysées. Cette analyse des récessions à un pas horaire devra être généralisée selon le comportement des systèmes karstiques lors des crues dans le cas où ces systèmes se situent à la limite entre les familles 2 et 3 (zone en grisé sur l'illustration 46).

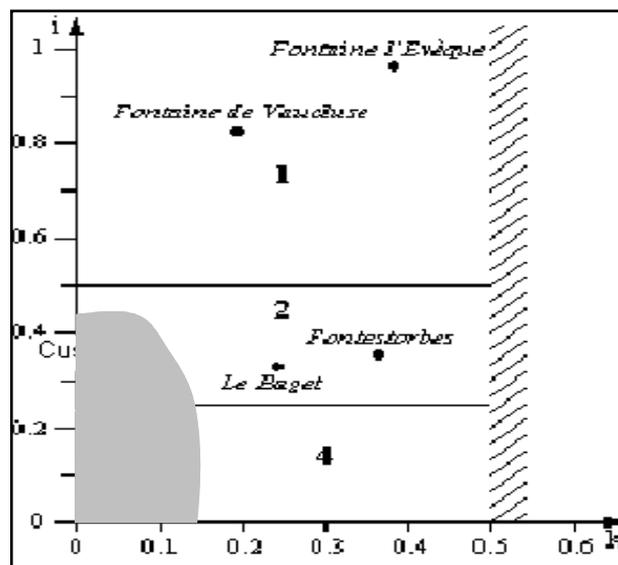


Illustration 46 - Positionnement de l'ensemble de Cusance selon la classification de Mangin, en grisé zone d'intérêt pour l'analyse des récessions à un pas horaire.

Le gain d'information sur ce système par les analyses corrélatoires et spectrales pour un pas horaire est très significatif. En effet, au pas journalier, la fréquence de coupure du système restait indéterminée et la différence de comportement entre les sources Bleue et Noire était imperceptible. A un pas horaire, la variabilité de la réponse

impulsionnelle a été mise en évidence, ainsi qu'une plurimodalité de l'hydrogramme unitaire. La complexité de la réponse impulsionnelle serait à la fois due à l'existence de trois sous-systèmes (sources Bleue, Noire et Alloz) mais aussi aux non linéarités et non stationnarités de cet ensemble karstique. Ainsi on retrouve des gammes de temps de régulation, d'effet mémoire et de fréquence de coupure de Cusance compatible avec les résultats des récessions, au pas de temps journalier, des sources Bleue et Noire. On peut établir une réponse médiane du système de Cusance entre les valeurs extrêmes. On obtient respectivement environ pour le temps de régulation, l'effet mémoire et la fréquence de coupure  $f_c$ : 18j, 8j et 9h.

### 5.3. MODELISATION INVERSE DES DEBITS

La modélisation inverse des débits permet la décomposition des hydrogrammes des différents cours d'eau mesurés aux différentes stations de jaugeage. Cette décomposition fait apparaître, pour un sous bassin donné, la contribution des eaux de surface et souterraines. Pour cela, deux techniques sont utilisées :

1. Le débit à l'exutoire du sous bassin est exprimé à partir du (des) débit(s) amont et de la pluie optimale sur le sous bassin (illustration 19). La contribution du sous-bassin est représentée sous la forme de deux réponses impulsionnelles du débit à la pluie, une réponse rapide, l'autre lente. La réponse rapide est brève et ne devient effective qu'après des pluies abondantes (réponse non linéaire). Elle est associée aux processus de transfert très brefs, ruissellement de surface de petits bassins imperméables ou effet de chasse dans la zone non saturée résultant d'un transfert de pression dans le réseau du karst. La réponse lente, quant à elle, fait apparaître un pic plus ou moins différé associé au ruissellement de surface et souterrain, suivi d'une longue récession associée à la vidange de la nappe alimentée grâce aux processus d'infiltration plus ou moins différés au travers de la zone non saturée. Appliquée au pas de 5 jours, cette technique permet de mettre en évidence les transferts lents et différés avec précision. Bien que dépourvue d'information directe sur l'état des nappes, cette technique offre néanmoins la possibilité de quantifier la contribution des eaux souterraines à partir de l'analyse de la réponse impulsionnelle lente qui, pour un retard supérieur ou égal à 20 jours, traduit les processus de vidange de la nappe. On remarque en effet une rupture de l'alimentation pour un retard compris entre 10 à 20 jours pour l'ensemble des sous bassins, ce qui suggère une modification des mécanismes de transfert.
2. Le débit à l'exutoire du sous-bassin est, là encore, exprimé à partir du (des) débit(s) amont et de la pluie optimale sur le sous-bassin, mais également à partir des variations piézométriques de la nappe en relation avec le réseau hydrographique. Dans ce cas, la contribution du sous bassin est représentée sous la forme de réponses impulsionnelles du débit à la pluie et aux variations piézométriques. Ces réponses sont toutes très courtes et permettent de différencier sans ambiguïté la contribution des eaux de surface et souterraines, quoique la réponse à la pluie puisse représenter à la fois le ruissellement sur une surface imperméable ou l'effet de chasse dans la zone non saturée. Appliquée au pas d'une journée, cette technique nécessite la connaissance a priori des poids

associés à chacun des processus, c'est-à-dire les contributions moyennes des différentes composantes du débit, ceci en raison de la petite surface des sous bassins, comparée à la surface du bassin amont. Ces poids sont déduits de l'analyse de la réponse impulsionnelle lente associée à la première technique.

### **5.3.1. Modélisation inverse des débits sans prise en compte de la piézométrie**

La méthode consiste à analyser la réponse impulsionnelle lente et rapide de chacun des sous bassins. La réponse impulsionnelle rapide ne s'active qu'après des pluies efficaces abondantes et représente soit les processus de ruissellement de surface sur les bassins imperméables, soit un effet de chasse dans la zone non saturée des calcaires fissurés. La réponse lente fait généralement apparaître un pic suivi d'une longue récession lorsque les processus d'infiltration diffèrent les écoulements vers le réseau hydrographique. L'analyse de cette réponse lente permet de différencier les types d'écoulement, peu et très différés. Les premiers qui ont lieu moins de 20 jours après une pluie sont dus au ruissellement de surface et souterrain alors que les seconds mettent en évidence la contribution des eaux souterraines, exclusivement.

La différenciation de ces différents types d'écoulement à partir de leur retard par rapport à la pluie permet de suivre de sous-bassin en sous-bassin la contribution des eaux souterraines comme le ferait un test de traçage, les différents sous bassins étant analysés de l'amont vers l'aval (Illustration 49).

La démarche qui est suivie est exposée au travers d'un exemple, le sous bassin de l'Allan entre Fesches et Courcelles.

#### **5.3.1.1. L'Allan de Fesches à Courcelles**

La surface du sous bassin est 395 km<sup>2</sup>. L'organigramme du modèle de transfert utilisé pour le débit de l'Allan à Courcelles est représenté sur la Illustration 47. Le débit de l'Allan en amont de Fesches contribue à hauteur de 47.5 % au débit de l'Allan à Courcelles.

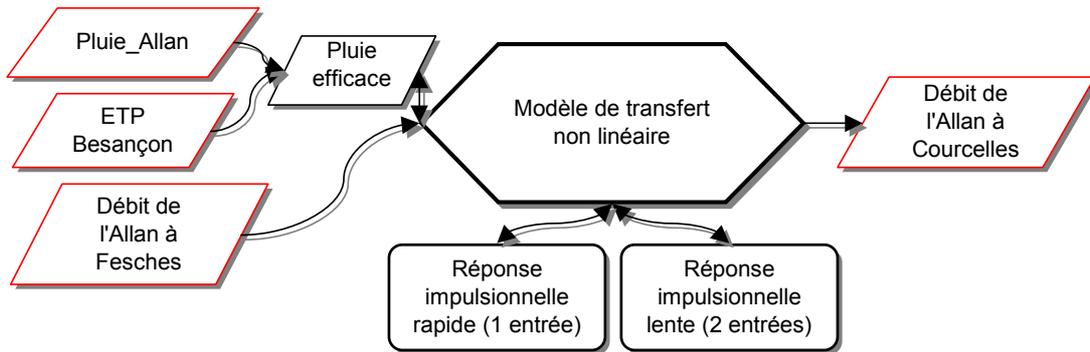


Illustration 47 - Organigramme du modèle du débit de l'Allan à Courcelles.

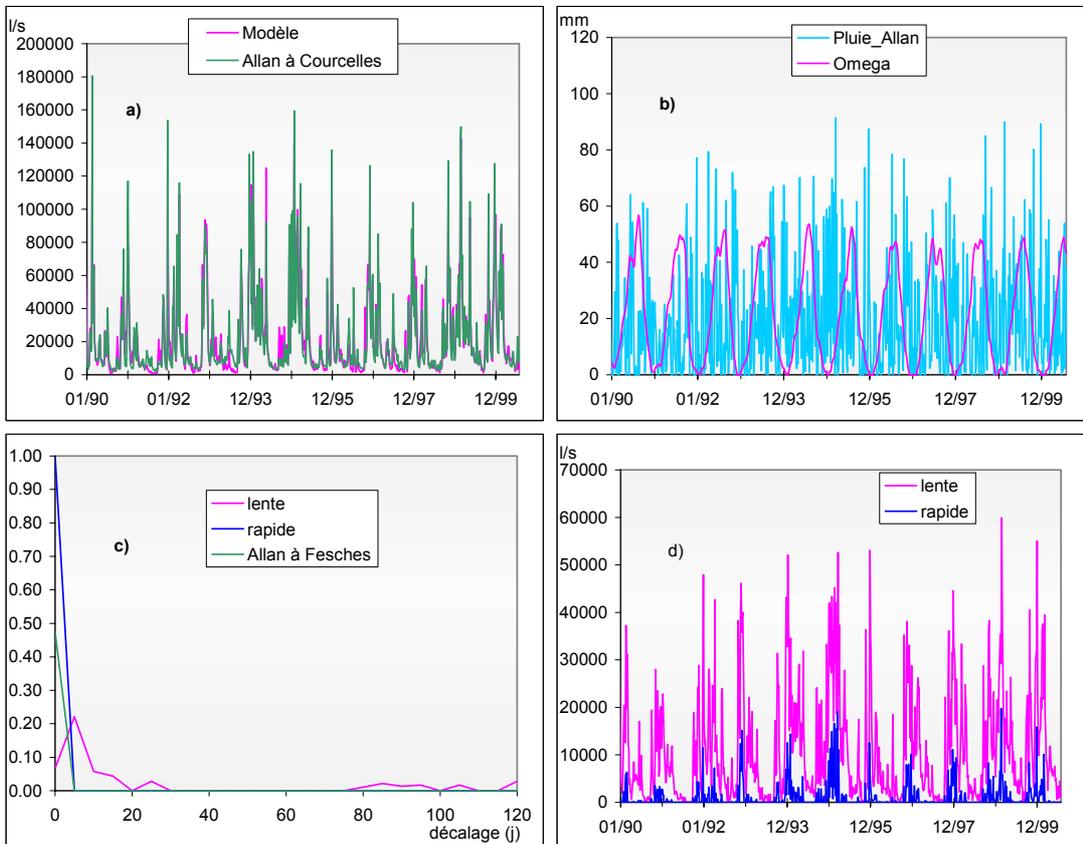


Illustration 48 - Modèle du débit de l'Allan à Courcelles - a) Comparaison du modèle aux observations (Critère de Nash = 0.90)- b) le seuil de pluie efficace Omega - c) la réponse impulsionnelle lente et rapide - d) la composante lente et rapide de l'hydrogramme correspondant au sous bassin (la contribution de l'Allan en amont de Fesches n'est pas représentée).

Le calcul de la pluie efficace fait appel à l'algorithme exposé en annexe (calcul du seuil de pluie efficace noté  $\Omega(t)$ ). La pluie efficace, c'est-à-dire la hauteur de pluie participant au transfert rapide, ruissellement de surface et effet de chasse dans la zone non saturée, est obtenue à partir de la hauteur de la pluie journalière à laquelle est retranché le seuil de pluie efficace. Si la différence est négative, la pluie efficace est nulle. Dans ce cas la pluie ne produit ni ruissellement ni transfert de pression dans la zone non saturée ; soit elle est évapotranspirée soit elle s'infiltré.

La décomposition de l'hydrogramme du sous bassin de l'Allan compris entre Fesches et Courcelles met en évidence (Illustration 48 c, d) :

1. Une composante rapide représentant probablement un effet de chasse dans la zone non saturée du sous bassin drainé par le Rupt et la Lizaine.
2. Une composante lente montrant un pic dû au ruissellement de surface et souterrain suivi d'une longue récession mettant en évidence les processus différés d'infiltration et d'alimentation du réseau hydrographique.

L'écoulement rapide est très bref, il se termine 5 jours après la pluie. Il ne devient effectif qu'après des pluies efficaces abondantes et représente en moyenne 1060 l/s.

L'écoulement lent fait apparaître deux régimes discernables grâce aux réponses impulsionnelles. Au-delà d'un décalage de 20 jours, le transfert concerne le soutien de l'étiage par les nappes souterraines dont la contribution est 2 740 l/s en moyenne (Illustration 49).

### **5.3.1.2. Synthèse de la décomposition des hydrogrammes**

La représentation des écoulements différés pour les différents sous-bassins met en évidence une forte contribution de la vallée du Doubs. A l'opposé, le bassin de l'Allan produit essentiellement du ruissellement de surface (le débit différé est faible), en amont de Fesches en particulier (illustration 49).

Le débit rapide moyen est relativement corrélé au débit différé (illustration 50), ce qui confirme l'hypothèse selon laquelle il est généré par la zone non saturée (effet de chasse, c'est-à-dire un transfert de pression au travers du réseau karstique ou de fractures).

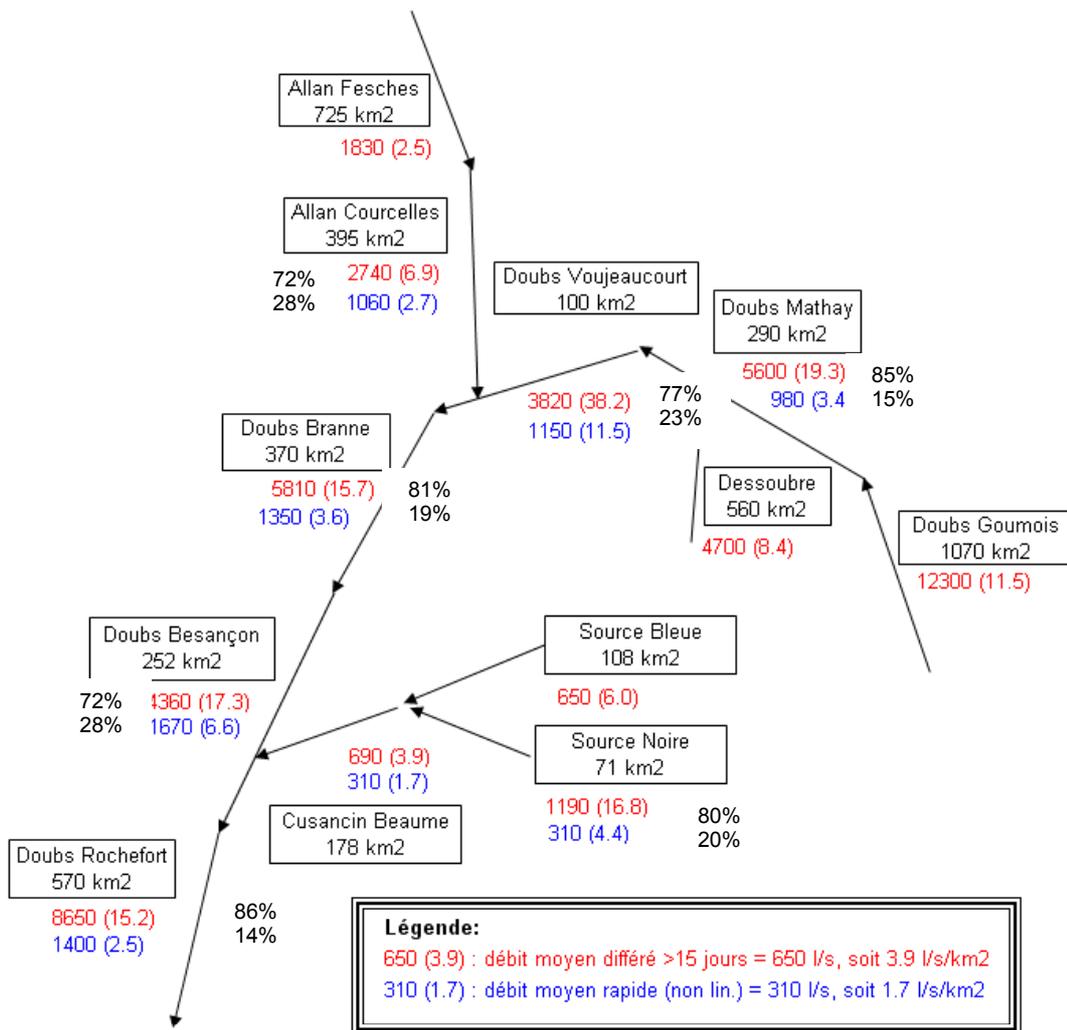
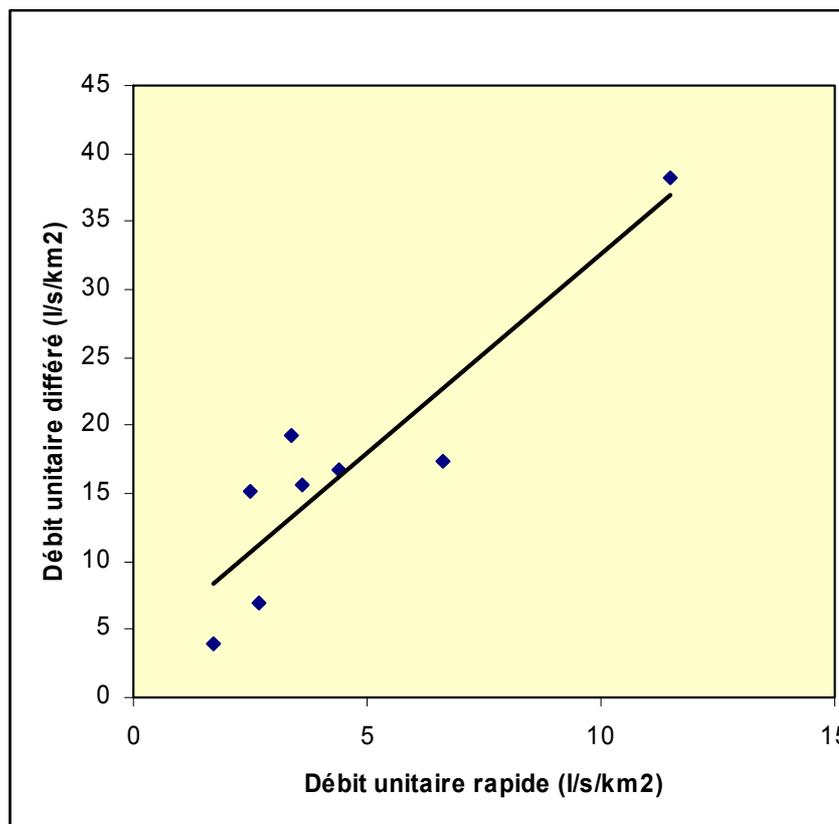


Illustration 49 - Représentation des différents types d'écoulement par sous bassins. Les débits moyens rapides non représentés n'ont pu être estimés en raison de la mauvaise qualité de l'ajustement du modèle. Les pourcentages correspondant à la répartition de l'écoulement moyen rapide et différé sont indiqués sur la figure.

Cette représentation des différents types d'écoulement par sous-bassins met en évidence que la contribution des eaux souterraines par le karst est de l'ordre de 20% à l'échelle de plusieurs cycles hydrologiques. A noter que la contribution du karst peut être même inférieure, le débit moyen rapide utilisé pour calculer ce pourcentage intégrant également le ruissellement. Ces valeurs donnent des ordres de grandeur de la contribution possible des eaux souterraines du karst aux débits du Doubs.



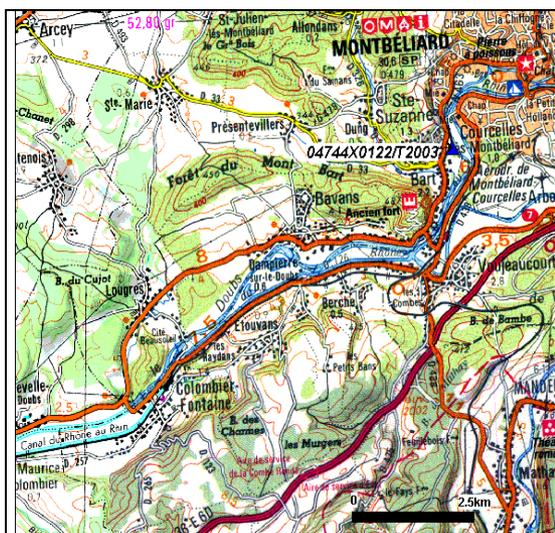
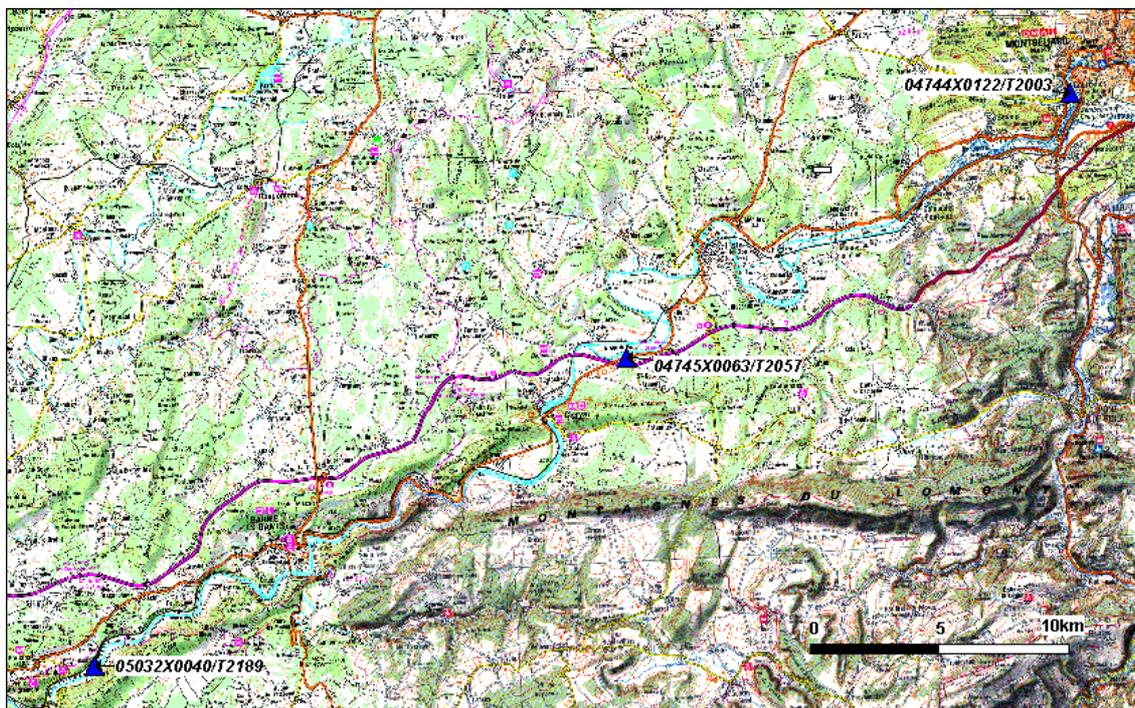
*Illustration 50 - Droite de tendance entre le débit unitaire rapide et différé des différents sous-bassins.*

### 5.3.2. Modélisation inverse des débits avec prise en compte de la piézométrie

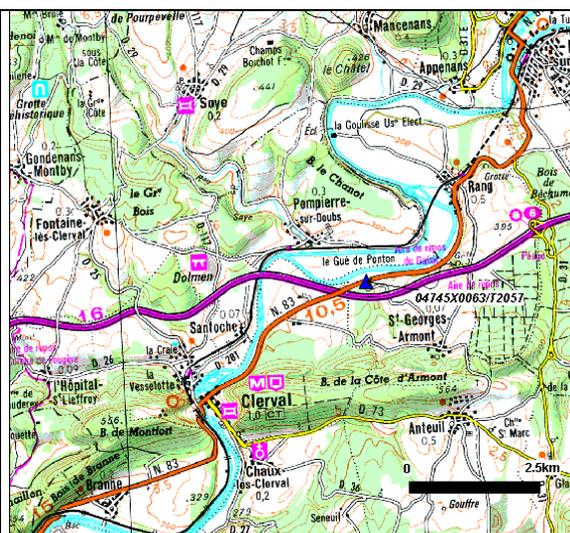
Trois sous bassins drainés par le Doubs sont étudiés, limités respectivement par les stations

1. de Mathay, Courcelles (Allan) et Voujeaucourt (surface = 100 km<sup>2</sup>)
2. Voujeaucourt et Branne (surface = 370 km<sup>2</sup>)
3. Branne et Besançon (surface = 252 km<sup>2</sup>).

en considérant la piézométrie. Les piézomètres ont été sélectionnés à partir de la base de données ADES, ainsi qu'en considérant les études antérieures, notamment portant sur l'étude hydrogéologique pour VNF (canal du Rhin). Ces piézomètres concernent essentiellement les nappes alluviales en lien potentiel avec le karst. Aucun des piézomètres interceptent directement l'aquifère karstique. L'ensemble de ces sous bassins dont la surface est 722 km<sup>2</sup> couvre 16 % de la surface totale drainée par le Doubs et ses affluents à Besançon (4 400 km<sup>2</sup>) (illustration 51).



(a)



(b)

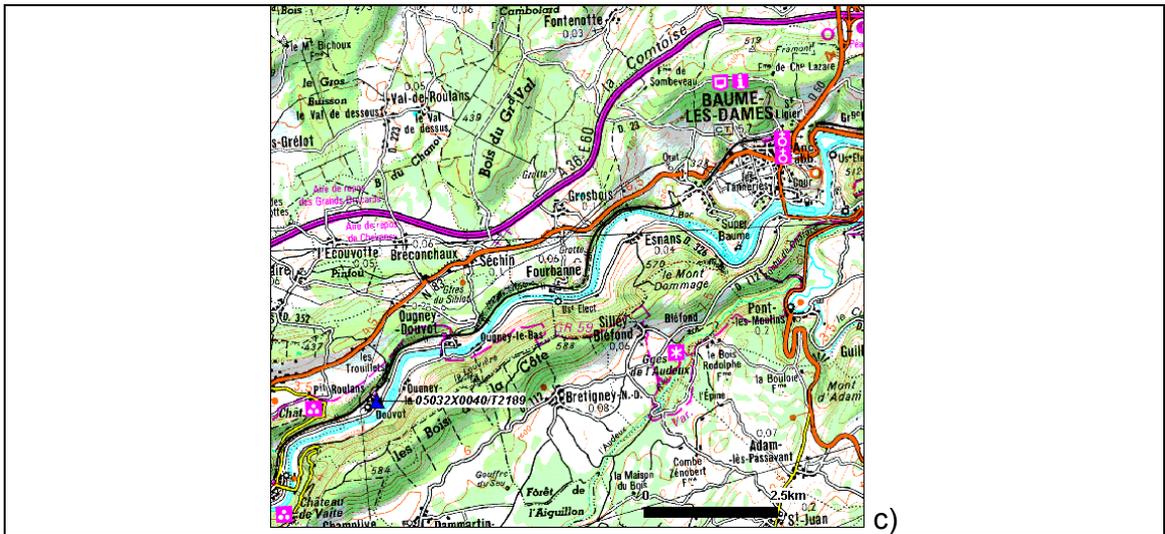


Illustration 51 - Localisation des piézomètres utilisés dans la modélisation inverse; situation générale et localisation détaillée (a), (b) et (c).

### 5.3.2.1. Le Doubs à Voujeaucourt

L'organigramme du modèle est représenté sur l'illustration 52. La sortie est le débit du Doubs mesuré à la station de jaugeage de Voujeaucourt. Les entrées sont au nombre de 4 :

- 1) la pluie efficace calculée à partir de la pluie 'Pluie\_Vouj.' et de l'ETP à Besançon
- 2) le niveau piézométrique 04744X0122 (Illustration 53) mesuré par rapport à son niveau de référence (305.71m), soit le minimum observé.
- 3) le Débit du Doubs mesuré en amont de Voujeaucourt, à la station de Mathay.
- 4) le Débit l'Allan à Courcelles, l'Allan se jetant dans le Doubs en amont de Voujeaucourt.

La décomposition de l'hydrogramme du Doubs à Voujeaucourt met en évidence les contributions :

- 1) des débits amont
- 2) des eaux souterraines à l'alimentation du sous bassin délimité par les 3 stations de jaugeage Voujeaucourt, Mathay et Courcelles dont la surface est 100 km<sup>2</sup>.
- 3) du transfert rapide sur ce sous bassin.

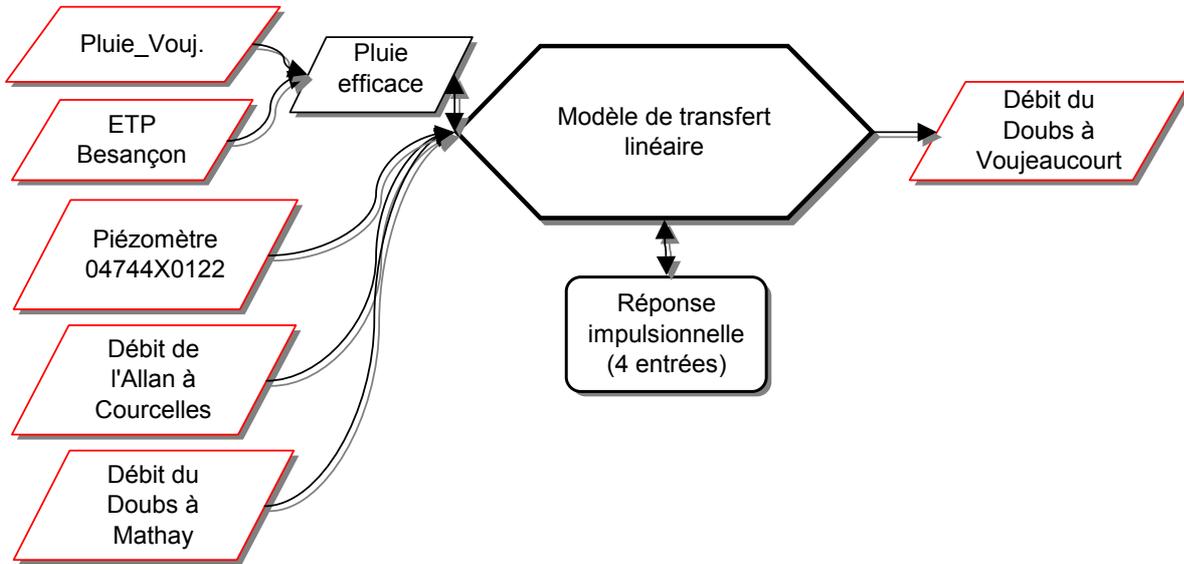


Illustration 52 - Organigramme du modèle de transfert destiné à décomposer le débit du Doubs à Voujeaucourt (sortie) en fonction de la pluie efficace, du niveau piézométrique 04744X0122, du débit amont mesuré à la station Mathay et du débit de l'Allan à Courcelles.

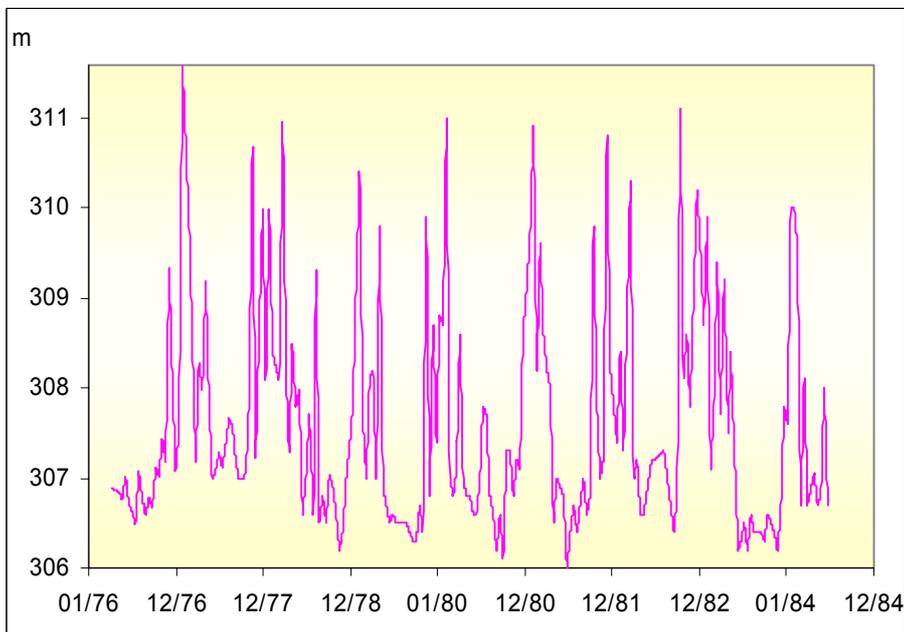


Illustration 53 - Le piézomètre 04744X0122 utilisé dans le modèle.

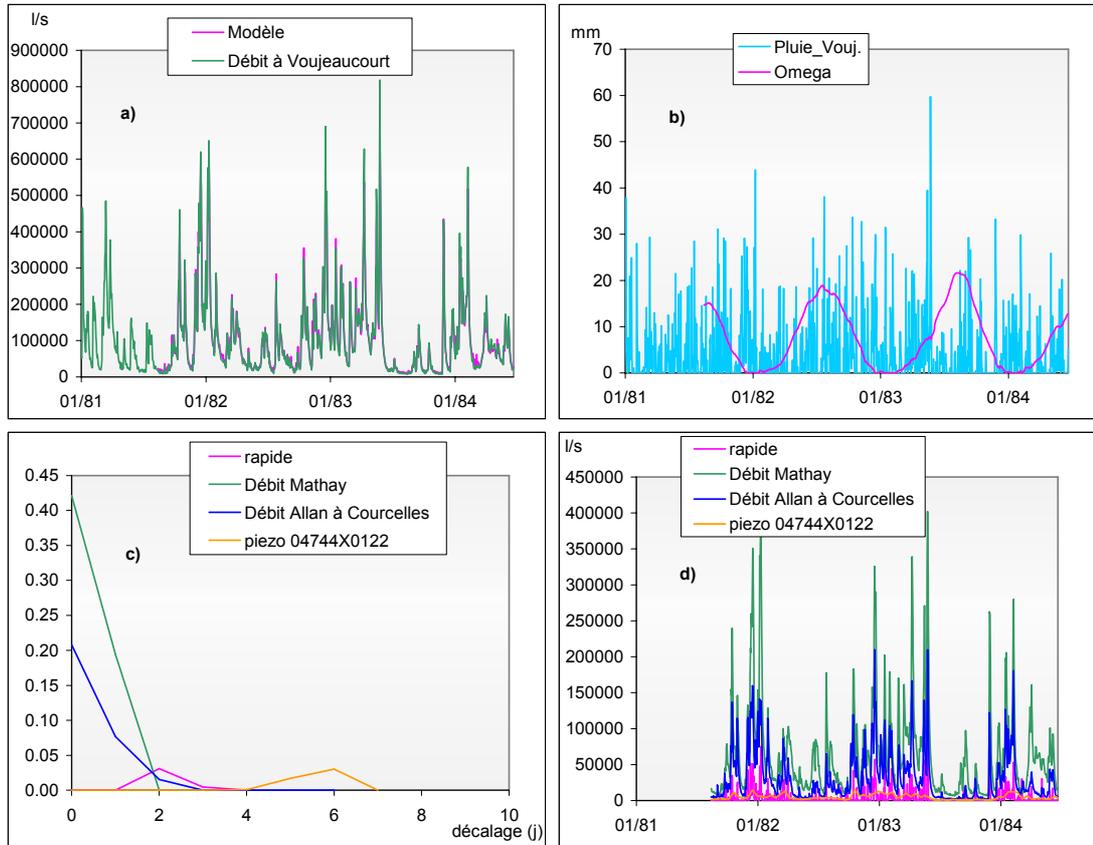


Illustration 54 - Le Doubs à Voujeaucourt (pas journalier)  
 a) Comparaison du modèle aux observations – Nash = 0.98 - b) Le seuil Oméga - c) Les réponses impulsives du débit - d) Les quatre composantes du débit.

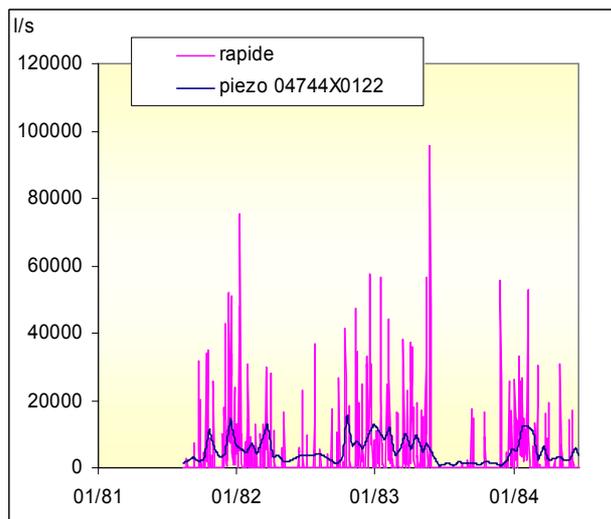


Illustration 55 - Les 2 composantes du débit produites par le sous bassin limité par les stations de Voujeaucourt, Mathay et Courcelles.

La contribution des différentes composantes au débit du Doubs est 3.6 % pour la composante rapide dont la durée est très brève, 4.8 % pour les eaux souterraines, 30.0 % pour le débit de l'Allan et 61.6 % pour le débit du Doubs amont. La réponse impulsionnelle du débit au niveau piézométrique est différée de 6 jours (illustration 54c). L'analyse de la crue du 26/5/1983 (débit de pointe = 818 000 l/s) montre que 96000 l/s sont produits par le transfert rapide sur le sous-bassin ; la contribution des eaux souterraines est faible, égale à 5 500 l/s ( $< 1$  %) (Illustration 55).

La réponse impulsionnelle au débit de l'Allan est davantage différée que la réponse impulsionnelle au débit du Doubs, probablement en raison de la morphologie de l'Allan entre Courcelles et la confluence (Illustration 54c).

### **5.3.2.2. Le Doubs à Branne**

L'organigramme du modèle est similaire au précédent ; le piézomètre 04745X0063 est utilisé (Illustration 566). La sortie est le débit du Doubs mesuré à la station de jaugeage de Branne. Les entrées sont au nombre de 3 :

- 1) la pluie efficace calculée à partir de la pluie 'Pluie\_Bra.' et de l'ETP à Besançon
- 2) le niveau piézométrique 04745X0063 (Illustration 57) mesuré par rapport à son niveau de référence (269.66m), soit le minimum observé.
- 3) le Débit du Doubs mesuré en amont de Branne, à la station de Voujeaucourt.

La décomposition de l'hydrogramme du Doubs à Branne met en évidence les contributions (Illustration 58 et Illustration 59) :

- 1) du débit amont
- 2) des eaux souterraines à l'alimentation du sous bassin délimité par les 2 stations de jaugeage Branne et Voujeaucourt dont la surface est 370 km<sup>2</sup>.
- 3) du transfert rapide sur ce sous-bassin.

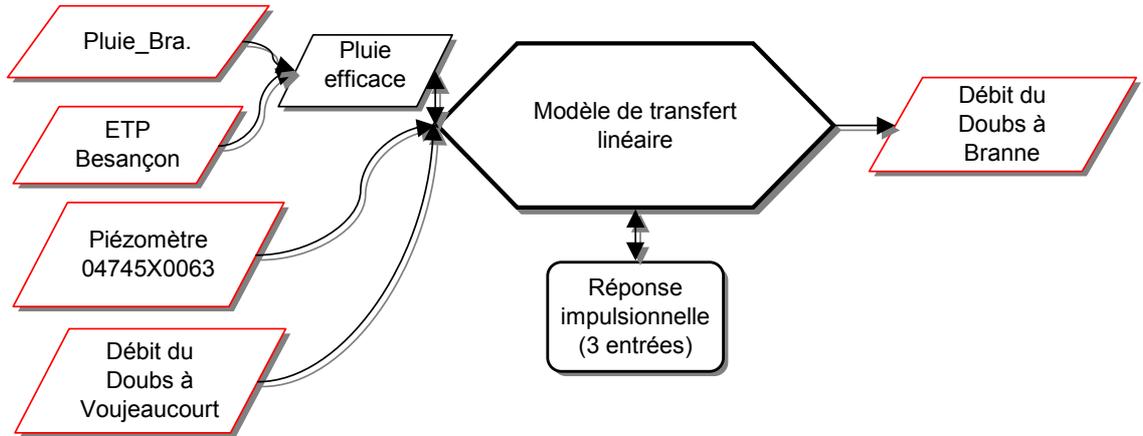


Illustration 56 - Organigramme du modèle de transfert destiné à décomposer le débit du Doubs à Branne (sortie) en fonction de la pluie efficace, du niveau piézométrique 04745X0063 et du débit amont mesuré à la station Voujaucourt.

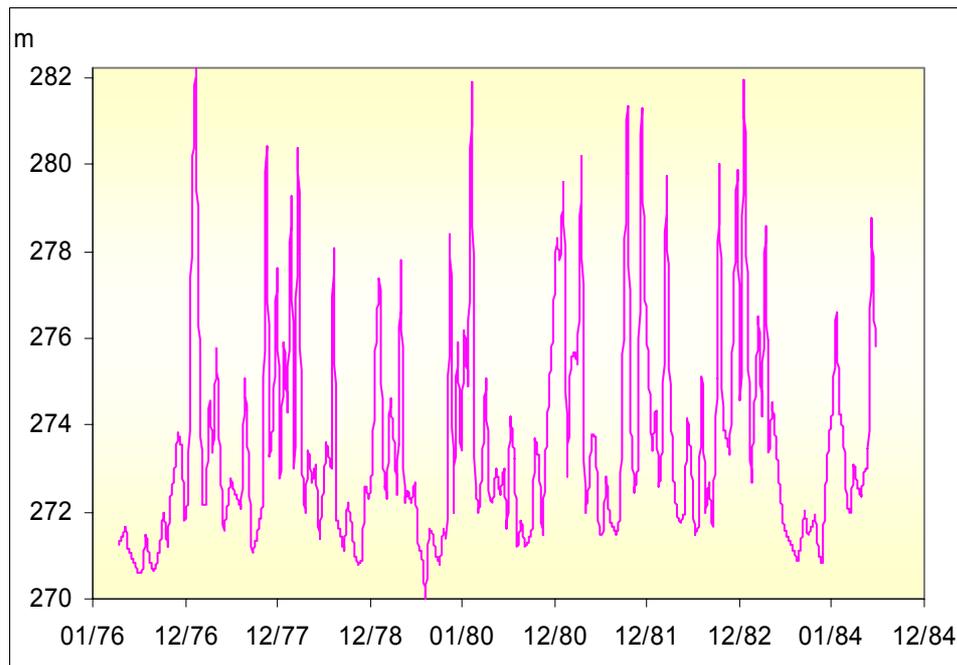


Illustration 57 – Le piézomètre 04745X0063 utilisé dans le modèle.

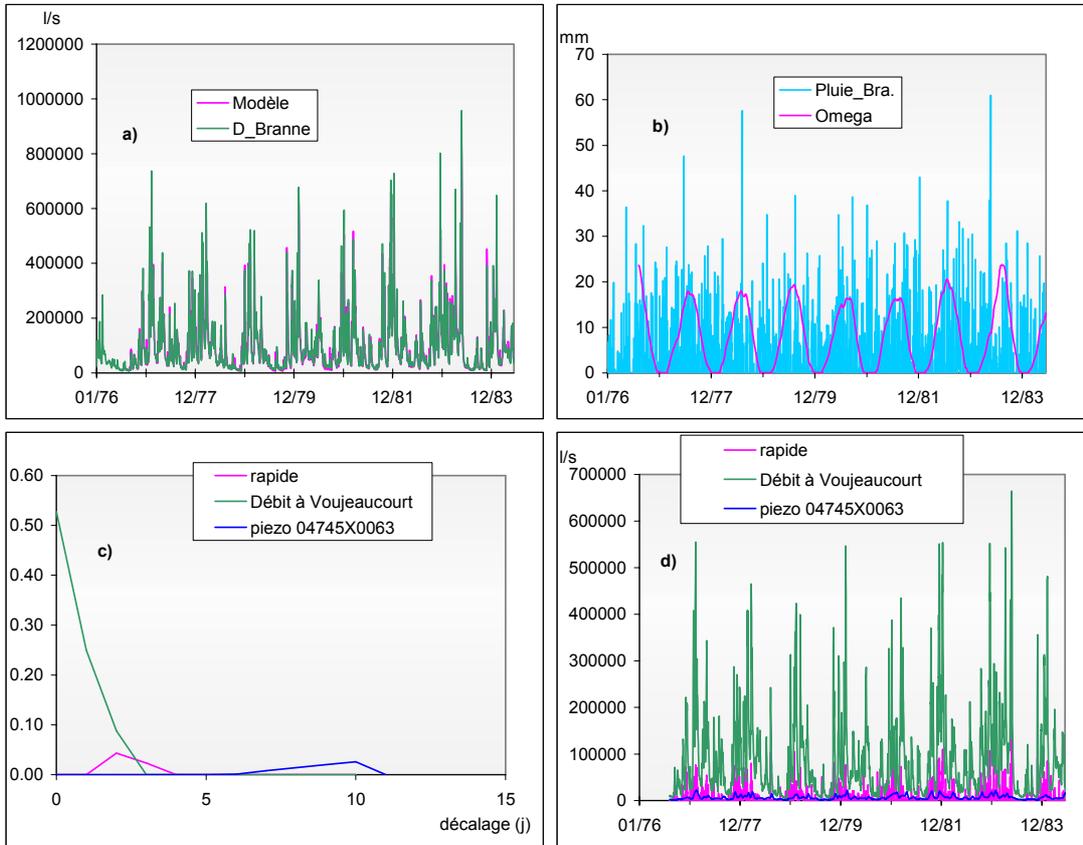


Illustration 58 - Le Doubs à Branne (pas journalier)

a) Comparaison du modèle aux observations – Nash = 0.98 - b) Le seuil de ruissellement Oméga - c) Les réponses impulsionnelles du débit - d) Les trois composantes du débit

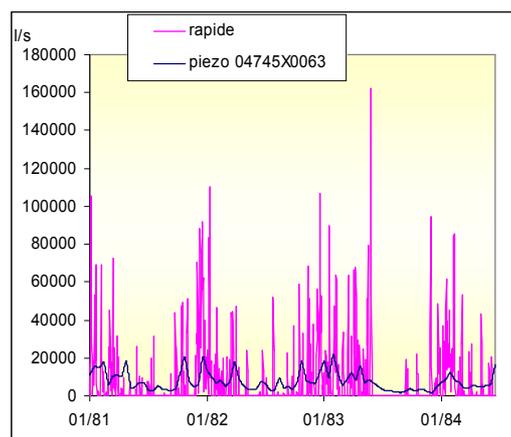


Illustration 59 - Les 2 composantes du débit produites par le sous bassin limité par les stations de Branne et Voujeaucourt.

La contribution des différentes composantes au débit du Doubs est 6.6% pour la composante rapide dont la durée est de quelques jours, 6.8 % pour les eaux souterraines et 86.5 % pour le débit amont. La réponse impulsionnelle du débit au niveau piézométrique est différée d'une dizaine de jours (Illustration 58c). La contribution du ruissellement est très brève comme pour le sous-bassin précédent (Illustration 59) alors que celle des eaux souterraines est très soutenue au cours de l'année. L'analyse de la crue du 26/5/1983 (débit de pointe = 957 000 l/s) montre que 162 000 l/s sont issus du transfert rapide sur le sous-bassin et seulement 7 800 l/s proviennent des eaux souterraines (< 1 %). Là encore, le débit d'étiage provient exclusivement des eaux souterraines du sous bassin.

### **5.3.2.3. Le Doubs à Besançon**

L'organigramme du modèle de transfert utilisé pour le débit du Doubs à Besançon est représenté sur la Illustration 6060. La sortie est le débit du Doubs mesuré à la station de jaugeage de Besançon. Les entrées sont au nombre de 4 :

- 1) La pluie efficace calculée à partir de la pluie 'Pluie\_Bes.' et de l'ETP à Besançon
- 2) Le niveau piézométrique 05032X0040 (Illustration 61) mesuré par rapport à son niveau de référence (245.26m), soit le minimum observé. Ce piézomètre réagit très rapidement après des épisodes de pluie, ce qui le rend particulièrement intéressant puisqu'il traduit à la fois les phénomènes de recharge rapides et différés. La fréquence d'échantillonnage est de l'ordre de 3 mesures par mois.
- 3) Le Débit du Doubs mesuré en amont de Besançon, à la station de Branne.
- 4) Le Débit du Cusancin mesuré à la station de Baume les Dames.

De cette manière, la décomposition de l'hydrogramme du Doubs à Besançon met en évidence les contributions :

- 1) Du débit amont et du débit du Cusancin
- 2) Des eaux souterraines à l'alimentation du sous bassin délimité par les 3 stations de jaugeage Branne, Baume (sur le Cusancin) et Besançon.
- 3) Du débit rapide sur ce même sous-bassin.

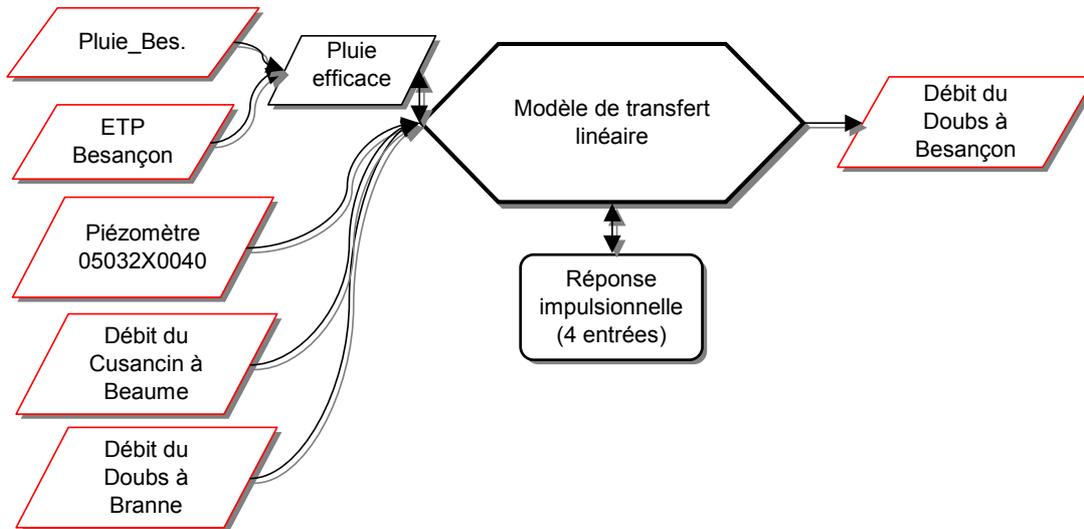


Illustration 60 – Organigramme du modèle de transfert destiné à décomposer le débit du Doubs à Besançon (sortie) en fonction de la pluie efficace, du niveau piézométrique, du débit amont mesuré à la station Branne et du débit du Cusancin.

La contribution des différentes composantes au débit du Doubs est 5.9 % pour le transfert rapide, 4.5 % pour les eaux souterraines, 81.4 % pour le débit amont et 8.1 % pour le Cusancin. Le transfert rapide est très bref (Illustration 63) et inclue le ruissellement de surface ainsi que l’effet de chasse dans la zone non saturée alors que celle des eaux souterraines est très soutenue au cours de l’année.

L’analyse de la crue du 26/5/1983 (débit de pointe = 1 100 000 l/s) montre que 143 000 l/s sont produits par le transfert rapide sur le sous-bassin et 36 000 l/s proviennent des eaux souterraines (env. 3 %). Le débit d’étéage provient exclusivement des eaux souterraines du sous bassin.

Les réponses impulsionnelles (Illustration 62c) sont très brèves, la vidange du système karstique est terminée une journée après sa mise en charge. La composante rapide est différée de quelques jours par rapport aux épisodes de pluie.

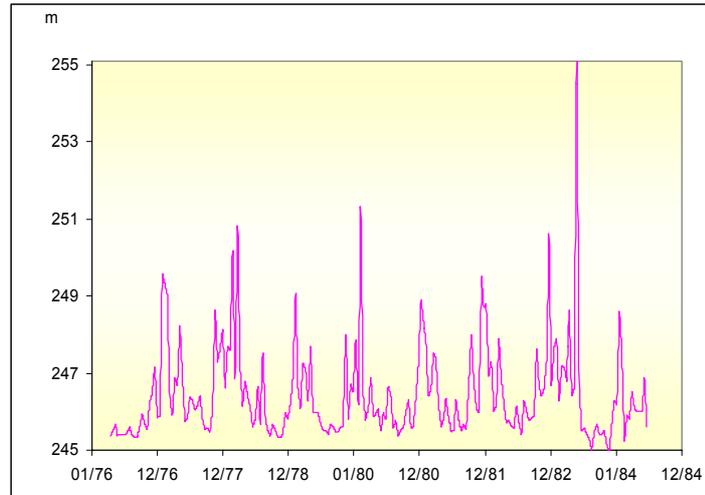


Illustration 61 – Le piézomètre 05032X0040 utilisé dans le modèle.

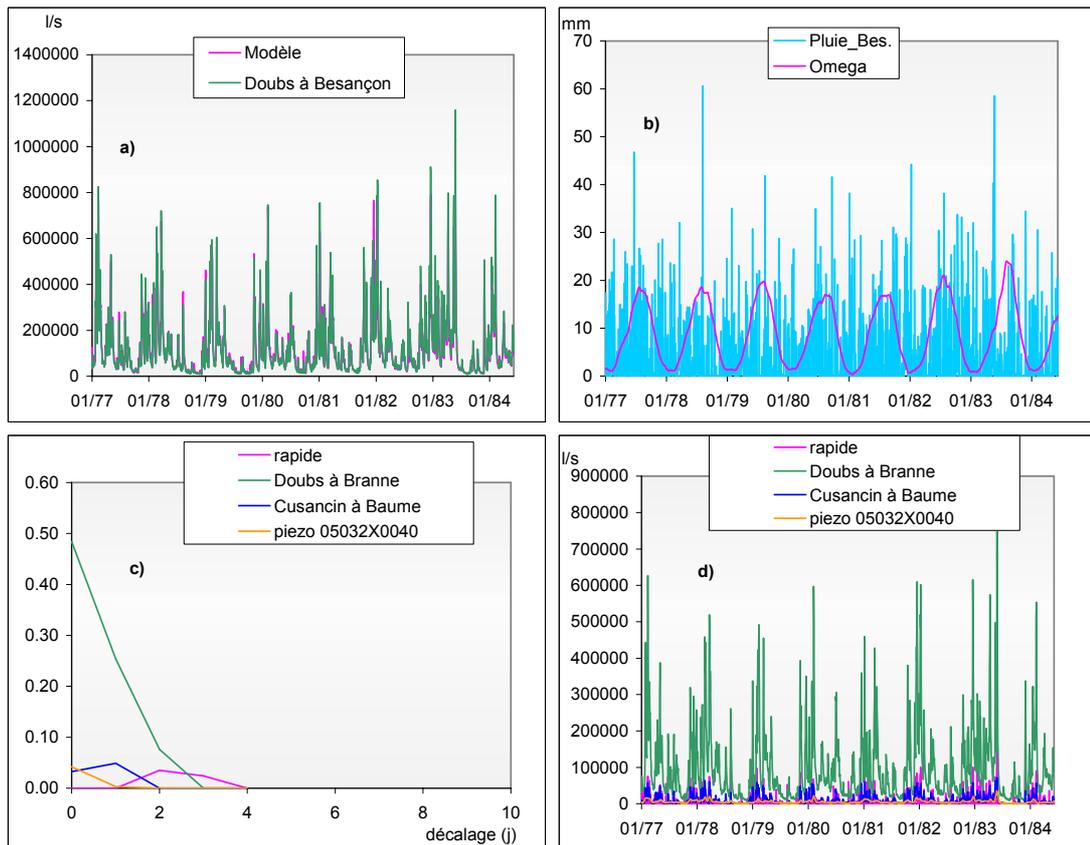


Illustration 62 – Le Doubs à Besançon (pas journalier)  
 a) Comparaison du modèle aux observations – Nash = 0.96 - b) Le seuil de ruissellement Oméga - c) Les réponses impulsionnelles du débit du Doubs à Besançon - d) Les quatre composantes du débit du Doubs à Besançon.

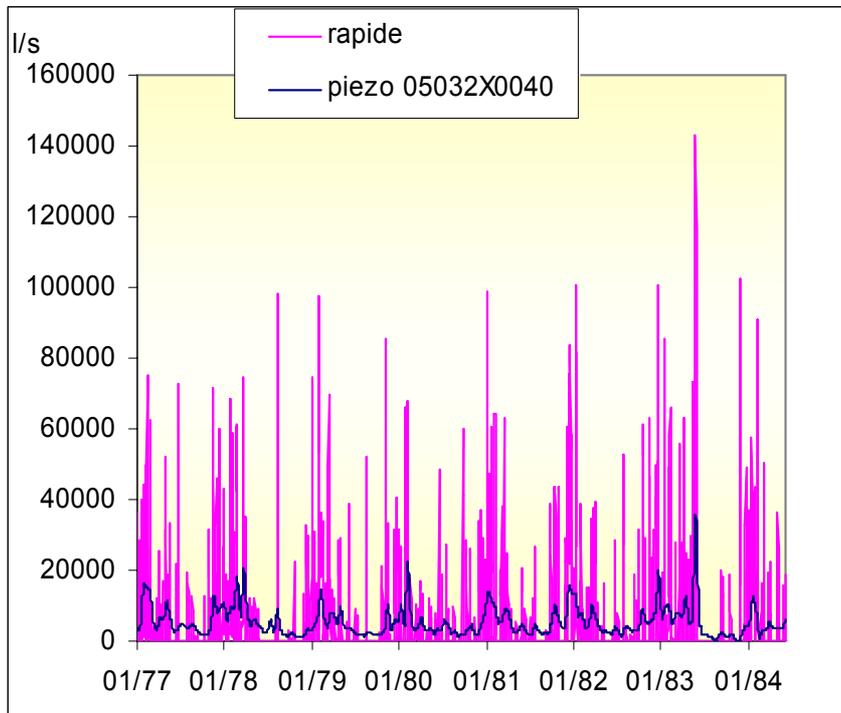


Illustration 63 – Les 2 composantes du débit produites par le sous bassin limité par les stations de Branne, Besançon et Baume (Cusançin).

#### 5.3.2.4. Contribution relative du karst aux débits du Doubs

Les résultats de la modélisation inverse intégrant un piézomètre pour trois des stations d'observation du réseau d'étude du Doubs permettent de mettre en évidence la contribution relative des eaux souterraines. La contribution relative des eaux souterraines du karst est calculée à l'échelle de certaines crues et de plusieurs cycles hydrologiques. Elle est calculée en considérant uniquement la contribution des eaux souterraines et la composante rapide, faisant abstraction du débit amont (à partir des pourcentages ou des débits pour une crue). Les pourcentages sont présentés dans l'illustration 64.

Localisation Point d'observation	Période d'observation	Contribution « eaux souterraines » (%)	Contribution « composante rapide » (%)
Doubs à Voujeaucourt	Toute la période d'observation (plusieurs cycles hydrologiques)	57 %	43 %
Doubs à Voujeaucourt	Crues	6 %	94 %
Doubs Branne	Toute la période d'observation (plusieurs cycles hydrologiques)	50 %	50 %
Doubs Branne	Crues	5 %	95 %
Doubs à Besançon	Toute la période d'observation (plusieurs cycles hydrologiques)	43 %	57 %
Doubs à Besançon	Crues	20 %	80 %

Illustration 64- Répartition des différents types d'écoulement exprimée en pourcentage de Voujeaucourt à Besançon.

La contribution des eaux souterraines, déterminée par modélisation inverse en utilisant la signature d'un piézomètre proche du karst et du cours d'eau, est proche de 50 % à l'échelle de plusieurs cycles hydrologiques. Par contre elle est de l'ordre de 5 % pour les périodes de crues, voir de 20 % à Besançon pour la crue du 26 mai 1983. Cette plus forte contribution intègre probablement la contribution du Cusançin et de la source d'Arcier, non individualisés en tant que telles dans la modélisation inverse. Ces résultats permettent de montrer que la contribution des eaux souterraines karstiques en période de crues est faible. La contribution moyenne à l'échelle de plusieurs cycles hydrologiques traduit le soutien des systèmes karstiques pendant les périodes d'étiage du Doubs.

### 5.3.2.5. Le sous bassin de la Loue à Vuillafans et à Chennecey

Le système karstique de la Loue est un système binaire, alimenté en partie par les pertes du Doubs et par les précipitations à l'échelle du bassin d'alimentation. Les pertes du Doubs sont situées entre la confluence Doubs / Drugeon et Ville du Pont. Selon l'étude menée par la DIREN (1995), la majeure partie des pertes se situe au niveau du secteur - barrage d'Arçon à Maison-du-Bois – (75 à 95 %), le débit perdu

variant entre 1.6 m<sup>3</sup>/s (décembre 1979) et 500 l/s (octobre 1989). Les pertes sont estimées à quelques 2 m<sup>3</sup>/s, dépassant rarement 3 m<sup>3</sup>/s ; elles peuvent être totales lors de périodes d'étiage sévère. Le débit des pertes est conditionné notamment par la capacité d'absorption du karst.

Les débits aux sources de la Loue sont ainsi fortement soutenus par le Doubs. Les débits à Vuillafans indiquent un excédent par rapport aux débits de la source, supérieur de 1 m<sup>3</sup>/s en étiage ; il est le double de celui des sources en période de moyennes et hautes eaux (DIREN, 1995).

Les débits de la Loue à Vuillafans ainsi qu'à Chennecey en aval des sources ont été simulés afin de déterminer le pourcentage relatif des pertes du Doubs, des précipitations et du ruissellement permettant d'expliquer l'hydrogramme de la Loue.

#### **(a) le sous-bassin de la Loue à Vuillafans**

La surface du sous-bassin de la Loue à Vuillafans est calculée à partir du débit moyen mesurée à Vuillafans et de la lame d'eau mesurée à partir de 3 stations météorologiques (Pontarlier, Besançon et Maïche). La surface apparente calculée est de 1 080 km<sup>2</sup> alors que la surface d'alimentation du système de la Loue est estimée de quelques 300-325 km<sup>2</sup>. Près de 2/3 du débit de la Loue à Vuillafans provient des pertes du Doubs (apports ponctuels au niveau des sources et diffus entre les sources et Vuillafans).

L'organigramme du modèle de transfert utilisé pour le débit de la Loue à Vuillafans est représenté sur l'illustration 65. Les deux entrées, pluie efficace et débit du Doubs à Ville du Pont permettent de séparer l'hydrogramme de la Loue en deux composantes, à savoir la contribution :

1. de la pluie efficace sur le sous bassin de la Loue, qui comprend le ruissellement, l'infiltration rapide, lente et différée,
2. et celle des eaux du Doubs et des réseaux karstiques.

Le débit du Doubs à Ville-du-Pont considéré en entrée ne donne aucune information géographique sur la localisation des pertes ; il est utilisé comme une des fonctions d'entrée du modèle, en faisant l'hypothèse que les pertes sont proportionnelles au débit et que le débit des pertes a une signature similaire que celle du débit à Ville-du-Pont.

Le pas d'échantillonnage est 3 jours, la période de calage est 1998-2001.

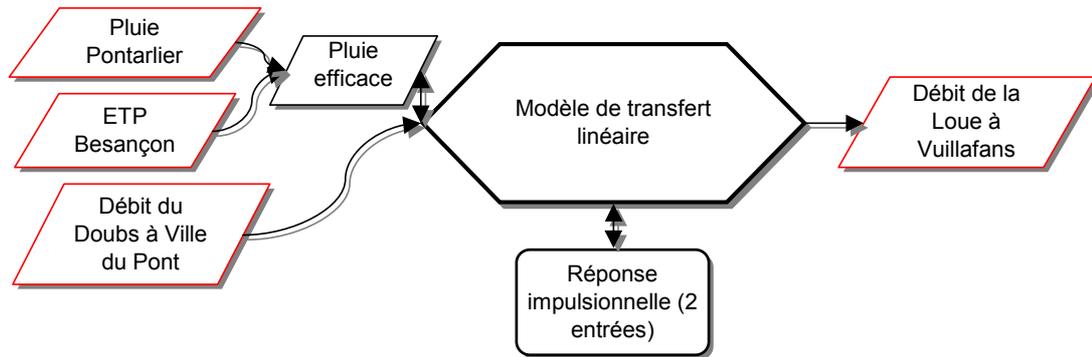


Illustration 65 – Organigramme du modèle du débit de la Loue à Vuillafans.

Les contributions relatives des deux composantes au débit de la Loue sont 38 % pour le bassin versant de la Loue à Vuillafans et 62 % pour les eaux du Doubs par pertes. Ces poids sont calculés par le modèle à partir d'une analyse corrélatoire du débit de la Loue et

- de la pluie efficace calculée à partir de la pluie à Pontarlier
- du débit du Doubs à Ville du Pont.

Le calcul de ces poids ne dépend donc pas de la valeur absolue du débit du Doubs, mais de sa seule signature. Cette manière d'opérer permet de relier le débit de la Loue non seulement aux pertes du Doubs, mais également aux apports diffus (en supposant que ces débits sont corrélés entre eux). La seule prise en compte des pertes du Doubs entre la confluence du Drugeon et du Doubs et Ville-du-Pont ne représente en effet que 20.5 % du débit de la Loue à Vuillafans, en contradiction avec l'estimation du bassin topographique et hydrographique de la Loue.

Les réponses impulsionnelles du débit (Illustration 666c) mettent en évidence, pour ce qui concerne :

1. les pertes du Doubs et les apports via le réseau de drains, une réponse très rapide (moins de 3 jours) suivie d'une réponse différée (70 % des apports se font en moins de 3 jours) ;
2. l'alimentation à partir de la lame d'eau du bassin topographique, une réponse davantage différée.

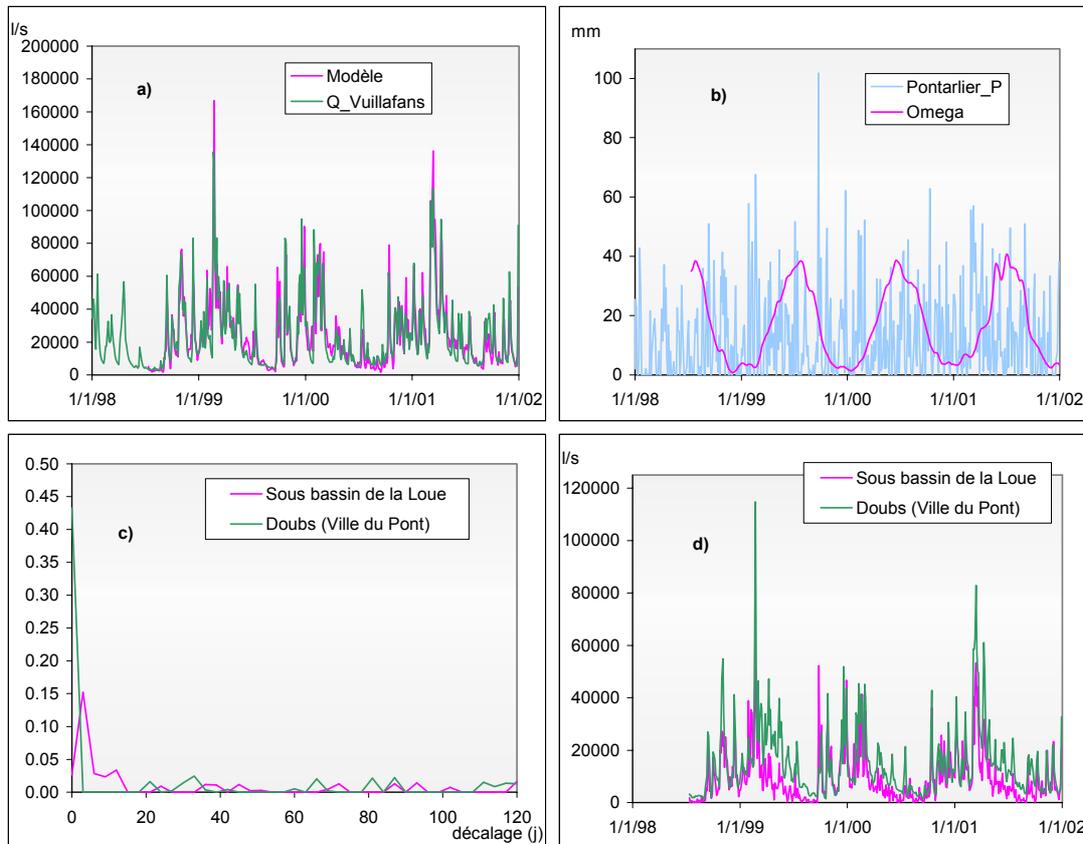


Illustration 66 - Modèle du débit de la Loue à Vuillafans

a) Comparaison du modèle aux observations (Critère de Nash = 0.81) - b) le seuil de pluie efficace Omega - c) Les réponses impulsionnelles du débit - d) Les deux composantes du débit.

### (b) le sous-bassin de la Loue à Chennecey

La même méthode est utilisée pour décomposer le débit de la Loue à Chennecey (Illustration 67). Les surfaces topographique et hydrographique sont respectivement de 1160 km<sup>2</sup> et 2420 km<sup>2</sup>. Le pas d'échantillonnage est 3 jours, la période de calage est 1998-2001.

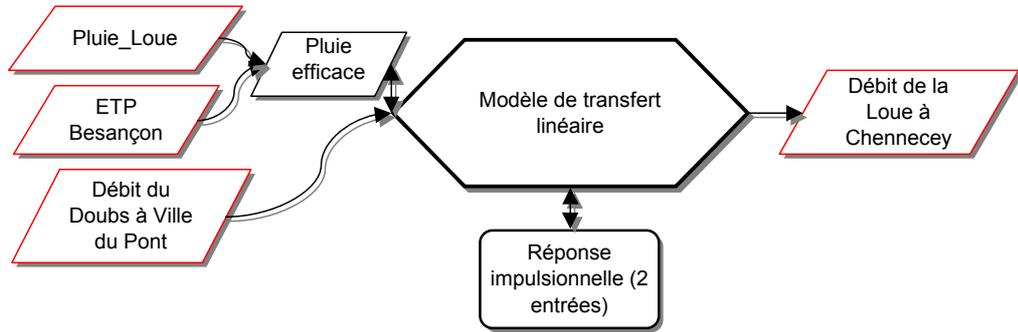


Illustration 67 - Organigramme du modèle du débit de la Loue à Chennecey.

La moitié du débit de la Loue à Chennecey proviendrait de la lame d'eau du bassin versant. Toutefois, la décomposition de l'hydrogramme de la Loue fournit une information plus précise : 63 % du débit provient de la lame d'eau du bassin versant (Illustration 68d). Les réponses impulsionnelles (Illustration 68c) présentent de grandes similitudes avec celles de La Loue à Vuillafans.

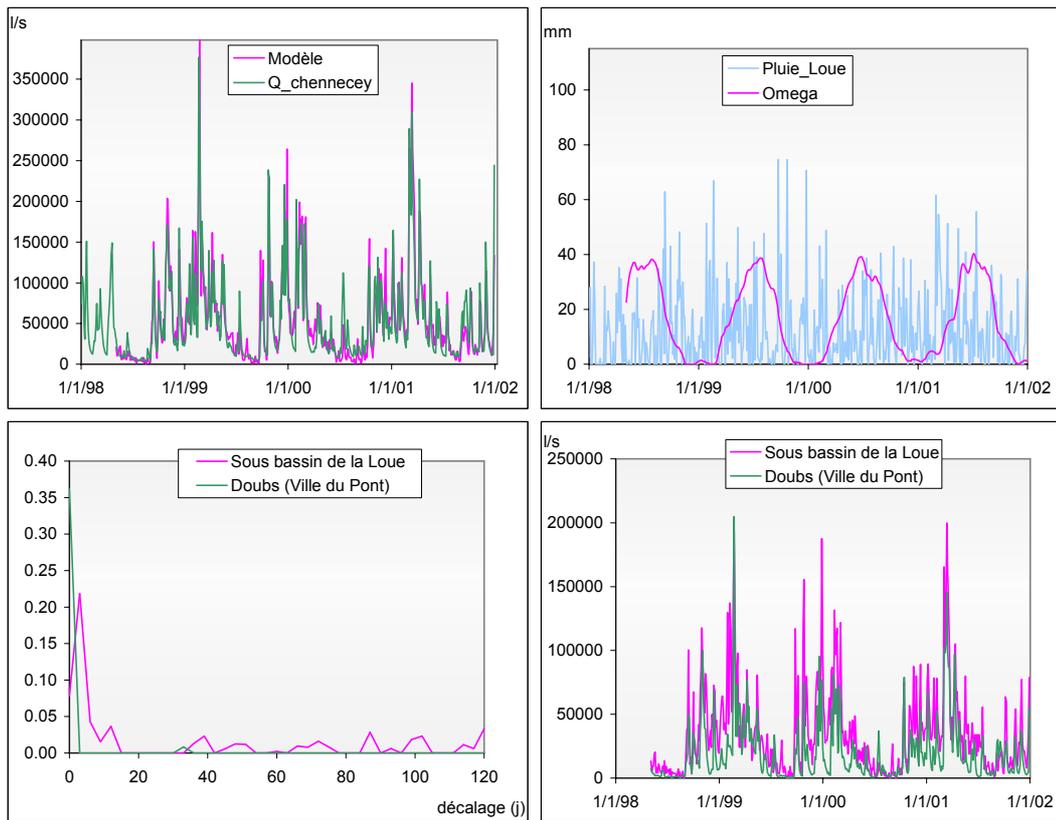


Illustration 68 - Modèle du débit de la Loue à Chennecey – a) Comparaison du modèle aux observations (Critère de Nash = 0.82) – b) le seuil de pluie efficace Omega – c) Les réponses impulsionnelles du débit - d) Les deux composantes du débit.

La composante pertes du Doubs et transfert rapide par réseaux karstiques correspond à des pourcentages élevés, 70 % pour la Loue à Vuillafans et 40 % à Chennecey. La méthode utilisée globalise les transferts rapides associés aux pertes, mais aussi à des transferts dans des réseaux karstiques alimentés par les précipitations. Néanmoins si l'on considère les valeurs des bilans établis pour trois périodes de tarissement, en considérant les apports des pertes et les apports diffus entre les sources et Vuillafans, les pourcentages sont situés dans cette même gamme de valeur, soit 53 %-68 %. Les résultats de la méthode mise en œuvre, bien que ne simulant pas l'hydrogramme de la source (complexité du site de mesure), sont cohérents avec les données expérimentales.

#### **5.3.2.6. Conclusion sur la modélisation inverse**

La modélisation inverse permet de décomposer les hydrogrammes en différentes composantes caractéristiques de transfert rapide et différé. L'analyse des réponses impulsionnelles lente et différée des modèles n'intégrant pas la composante eaux souterraines avec la prise en compte des piézomètres, met en évidence une forte contribution de l'infiltration différée dans la vallée moyenne et inférieure du Doubs. Le transfert rapide caractérise essentiellement l'effet de chasse dans la zone non saturée des systèmes karstiques associés au cours du Doubs.

La prise en compte de la signature « eaux souterraines » en considérant des piézomètres au niveau de trois secteurs du Doubs, permet de caractériser le transfert rapide et la vidange des aquifères. Le transfert rapide intègre le ruissellement de surface et l'effet de chasse dans la zone non saturée des systèmes karstiques. Ces deux types d'écoulement sont indiscernables, se superposant en raison de leur brièveté. Toutefois, la faible densité du réseau hydrographique à l'échelle des ensembles karstiques considérés, laisse penser que cet écoulement rapide résulte pour une bonne part de l'effet de chasse dans la zone non saturée des systèmes karstiques associés au cours du Doubs. Les seules données hydrologiques ne suffisent pas à distinguer la composante rapide issue du ruissellement ou de l'effet de chasse du karst. La distinction nécessiterait de tester l'utilisation de chroniques de paramètres physico-chimiques pour des périodes concomitantes au niveau de sources karstiques et au niveau de stations du Doubs. Des analyses hydrochimiques acquises à un pas de temps mensuel et à l'échelle de deux ou trois crues sur un système karstique et sur les stations du Doubs identifiées, permettraient d'identifier des traceurs naturels, pour les différents types d'écoulement. Une modélisation inverse utilisant à la fois les données hydrologiques et hydrochimiques permettrait sans doute de lever ces incertitudes sur la composante rapide.

Les principaux résultats de la modélisation inverse appliquée à la zone d'étude mettent en évidence une contribution des systèmes karstiques au cours du Doubs qui est relativement faible pour les périodes de crues : 5 à 20 % maximum. Cette contribution est par ailleurs plus importante à l'échelle de plusieurs cycles hydrologiques, environ 50 %, traduisant le soutien aux cours du Doubs lors des périodes d'étiage.

## 6. Conclusion et Perspectives

Une méthodologie de caractérisation de la contribution des systèmes karstiques aux crues de cours d'eau a été développée à partir d'une étude bibliographique ainsi qu'à partir d'une réflexion conceptuelle sur les systèmes karstiques. Cette méthodologie revêt un caractère innovant.

Cette méthodologie a été appliquée au bassin versant du Doubs moyen et inférieur, situé entre la frontière franco-suisse et Besançon. Une synthèse hydrogéologique des principaux ensembles karstiques a été effectuée. Son découpage permet de regrouper certains bassins d'alimentation de systèmes karstiques individualisés. Des méthodes statistiques de traitement des hydrogrammes et des relations pluies-débit ont été appliquées, d'une part à l'échelle de systèmes karstiques et d'autre part à l'échelle de sous-bassins du Doubs, d'amont en aval. Les traitements statistiques classiquement appliqués aux systèmes karstiques, comme les débits classés, ont été appliqués aux hydrogrammes du Doubs, de manière probatoire ; les résultats ne permettent pas de mettre en évidence de façon claire des secteurs ou tronçons influencés par des contributions karstiques.

L'analyse du processus de crues des systèmes karstiques sur le système du Cusancin a permis d'apprécier l'importance du pas de temps, journalier ou horaire, dans l'interprétation des résultats.

La modélisation inverse appliquée aux différentes stations du Doubs a permis d'apprécier la contribution des systèmes karstiques aux débits du Doubs, en période de crues et d'étiage. La contribution des systèmes karstiques aux crues du Doubs est faible, 5 à 20 %, alors qu'elle est plus importante à l'échelle de plusieurs cycles hydrologiques, traduisant le soutien à l'étiage par le karst. Cette faible contribution du karst aux crues du Doubs ne nécessite pas d'établir des cartes de risque à intégrer au Plan de Prévention des Risques d'Inondation.

La méthodologie développée est une méthodologie de caractérisation de la contribution des systèmes karstiques aux débits de cours d'eau. Cette méthodologie a permis de mettre en évidence des résultats intéressants et de confirmer des hypothèses sur la contribution des karsts aux crues du Doubs. Si la mise en évidence de la contribution du karst aux crues repose sur la décomposition des hydrogrammes et la modélisation inverse, la distinction entre contribution des écoulements souterrains des écoulements de surface dans les réponses associées au transfert rapide n'est pas toujours univoque. Des données complémentaires de type chroniques physico-chimiques ou des chimiogrammes au niveau de sources et des stations du cours d'eau permettraient d'apporter des compléments d'informations à ce sujet. Néanmoins, des ordres de grandeur peuvent être fixés. La contribution des systèmes karstiques aux débits du cours d'eau, le Doubs, est peu importante pour les périodes de crues, néanmoins il n'est pas possible d'en déduire une règle générale. Chaque bassin avec ses systèmes karstiques associés est particulier et nécessite une étude singulière. La méthodologie développée est ainsi transposable à d'autres bassins.



## 7. Principales références bibliographiques

**Bakalowicz M.** (1999). *Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques*, pp40, agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, guide technique.

**Blavoux B., A. Burger, et al.** (1979). "Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura." *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique* 21(4), p. 295-306.

**Castagny et Margat (1977).** *Dictionnaire français d'hydrogéologie*, BRGM, 249 p.

**DIREN FRC** (1995): Etude du système hydrologique Doubs-Loue, 63 p. (Colin E., Mettetal J-P., Martin D., Ruotolo J-M., Pourcelot M., Moustache A.)

**Delaroziere O.** (1968). *Contribution à l'étude du bassin du Doubs: climatologie, hydrologie et déficit d'écoulement rapporté aux unités géologiques.*, p. 98, Paris, doctorat ès sciences naturelles.

**Dreiss S. J.** (1979). *An application of systems analysis to karst aquifers.*, pp193, Stanford University, doctor of philosophy.

**Dreiss S. J.** (1983). "Linear unit-response functions as indicators of recharge areas for large karst springs." *Journal of Hydrology* 61, p. 31-44.

**Dreiss S. J.** (1989). "Regional scale transport in a karst aquifer 1. Component separation of spring flow hydrographs." *Water Resources Research* 25(1), p. 117-125.

**Dreiss S. J.** (1989). "Regional scale transport in a karst aquifer 2. Linear systems and time moment analysis." *Water Resources Research* 25(1), pp126-134.

**Hobbs S.L and Smart P.L. (1986).** *Characterization of carbonate aquifers: a conceptual base.* Proc. 9<sup>th</sup> Int. Speleological Congr., Barcelona, 1: 43-46.

**Labat D., R. Ababou, et al.** (2000). "Rainfall- runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses." *Journal of Hydrology* 238, p. 123-148.

**Labat D., R. Ababou, et al.** (2000). "Rainfall- runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses." *Journal of Hydrology* 238, p. 149-178.

**Mangin A.** (1971). *Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique.* Ann. Spéléol., 26, 2, p. 283-329.

**Mangin A.** (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, pp258, Université de Dijon, thèse de doctorat ès sciences naturelles.

**Mangin A.** (1996). *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques, les concepts et les approches.* Pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique, Montpellier France, BRGM Département Eau, p. 102-121.

**Marsaud B.** (1996). *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*, pp305, Université Paris XI Orsay, thèse de doctorat.

**Mudry J.** (1987). *Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés.*, pp382, Université de Franche-Comté,

**Pinault J.-L.** (2001). *Manuel utilisateur de TEMPO: logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie*, p. 221, BRGM, Projet Modhydro, RP-51459 -FR.

**Pinault J.-L., V. Plagnes, et al.** (2001). "Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: characterization of karst system functioning." *Water Resources Research* 37(8), p. 2191-2204.

**Plagnes V.** (1997). *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques*, pp. 376, Université de Montpellier II, thèse de 3ème cycle.

**de la Vaissière R.** (2002) : *La genèse des crues dans le karst*, rapport de stage de DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Montpellier, 103 p.

**White E. L.** (1976). "Role of carbonate rocks in modifying flow behavior." *water resources bulletin* 12(2), p. 351-370..

**White E. L. et B. M. Reich** (1970). "Behavior of annual floods in limestone basins in Pennsylvania." *Journal of Hydrology* 10, p. 193-198.

## **Annexe 1**

### **Fiche signalétique des systemes karstiques**



<b>Fiche "Ensemble karstique"</b>		
<b>Nom</b>	<b>Dessoubre</b>	
<b>Numéro d'ordre (cf carte mapinfo)</b>	<b>100</b>	
<b>Sous-ensemble associés :</b>	<b>110 : Reverotte</b>	
	<b>120 : Dessoubre-amont</b>	
	<b>130 : Maïche-Mouillevillers</b>	
	<b>Géographie</b>	
contexte, altitude moyenne, relief, limites naturelles		plateaux de 700 m au N-W à 900 ou 1000 m au S et au SE ; la vallée du Dessoubre prolongée vers l'amont par celle de la Reverotte suit l'axe de cet ensemble : de l'amont vers l'aval, elle est orientée SW/NE (altitude : 580 à 375 m)
	<b>Géologie</b>	
séries géologiques, nature des séries, couches repères, structure (direction des accidents, chevauchements, failles); formations calcaires sous couverture...;		globalement plateau de Jurassique sup. (Oxfordien sup. à Portlandien) ; vers l'aval (NE), les niveaux sont un peu plus anciens (le Callovien apparait en plateau) ; en fond de la vallée du Dessoubre et de ses grands affluents, apparaissent, à l'amont l'Oxfordien sup., à l'aval, le Dogger ; à cette structure d'ensemble se superposent des anticlinaux étroits et orientés SW/NE, à coeur de Dogger et localement même de Lias affleurant ; des failles décrochantes orientées NNE/SSW découpent cet ensemble avec une densité parfois importante, notamment entre Belleherbe, Pierrefontaine, Orchamps-Vennes.
<b>Principaux caractères karstiques et hydrogéologique de l'ensemble karstique</b>		
Présence de Systèmes karstiques unaires (sans alimentation par pertes) ou binaires (alimentation par pertes et par recharge), localisation des sources, type de sources (vaclusienne ou jurassienne?), ordre de grandeur des débits, surface des bassins d'alimentation, direction des écoulements souterrains, connexion hydraulique prouvée par essais de traçage....	L'ensemble 100, dans son entièreté, est unaire. Chacun des 3 sous-ensembles délimités constitue un système à peu près unaire (surtout le 120 et le 130)	Ensemble 100 : Entrées extérieures : 0, Sorties totales de l'ensemble : le Dessoubre à Saint-Hippolyte (à son confluent avec le Doubs)
		<b>Principales références</b>
		503, 504, 505, 530, 531
		Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche Comté, 1987, annales scientifiques de l'université de Besançon, mémoire n°2

<b>Fiche "Ensemble karstique"</b>		
<b>Nom</b>	<b>Doubs-moyen</b>	
<b>Numéro d'ordre (cf carte mapinfo)</b>	<b>200</b>	Les sous-ensembles ci-dessus couvrent à 100% l'ensemble 200.
<b>Sous-ensemble associés: nom et numéro</b>	<b>210 : Doubs entre Bremoncourt (amont) et Vaufrey (aval)</b>	
	<b>220 : Doubs entre Vaufrey (amont) et l'amont du confluent du Gland</b>	
	<b>230 : le Roide</b>	
	<b>240 : la Ranceuse</b>	
	<b>250 : Doubs entre l'aval du confluent de la Ranceuse (amont) et l'amont du confluent du Gland (aval)</b>	
	<b>260 : le Gland</b>	
		<b>Géographie</b>
contexte, altitude moyenne, relief, limites naturelles		Cet ensemble est constitué par la vallée du Doubs s'écoulant d'abord vers l'W, puis vers le N, entre sa sortie de Suisse à l'amont et Audincourt à l'aval, et ses petits affluents ; le Doubs entre en France à l'altitude de 415 m et, à Audincourt, se trouve à environ 315 m ; sa vallée, très encaissée, entaille des plateaux dont l'altitude d'ensemble s'abaisse de 700 m au S à 500 m au N ; ces plateaux sont armés de chainons orientés E/W dont l'altitude dépasse 800 m (montagne du Lomont) et même 900 m.
		<b>Géologie</b>
séries géologiques, nature des séries, couches repères, structure (direction des accidents, chevauchements, failles); formations calcaires sous couverture...;		Au S de Pont-de-Roide, les plateaux de Jurassique sup. sont peu étendus ; ils sont entrecoupés d'anticlinaux orientés E/W, faillés longitudinalement, voire chevauchant (notamment l'anticlinal de la Roche-d'Or chevauchant vers le N) ; ces anticlinaux sont à coeur de Dogger et souvent même de Lias, celui-ci affleurant en plusieurs points, notamment dans la vallée du Doubs (localement y affleure même le Trias) ; des failles orientées NNE/SSW, vraisemblablement décrochantes, recoupent ces structures ; au N de Pont-de-Roide, la structure est plus calme ; c'est un plateau de Jurassique sup. (essentiellement de Kimméridgien) légèrement incliné vers le N et entrecoupé de quelques failles N/S.
<b>Principaux caractères karstiques et</b>		
Présence de Systèmes karstiques unaires (sans alimentation par pertes) ou binaires (alimentation par pertes et par recharge), localisation des sources, type de sources (vaclusienne ou jurassienne?), ordre de grandeur des débits, surface des bassins d'alimentation, direction des écoulements souterrains, connexion hydraulique prouvée par essais de traçage....	L'ensemble 200, dans son entièreté est unaire	Ensemble 200 : Entrées extérieures : le Doubs à Brémoncourt (frontière Suisse), le Dessoubre à Saint-Hippolyte (sortie totale de l'ensemble 100), Sorties totales de l'ensemble : le Doubs Valentigney (à l'aval du confluent du Gland)
		<b>Principales références</b>
		474, 475, 504, 505
		Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche Comté, 1987, annales scientifiques de l'université de Besançon, mémoire n°2

<b>Fiche "Ensemble karstique"</b>		
Nom	Doubs-aval	
Numéro d'ordre (cf carte mapinfo)	300	
Sous-ensemble associés: nom et numéro	310 : Doubs à l'amont du seuil de Clerval ; dans ce sous-ensemble on peut délimiter comme parties de ces sous-ensembles : le Lougre (311), le Bié (312), le ruisseau de Soye (313).	Les 3 sous-ensembles ci-dessus couvrent à 100% l'ensemble 300 ; les parties de sous-ensemble définies ci-dessus ne couvrent jamais la totalité des sous-ensembles d'appartenance.
	320 : Doubs entre le seuil de Clerval et le seuil de Montferrand-le-Château ; dans ce sous-ensemble on peut délimiter comme parties de ces sous-ensembles : Fourbanne (RD du Doubs) (321), Chevanne-Champlive (RG du Doubs) (322), sources d'Arcier-marais de Saône (RG du Doubs) (323),	
	330 : Doubs à l'aval du seuil de Montferrand-le-	
<b>Géographie</b>		
contexte, altitude moyenne, relief, limites naturelles		Cet ensemble correspond à la vallée du Doubs là où elle est le mieux individualisée (vallée relativement large avec une plaine d'alluvions récentes) ; le Doubs, cependant, n'y reçoit que de petits affluents dont les bassins versants font aussi partie de ce sous-ensemble (sauf le Cusancin) ; la vallée, tout en étant parfois relativement large est le plus souvent fortement encaissée dans une contrée au relief, le plus souvent, vigoureux et assez confu ; le Doubs entre dans ce sous-ensemble au confluent de l'Allan (Voujeaucourt à l'aval de Montbéliard) à l'altitude d'environ 310 m et en sort lorsqu'il pénètre dans le fossé bressan à environ 215 m d'altitude ; à l'amont de Clerval, les plateaux dominant le Doubs s'élèvent doucement, vers le S jusqu'à 550 m d'altitude, vers le N jusqu'à environ 450 m d'altitude ; à l'aval de Clerval, le relief, sans être plus élevé est plus vigoureux ; il est formé de chaînons orientés NNE/SSW dont les plus hauts sommets peuvent dominer directement le Doubs.
<b>Géologie</b>		
séries géologiques, nature des séries, couches repères, structure (direction des accidents, chevauchements, failles); formations calcaires sous couverture...;		A l'amont de Clerval, cet ensemble est constitué d'un synclinal à faibles pendages orienté E/W ou WSW/ENE et dont le Doubs occupe le fond ; au fond du synclinal affleure l'Oxfordien et sur les bords, qui constituent les limites N et S de l'ensemble, affleurent les calcaires du Dogger et localement le Lias ; à l'aval de Clerval, commence le "faisceau Bisontin", suite d'anticlinaux et de synclinaux serrés et faillés, parfois chevauchant, à coeur de Lias ; le Doubs recoupe ces structures à coeur de Lias par des cluses (comme celle de Clerval) ou longe leurs axes en en affouillant le coeur liasique, parfois même jusqu'au Trias ; ces structures ont en effet la même orientation que le Doubs (ENE/WSW) ; à l'extrême aval de l'ensemble, ces structures s'abaissent progressivement, de même que le relief, et sont recouvertes petit à petit par les dépôts plio-quaternaires du fossé bressan ; l'ensemble de ces structures est découpé par des failles décrochantes orientées N/S ou NNE/SSW ; en RG, les bassins d'alimentation des sources d'Arcier et de Chevannes (322 et 323) sont constitués d'un plateau d'Oxfordien moyen (Rauracien, Argovien) à pendages faibles ou nuls.
<b>Principaux caractères karstiques et hydrogéologique de l'ensemble karstique</b>		
Présence de Systèmes karstiques unaires (sans alimentation par pertes) ou binaires (alimentation par pertes et par recharge), localisation des	Globalement, l'ensemble 300 n'est pas unaire; les sous-ensembles 311,312,313 sont binaires; les sous-ensembles 321, 322 et 323 sont des systèmes binaires tout comme le sous-ensemble 330. Les sous-ensembles 325 et 324 sont des systèmes unaires.	Ensemble 300 : Entrées extérieures : le Doubs à Voujeaucourt (à l'aval du confluent de l'Allan), le Cusancin à son confluent avec le Doubs (sortie totale de l'ensemble 400), Sorties totales de l'ensemble : le Doubs à Sallans (limite des départements du Doubs et du Jura).
<b>Principales références</b>		
443, 473, 474, 502, 503, 529		
Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche Comté, 1987, annales scientifiques de l'université de Besançon, mémoire n°2		

<b>Fiche "Ensemble karstique"</b>		
<b>Nom</b>	Cusancin	
<b>Numéro d'ordre (cf carte mapinfo)</b>	400	
<b>Système(s) aquifère(s) (code SANDRE brgm)</b>		
<b>Sous-ensemble associés: nom et numéro</b>	<b>410 : Cusancin amont (source Bleue, source Noire, source Alloz)</b>	<b>une zone hors sous-ensemble qui couvre 20%, d'un seul tenant, de la totalité de l'ensemble 400.</b>
	<b>420 : Audeux (dont les bassins des sources de Bléfond, de Pont-du-Moulin,</b>	
		<b>Géographie</b>
contexte, altitude moyenne, relief, limites naturelles		L'ensemble 400 est constitué d'un vaste plateau d'une altitude comprise entre 700 m à l'E et au S et 400 m à l'W ; ce plateau est accidenté de quelques reliefs qui peuvent atteindre 700 ou 800 m d'altitude ; cet ensemble est bordé au N par la montagne du Lomont qui atteint, ici, 800 m d'altitude, à l'E et au SE par des reliefs peu marqués qui atteignent malgré tout 800 m, au NW par un chaînon dépassant 500 m d'altitude ; la vallée du Cusancin est courte mais forme une gorge qui entaille profondément ce plateau puisqu'il coule, d'E en W, de 350 m à 260 m
		<b>Géologie</b>
séries géologiques, nature des séries, couches repères, structure (direction des accidents, chevauchements, failles); formations calcaires sous couverture...;		bombement anticlinal dont l'axe est occupé par la vallée du Cusancin où affleure le Lias ; sur les bordures S et E affleurent le Jurassique supérieur (Callovien et Oxfordien inférieur et moyen) ; les pendages sont dans l'ensemble faibles mais, localement, peuvent atteindre 70° ; en bordure N et NW, seul affleure le Dogger avec quelques fenêtres de Lias, la bordure N étant le prolongement de l'anticlinal du Lomont orienté E/W et la bordure NW, une partie du faisceau bisontin orienté ENE/WSW ; de longues failles décrochantes orientées NNE/SSW découpent tout cet ensemble 400 et, localement, peuvent en compliquer la structure.
<b>Principaux caractères karstiques et hydrogéologique de l'ensemble karstique</b>		
karstiques unaires (sans alimentation par pertes) ou binaires (alimentation par pertes et par recharge), localisation des sources, type de sources (vaclusienne ou	L'ensemble 400 est constitué de sous-ensembles correspondant à des systèmes binaires (410 et 420). La zone hors sous-ensemble est également à caractère binaire.	Ensemble 400 : Entrées extérieures : 0, Sorties totales de l'ensemble : le Cusancin à son confluent avec le Doubs.
		<b>Principales références</b>
		473, 474, 503, 504
		Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche Comté, 1987, annales scientifiques de l'université de Besançon, mémoire n°2

## **Annexe 2**

### **Méthodes de traitement des données**



### A) Débits classés

La méthode des débits classés a pour objet de caractériser les différents régimes d'écoulement observables sur un exutoire. Ces variations sont mises en évidence à partir de l'ajustement d'une loi statistique liant les classes de débit à leurs fréquences d'apparition. Les écarts par rapport à la loi de distribution sont interprétés en fonction des observations de terrain. Cette méthode permet ainsi de :

- mettre en évidence la fluctuation de la surface de l'impluvium par l'alimentation du système par des pertes ou des apports d'autres systèmes karstiques en fonction des conditions hydrologiques
- mettre en évidence l'alimentation du système par des pertes (confirmation de la signification du point de vue quantitative sur les débits à l'exutoire).
- de déterminer les conditions de mise en fonctionnement de trop-pleins.

L'analyse des débits classés repose ainsi sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative, anomalies représentées par des variations de pente  $\alpha$ , (Marsaud, 1996) (Tableau 1)

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
A	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts pourcentages	- Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
B	$\alpha_2 < \alpha_1$		- Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles pourcentages	- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha_2 > \alpha_1$		- Constitution d'une réserve
E	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

*Tableau 1 Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.*

A partir de l'analyse de nombreux exemples, diverses situations peuvent être expliquées en fonction de l'apparition des ruptures de pentes dans les faibles ou forts débits (Figure 1). L'information obtenue sur le fonctionnement du système est différente selon que les ruptures de pente apparaissent dans la partie du graphique concernant les forts ou les faibles pourcentages. Divers cas de figures peuvent être envisagés (Marsaud, 1996).

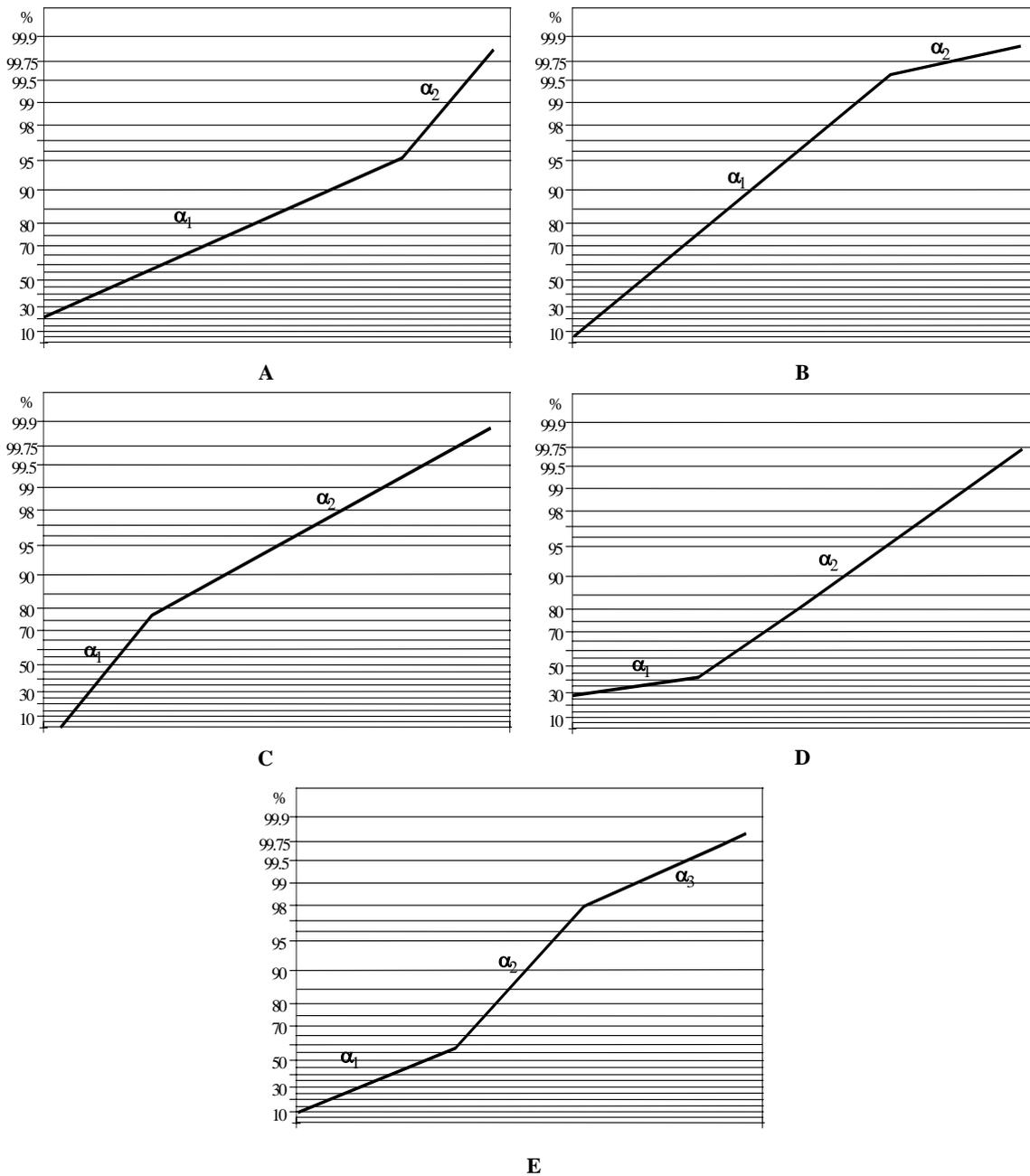


Figure 1 - Différents cas de rupture de pentes de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996).

## **B) courbes de récession**

L'analyse des courbes de récession consiste à étudier la partie décroissante de l'hydrogramme de crue d'une source, appelée récession, à partir d'un modèle de type globale ou « boîte noire » qui assimile le système karstique à des réservoirs se vidangeant les uns dans les autres.

La méthode de l'analyse des courbes de récession des hydrogrammes des sources karstiques a été développée en 1970 par Mangin; elle repose sur la décomposition de l'hydrogramme résultant de la vidange d'un système conceptualisé par un modèle constitué de deux réservoirs indépendants représentant la zone noyée et la zone d'infiltration.

Deux parties peuvent être distinguées sur les courbes de récession et correspondent à un comportement hydraulique d'un des deux réservoirs définis :

- la décrue, durant laquelle l'infiltration influence la vidange du réservoir,
- le tarissement, qui débute à l'instant où le débit d'infiltration devient nul, qui correspond à la vidange du réservoir de la zone noyée (réservoir principal) et qui n'obéit que seulement à la loi de Maillet.

Le modèle possède donc deux réservoirs, un pour la zone d'infiltration qui se vidange avec un débit  $q$ , et un autre qui correspond à la zone noyée et qui se vidange avec un débit  $Q$  (Marsaud, 1996).

La description analytique du modèle se fait à l'aide de la formule suivante (Figure 2) :

$$Q(t) = \varphi(t) + \psi(t)$$

Où  $\varphi(t)$  décrit la vidange de la zone noyée et  $\psi(t)$  se rapporte au fonctionnement de la zone d'infiltration.

Le modèle pour décrire la vidange de la zone noyée est le modèle de Maillet, décrit à l'aide de la formule suivante :

$$\varphi(t) = Q_{R0} * e^{-\alpha t}$$

avec  $\alpha$  coefficient de tarissement. Le débit  $Q_{R0}$  aucune réalité physique, il correspond à l'extrapolation de la courbe de tarissement à l'instant de la pointe de crue.

Le modèle utilisé pour décrire la fonction d'infiltration a été établi de manière empirique à partir de l'analyse de nombreuses décrues et de l'infiltration dans une grotte (Mangin, 1970). C'est une fonction homographique :

$$\psi(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 - \varepsilon t}$$

avec  $q_0$ : débit d'infiltration à l'instant  $t_0$  marquant la pointe de crue,

$\varepsilon$  : coefficient d'hétérogénéité d'écoulement,

$\eta$  : coefficient de vitesse d'infiltration, est égal à  $1/t_i$ .

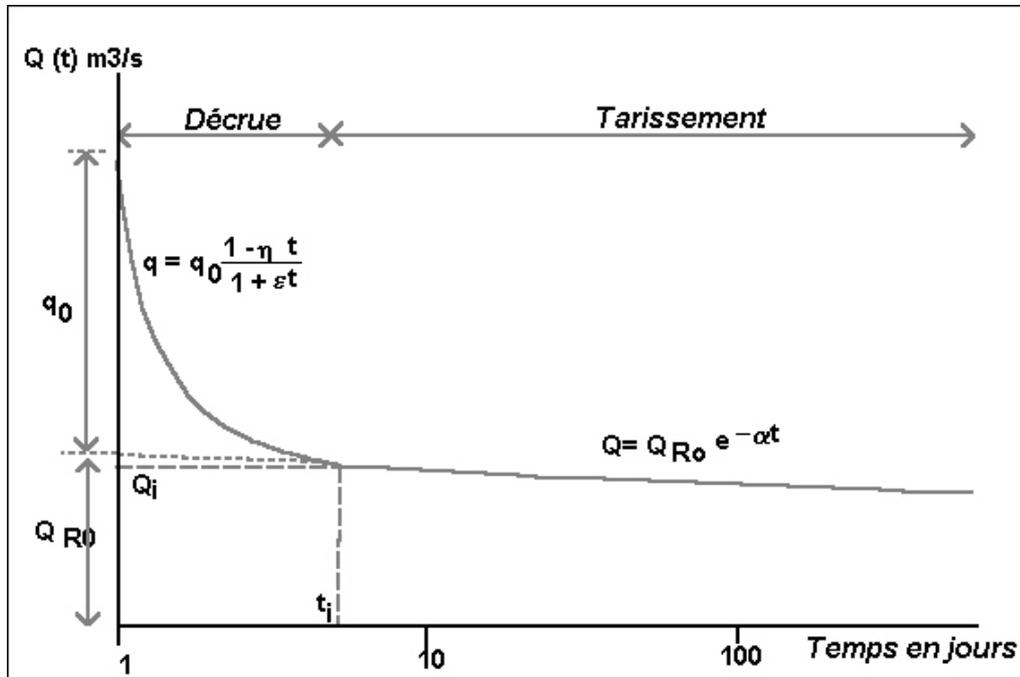


Figure 2 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) in Fabre (1983).

L'ajustement des paramètres de la loi décrivant la récession conduit à :

- la caractérisation du fonctionnement de la zone d'infiltration
- l'estimation du volume d'eau contenu dans le réservoir, responsable de la décroissance des débits observée.

Une classification a été établie par Mangin (1970) à partir des résultats de l'analyse des courbes de récession dans le but de comparer les systèmes karstiques entre eux.

Cette classification repose sur le calcul de deux coefficients :

- **le paramètre k** qui est égale au rapport entre la plus grande valeur de volume dynamique observée sur une grande période et le volume de transit inter-annuel calculé sur la même période. Il traduit l'aptitude du système à stocker les précipitations et à les restituer progressivement au cours du temps, c'est à dire son *pouvoir régulateur*.
- Le **coefficient i**, compris entre 0 et 1, caractérise les retards à l'infiltration. Il est égal à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de la crue. Une forte valeur traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, alors qu'à l'inverse une faible valeur est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée (Marsaud, 1996).

Le report des valeurs de  $k$  et de  $i$  sur un diagramme permet d'établir une comparaison avec des systèmes de référence. Les données obtenues sur différents systèmes ont ainsi conduit Mangin à définir quatre domaines (Figure 3) :

- (i) le domaine des systèmes complexes, généralement des systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes,
- (ii) le domaine des systèmes karstiques plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, et avec des retards dans l'alimentation dus soit à la présence de terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante,
- (iii) le domaine des systèmes possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante;
- (iv) le domaine des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé.

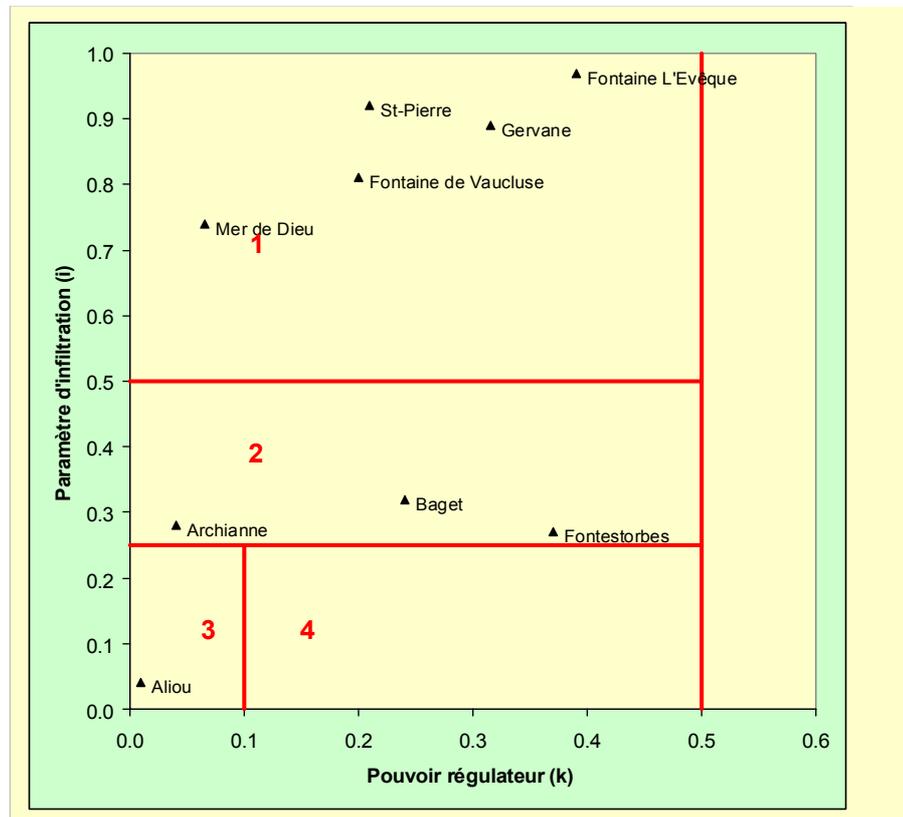


Figure 3 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975).

### C) analyse corrélatrice spectrale et modélisation inverse

Les techniques de modélisation inverse permettent de préciser quelques éléments du bilan hydrologique (contribution du ruissellement et des eaux souterraines au débit) d'un bassin versant tel que celui du Doubs; la contribution du ruissellement et des eaux souterraines provenant des systèmes karstiques au débit peut être quantifier en pourcentage.

Pour ce faire, on a recours à l'analyse corrélatrice spectrale et à la modélisation globale inverse. Les données utilisées sont classiquement les hydrogrammes de sources, de cours d'eau en différentes stations de jaugeages et les précipitations. L'outil informatique utilisé est un logiciel TEMPO développé au BRGM.

Les analyses corrélatrices et spectrales s'inscrivent dans le cadre de l'approche fonctionnel du karst; le système karstique est assimilé à un système de type "boîte noire" dont la pluie et le débit à l'exutoire représentent respectivement l'entrée et la sortie.

Deux types d'analyse sont employés pour quantifier notamment l'organisation de la structure de drainage d'un système karstique :

(i) **l'analyse simple** qui permet d'identifier les composantes d'une chronique à partir de deux outils :

- le *corrélogramme*
- le *spectre de densité de variance*

(ii) **l'analyse croisée** qui permet l'étude de la relation pluie-débit et fournit une bonne image de la réponse impulsionnelle du système par le corrélogramme croisé. Ce dernier est caractérisé par quatre fonctions dans le domaine fréquentiel :

- la *fonction d'amplitude* croisée qui fournit la plage de fréquence pour laquelle la relation pluie-débit s'établit;
- la *fonction de phase* qui indique le déphasage entre l'entrée et la sortie du système;
- la *fonction de gain* qui montre si le système atténue ou amplifie l'information contenue dans la chronique des pluies;
- la *fonction de cohérence* qui traduit la linéarité et la stationnarité du système.

Le pic du corrélogramme croisé est d'autant plus marqué que le drainage est important. A l'inverse, la réponse impulsionnelle présente l'allure d'un bossage étalé pour les systèmes mal drainés en raison d'une structure non évoluée ou non fonctionnelle.

Les paramètres calculés à partir des analyses corrélatrice et spectrale (effet de mémoire, temps de régulation, fréquence de coupure et réponse impulsionnelle) permettent de caractériser le fonctionnement des systèmes et contribuer ainsi à la

connaissance de leur structure. Cette méthode est actuellement largement utilisée : elle a permis d'étudier près d'une centaine de systèmes karstiques à ce jour.

Les informations suivantes sont extraites du rapport BRGM RP-51459-FR, manuel de l'utilisateur de TEMPO (décembre 2001).

### L'analyse simple

(i) Le **corrélogramme** d'une série  $S(n.dt)$  où  $n$  est un nombre entier,  $dt$  l'incrément de temps est défini pour la valeur  $h$  (entier positif, négatif ou nul) à partir de la moyenne centrée de:

$$S(n.dt)S((n+h).dt), n = 1, 2, \dots, N$$

$n$  décrivant la série de longueur  $N$ .

Il caractérise le degré de corrélation qui existe entre deux points de la série  $S$  distants de  $h$  (il s'agit de l'autocorrélation car les deux points appartiennent à une même série  $S$ . Dans le cas contraire, on parle de corrélation croisée). Ainsi, la fonction d'autocorrélation n'est autre que la mesure d'une corrélation d'une chronique par rapport à elle-même, selon un décalage temporel de plus en plus grand. Elle caractérise et met en évidence **l'interdépendance des événements** affectant une chronique pour des intervalles de temps de plus en plus longs.

Le corrélogramme permet de mettre en exergue les structures telles qu'une périodicité de séries temporelles supposées stationnaires (dont les propriétés statistiques ne varient pas au cours du temps).

L'autocorrélation peut être utile pour l'analyse de chroniques de pluie ou de toute autre variable discrète. Dans ce cas, le corrélogramme décroît très rapidement dès que  $h$  augmente. Si la pluie est très peu autocorrélée, la durée pour laquelle la valeur du corrélogramme du débit devient inférieure à 0.2 s'appelle "l'effet de mémoire" du système (Mangin, 1981).

Tout processus aléatoire marquant une tendance à long terme produira un corrélogramme dont la décroissance est lente. Dans le cas contraire, le corrélogramme tend plus ou moins rapidement vers 0, caractérisant ainsi le degré d'autocorrélation du processus stationnaire. La valeur de  $h$  pour laquelle le corrélogramme tend vers 0 est parfois appelée portée. C'est le temps écoulé entre 2 événements au-delà duquel ces événements apparaissent comme non corrélés.

La valeur du décalage  $h$  est limitée par le nombre  $N$  des observations. Cette valeur ne doit pas dépasser une borne  $m$  généralement fixée à  $N/3$  sous peine d'un manque de représentativité du corrélogramme (Mangin, 1984), en raison du nombre insuffisant de termes participant à la moyenne. Cette borne est appelée *troncature*.

Le pas d'échantillonnage  $k$  doit être adapté en fonction de la périodicité des phénomènes observés. Pour mettre en évidence un phénomène de période  $T$ , il faut

utiliser un pas inférieur ou égal à  $T/2$  d'après le théorème d'échantillonnage de Shannon (Pinault et Pauwels, 2001). De manière inverse, le choix du pas d'échantillonnage  $k$  peut servir de filtre pour éliminer du bruit par exemple, les périodicités inférieures à  $k/2$  n'apparaissent pas dans le corrélogramme.

Pour compléter l'analyse corrélatrice qui ne décèle qu'une tendance ou l'existence de périodicité du phénomène, on traite la chronique par une analyse spectrale.

(ii) le **périodogramme** ou fonction de spectre d'une série temporelle est la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation (corrélogramme). Appelé également Densité Spectrale de Puissance (DSP) ou spectre de densité de la variance, il exprime la densité de variance d'un processus aléatoire, en fonction de la fréquence. Par convention, la DPS relative est représentée plutôt que la DSP; la DSP relative vaut 1 pour la fréquence 0. La fréquence étant l'inverse de la période, tendances à long terme et grandes périodicités correspondent aux basses fréquences, alors que le court terme et le bruit sont traduits par les hautes fréquences; l'axe des abscisses est donc inversé par rapport au corrélogramme.

Les phénomènes périodiques sont marqués par des pics, la tendance ou les phénomènes de période supérieure à la fenêtre d'observation se traduisant par de fortes valeurs à l'origine.

Lors d'un calcul d'un périodogramme, la fenêtre d'observation est divisée en segments sur lesquels des calculs élémentaires sont réalisés, puis moyennes sur l'ensemble des segments. Plus le nombre de segments est important, plus les spectres calculés sont lisses et moins la résolution en fréquence est bonne.

### Les analyses croisées

Les analyses croisées complètent les analyses simples en exprimant la relation causale des entrées et des sorties du système étudié. Selon un principe similaire, on calcule un coefficient d'intercorrélation, qui a pour distribution le corrélogramme croisé et le spectre croisé.

(i) **Le corrélogramme croisé** de deux séries  $S_1$  et  $S_2$  est la moyenne centrée:

$$S_1(n.dt)S_2((n+h).dt), n = 1, 2, \dots, N$$

Il est souvent utilisé pour l'analyse des chroniques pluie/débit. Dans ce cas précis, le corrélogramme croisé peut être une **approximation de la réponse impulsionnelle** du débit à la pluie lorsque les conditions de stationnarité sont requises et lorsque le pas d'échantillonnage est choisi de telle sorte que la pluie ne soit pas autocorrélée (corrélogramme égale 0 pour  $h$  non nul).

D'une manière générale, le corrélogramme croisé formalise la relation entrée-sortie d'un système et donc la fonction de transfert (au sens de la théorie du signal). Lorsque la valeur du corrélogramme croisé reste faible sur tout son domaine de définition, la relation entrée-sortie n'est pas mise en évidence. De fortes valeurs du corrélogramme croisé pour des décalages  $h$  positifs mettent en évidence une relation de cause à effet. Si ces fortes valeurs apparaissent pour des décalages négatifs, l'interprétation

est mauvaise car la relation causale est inversée, un effet ne pouvant pas influencer sur une cause.

A partir du corrélogramme croisé, le temps de régulation, qui correspond à la durée de la réponse impulsionnelle, peut être estimé selon Mangin 1996. Il traduit la durée de l'influence du signal d'entrée sur le signal de sortie.

(i) la **densité spectrale de Puissance croisée** de deux séries S et R se définit comme la transformée de Fourier du corrélogramme croisé de ces deux séries. Cette grandeur permet de définir à partir des deux séries S et R :

– la fonction d'amplitude  $S_{SR}(f) = |P_{SR}(f)| / (P_{SS}(0) \cdot P_{RR}(0))$

– le carré de la cohérence  $|C_{SR}(f)|^2 = |P_{SR}(f)|^2 / (P_{SS}(f) \cdot P_{RR}(f))$

– la fonction de la phase  $O_{SR}(f) = \tan^{-1} [Im(P_{SR}(f)) / Re(P_{SR}(f))]$

– la fonction de gain  $G_{SR}(f) = |P_{SR}(f)| / (P_{SR}(f) \cdot P_{RR}(0))^{1/2}$

où f représente la fréquence.

La **fonction d'amplitude**  $S_{SR}(f)$  traduit l'amplitude de la relation entrée-sortie pour chaque fréquence. Il est important d'interpréter uniquement les relations entre l'entrée et la sortie pour les fréquences pour lesquelles l'amplitude de la covariance est significative. La fonction d'amplitude lorsqu'elle est élevée, établit la corrélation entre deux signaux.

La **cohérence** décrit le degré de liaison entre deux signaux de même période. Le carré de la cohérence est un nombre compris entre 0 et 1. Deux signaux périodiques sont d'autant plus cohérents que  $|C_{SR}|^2$  est proche de 1. Lorsque la cohérence est faible, il n'existe pas de relation causale linéaire entre l'entrée et la sortie, même si elles présentent une même périodicité, c'est à dire même si les DSP relatives de l'entrée et de la sortie sont elles-mêmes élevées pour cette fréquence.

La **fonction de la phase** indique, fréquence par fréquence, la valeur du déphasage entre l'entrée et la sortie introduite dans le système. Le déphasage représente le temps de circulation de l'information, ce temps étant proportionnel au stockage dans le système. La fonction de phase n'est définie que lorsque  $|C_{SR}|^2 > 0.025$ , c'est à dire pour des signaux cohérents. Pour deux signaux périodiques cohérents, la retard du signal de sortie par rapport à celui de l'entrée est définie pour une période de temps donnée  $T_0 = 1/f_0$ , comme suit :

$$\text{Retard} = T_0 * O_{SR}/362$$

Où  $O_{SR}$  = la phase [ $^{\circ}$  degrés].

Le **gain** quantifie la transformation, imputable au système, de l'information entre l'entrée et la sortie. Si pour une fréquence donnée, l'amplitude du signal n'est pas modifiée, le gain est égal à 1. La modification de l'amplitude consiste en une atténuation ou amplification suivant la valeur du gain. L'intégration de cette fonction gain sur toute la bande des fréquences est inférieure à 1, car tout système consomme de l'énergie.

### La modélisation inverse

La modélisation inverse fait appel à des techniques numériques complexes s'appuyant sur différentes méthodes de régularisation. Le problème inverse a généralement plusieurs solutions (parfois une infinité de solutions) et il convient, pour le résoudre, d'ajouter des informations pertinentes permettant de préciser la réalité physique des phénomènes, assurant ainsi l'unicité de la solution.

D'une manière générale, la modélisation des écoulements consiste à calculer la réponse impulsionnelle lente  $\Gamma_l$  et rapide  $\Gamma_r$ , associée aux différents types d'écoulement. Le transfert rapide (non-linéaire) peut être dû au ruissellement de surface ou à l'effet de chasse résultant du comportement de la zone non saturée. Le transfert lent (linéaire) met en jeu les différents processus d'infiltration, induisant un retard plus ou moins important entre la pluie et le débit (ou la variation d'un niveau piézométrique) observés en sortie: infiltration lente et rapide, ruissellement différé,...

L'utilisation de deux réponses impulsionnelles rend le problème non-linéaire dont la résolution nécessite un processus itératif. L'équation du transport s'écrit:

$$S(t) = Surface.(\Gamma_r * P_r + \Gamma_l * P_l) + at + b \text{ (débit)}$$

où \* représente le produit de convolution discret  $(f * g)(k) = \sum_{i=0,1} f(i).g(k-i)$ ,  $t$  le temps,  $S(t)$  la sortie de l'hydrosystème (débit, niveau piézométrique), le terme  $at + b$  la tendance,  $Surface$  la surface du bassin d'alimentation,  $P_r$  et  $P_l$  les composantes de la pluie induisant le transfert rapide et lent, respectivement. Les réponses impulsionnelles  $\Gamma_l$  et  $\Gamma_r$  sont normalisées (aire unité) et sont donc sans dimension. Le système peut être constitué de une ou deux connexions hydrauliques en entrée. La fonction de transfert linéaire comprend autant de composantes qu'il y a d'entrées.

Lorsque deux entrées sont fortement corrélées entre elles, leur séparation peut néanmoins être réalisée dans de bonnes conditions lorsque leur temps de régulation diffère de manière significative (leur temps de réponse après un épisode de pluie). Il y a alors lieu de choisir la réponse impulsionnelle linéaire la plus courte possible (modèle général) ou bien un modèle analytique.

La somme  $P_{eff} = P_r + P_l$  représente la pluie efficace  $P_{eff}$ .

**(A) PLUIE EFFICACE ET TRANSFERT NON-LINEAIRE**

C'est la hauteur de pluie minimale permettant d'engendrer un débit à l'exutoire d'un bassin versant ou encore l'augmentation d'un niveau piézométrique. Le modèle inverse peut calculer la pluie efficace à partir d'une séquence de pluie, moyennant la connaissance de l'ETP (ou de la température journalière).

Elle est calculée à partir d'un seuil  $\Omega(t)$  représentant la réserve utile des sols de telle sorte que:

$$P_{eff} = Pluie - \Omega(t) \quad \text{si } Pluie > \Omega(t)$$

$$P_{eff} = 0 \quad \text{si } Pluie \leq \Omega(t)$$

Le seuil  $\Omega(t)$  est lui-même calculé à partir de la pluie et de l'ETP (ou température journalière) passées de sorte que:

$$\Omega(t) = \Gamma_p * Pluie + \Gamma_{ETP} * ETP + Cste$$

$$\begin{array}{c} \text{-----} \\ \diagup \text{-----} \diagdown \quad \Gamma_{ETP} \\ \diagdown \text{-----} \diagup \quad \Gamma_p \\ \text{-----} \end{array}$$

de sorte que  $\Gamma_{ETP} > 0$  et  $\Gamma_p < 0$ : l'ETP augmente le seuil  $\Omega(t)$  alors que la pluie le fait diminuer.

Le produit de convolution de l'ETP par la partie positive de la R.I. donne la contribution de l'ETP au seuil de pluie efficace (l'ETP ou T ont une contribution positive sur le seuil car l'une et l'autre de ces grandeurs caractérise la perte en eau des sols et de la végétation). Le produit de convolution de la pluie par la partie négative de la R.I. donne la contribution de la pluie au seuil  $\Omega(t)$ : la pluie a une contribution négative sur le seuil, suite à la recharge des sols.

La part relative  $\alpha(t) = P_r / (P_r + P_l)$  de la pluie impliquée dans le transfert rapide est donnée par la fonction  $\alpha(t)$  qui, elle même, dépend de la pluie efficace passée:

$$\alpha(t) = \Gamma_{P_{eff}} * P_{eff} = \Gamma_{P_{eff}} * (P_r + P_l)$$

La réponse impulsionnelle  $\Gamma_{P_{eff}}$  est, là encore, représentée par un trapèze (modèle à 4 degrés de liberté):

$$\frac{\Gamma_{Peff}}{\Gamma_{Peff}}$$

Le front de montée caractérise la durée du processus conduisant à la modification de l'état du bassin : en effet, le transfert rapide résulte généralement de phénomènes transitoires induits par un régime pluviométrique de forte intensité ou de longue durée. Ces processus comprennent la saturation en eau des sols, l'extension de zones humides dans les bas-fonds ou l'accroissement de la charge hydraulique dans un aquifère karstique.

La longueur de la plus petite base du trapèze régit l'amplitude des phénomènes de transfert rapide. En particulier, la fonction  $\alpha(t)$  peut prendre d'importantes valeurs lorsque la longueur de cette base est supérieure à la durée moyenne séparant 2 événements de pluie efficace consécutifs, en raison du phénomène d'empilement observé lors du produit de convolution de la pluie efficace par ce trapèze (un événement de pluie efficace fait monter la fonction  $\alpha(t)$  alors que celle-ci n'était pas encore redescendue à 0, suite à l'événement 'Pluie' précédent).

Les solutions du modèle inverse sont les réponses impulsionnelles  $\Gamma_l$  et  $\Gamma_r$ ,  $\Omega(t)$  ( $\Gamma_P, \Gamma_{ETP}, Cste$ ) et  $\alpha(t)$  ( $\Gamma_{Peff}$ ).

### **(B) LE SEUIL DE PLUIE EFFICACE $\Omega(t)$ OU RESERVE UTILE DES SOLS**

La prise en compte de la loi de conservation :

$$\sum P_{eff} \times Surface = \sum S(t)$$

applicable également aux flux ainsi qu'aux niveaux piézométriques, suppose le calcul de la pluie efficace à partir de la réserve utile des sols  $\Omega(t)$ . Cette fonction du temps a la même dimension que la pluie (hauteur d'eau par unité de temps): c'est, à un instant donné, la capacité en eau des sols.

Lorsque la sortie représente un niveau piézométrique, le seuil  $\Omega(t)$  inclut également le ruissellement de surface, à moins que celui-ci ne soit représenté par l'une des variables d'entrée (dite 'connexion hydraulique').

A un temps  $t$  donné, la hauteur de pluie efficace est :

- la différence entre la hauteur de pluie et ce seuil si la hauteur de pluie est supérieure ou égale au seuil
- zéro si la hauteur de pluie est inférieure au seuil.

Cette approche visant à estimer la pluie efficace à partir d'un modèle inverse présente l'avantage de ne faire aucune hypothèse sur le temps de régulation des processus de transfert dans les sols, contrairement aux modèles à réservoirs. Ces modèles assimilent en effet le sol à un réservoir, la pluie n'étant efficace que lorsque le réservoir déborde. Le niveau d'eau dans le réservoir, proportionnel à la hauteur de pluie moins l'évapotranspiration, est remis à jour au pas journalier. Or les temps de régulation des sols étant généralement supérieurs à la journée en raison des transferts entre les macropores et les micropores, ces modèles doivent surestimer la recharge utile des sols pour exprimer une pluie efficace en accord avec les observations.

### Contribution de la pluie au transfert rapide $\alpha(t)$

Les processus de transfert intervenant à l'échelle de bassins font généralement intervenir plusieurs réponses impulsionnelles (ou fonctions de transfert). Deux réponses impulsionnelles peuvent être utilisées simultanément :

- une **courte réponse impulsionnelle dite rapide**, destinée à caractériser le ruissellement de surface d'un bassin versant ou la vidange gravitaire d'une nappe par 'effet de chasse', c'est-à-dire après que se soit établie une continuité hydraulique entre la zone non saturée et la nappe.
- une **réponse impulsionnelle lente**, nécessairement plus longue que la précédente, décrivant à la fois les processus de transfert rapides (s'ils sont linéaires) et différés : infiltration,...

Pour cela, la pluie efficace est décomposée en une **composante rapide**  $P_r$  et une **composante lente**  $P_l$ , chacune de ces composantes étant transférée à l'exutoire ou dans la nappe au moyen de la réponse impulsionnelle correspondante. La contribution de la pluie efficace au transfert rapide est décrite au moyen de la fonction  $\alpha(t)$  dont les valeurs sont comprises entre 0 et 1. Cette fonction donne, au temps  $t$ , la contribution de la pluie efficace impliquée dans le transfert rapide.

### Coefficient d'ajustement de Nash

La qualité de l'ajustement d'une série observée  $S(t)$  à l'aide d'un modèle  $M(t)$  peut également être mesurée à partir du coefficient d'ajustement de Nash. C'est un paramètre sans dimension :  $\text{Nash} = 1 - Z$ , où  $Z$  est égal au rapport de la somme des carrés du résidu sur la variance de la série observée (moment centré d'ordre 2) :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{n=1, N} [S(n) - M(n)]^2}{\sum_{n=1, N} [S(n) - \bar{S}]^2}$$

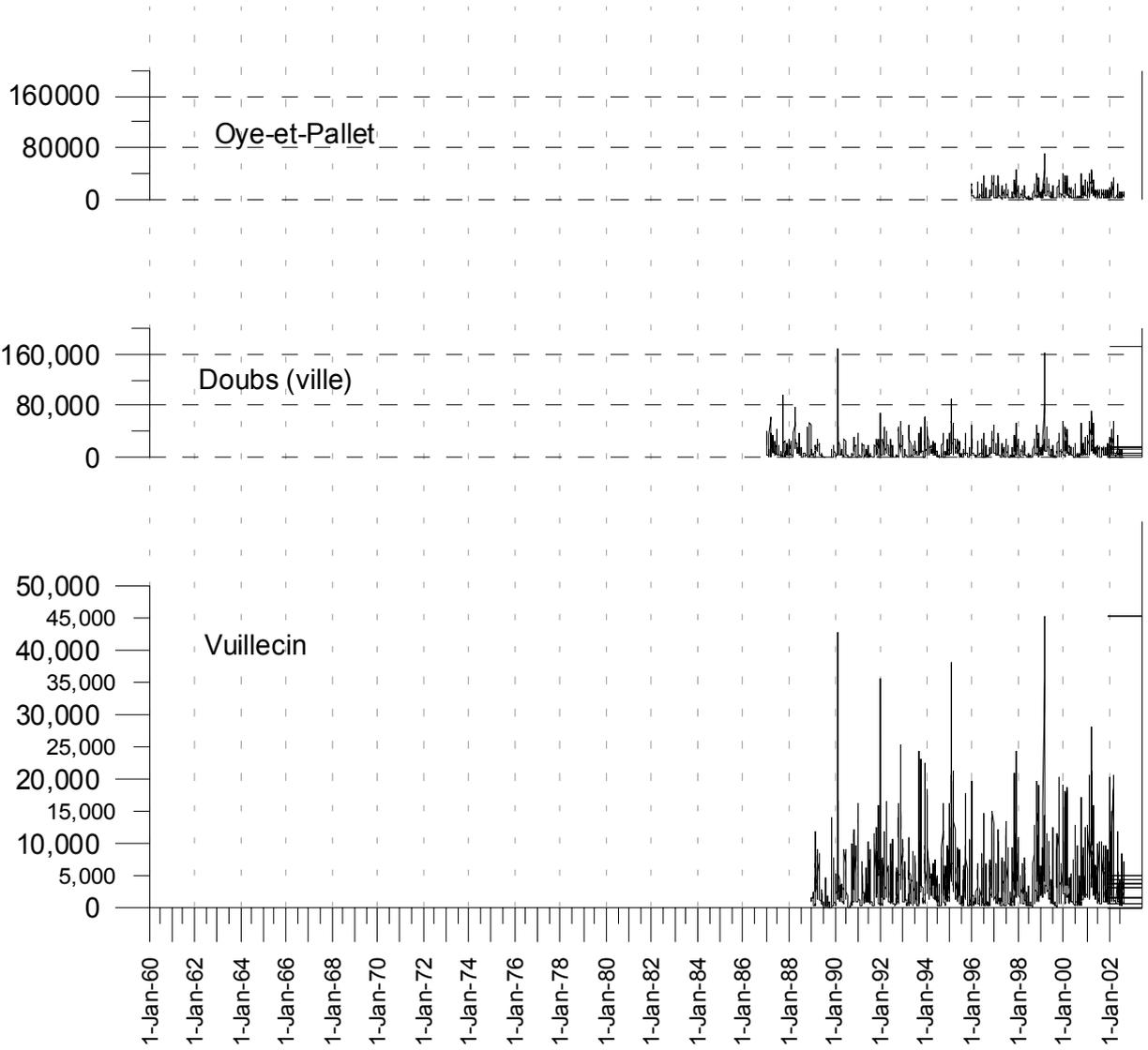
où  $\bar{S}$  représente la moyenne de la série observée  $S(n)$ ,  $N$  est la taille de l'échantillon (longueur des séries en l'occurrence).

Le coefficient de Nash caractérise donc la distance entre la série observée et le modèle, notion incluant à la fois les erreurs systématiques (biais) et aléatoires (bruit). Il est très utilisé par les hydrologues ainsi que les hydrogéologues.

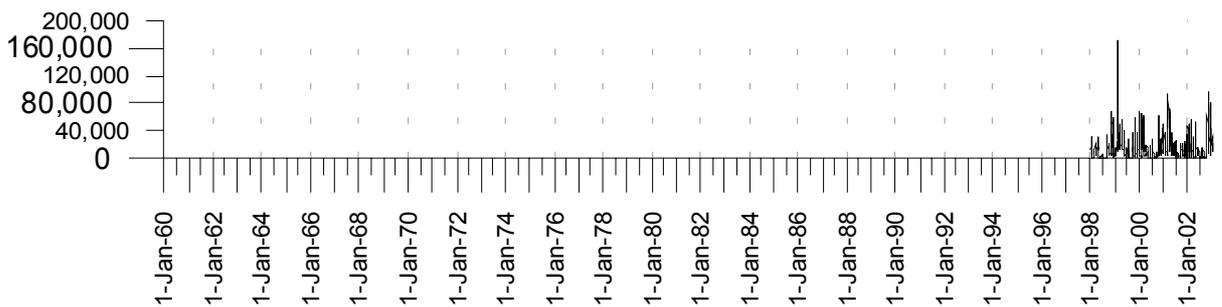
## **Annexe 3**

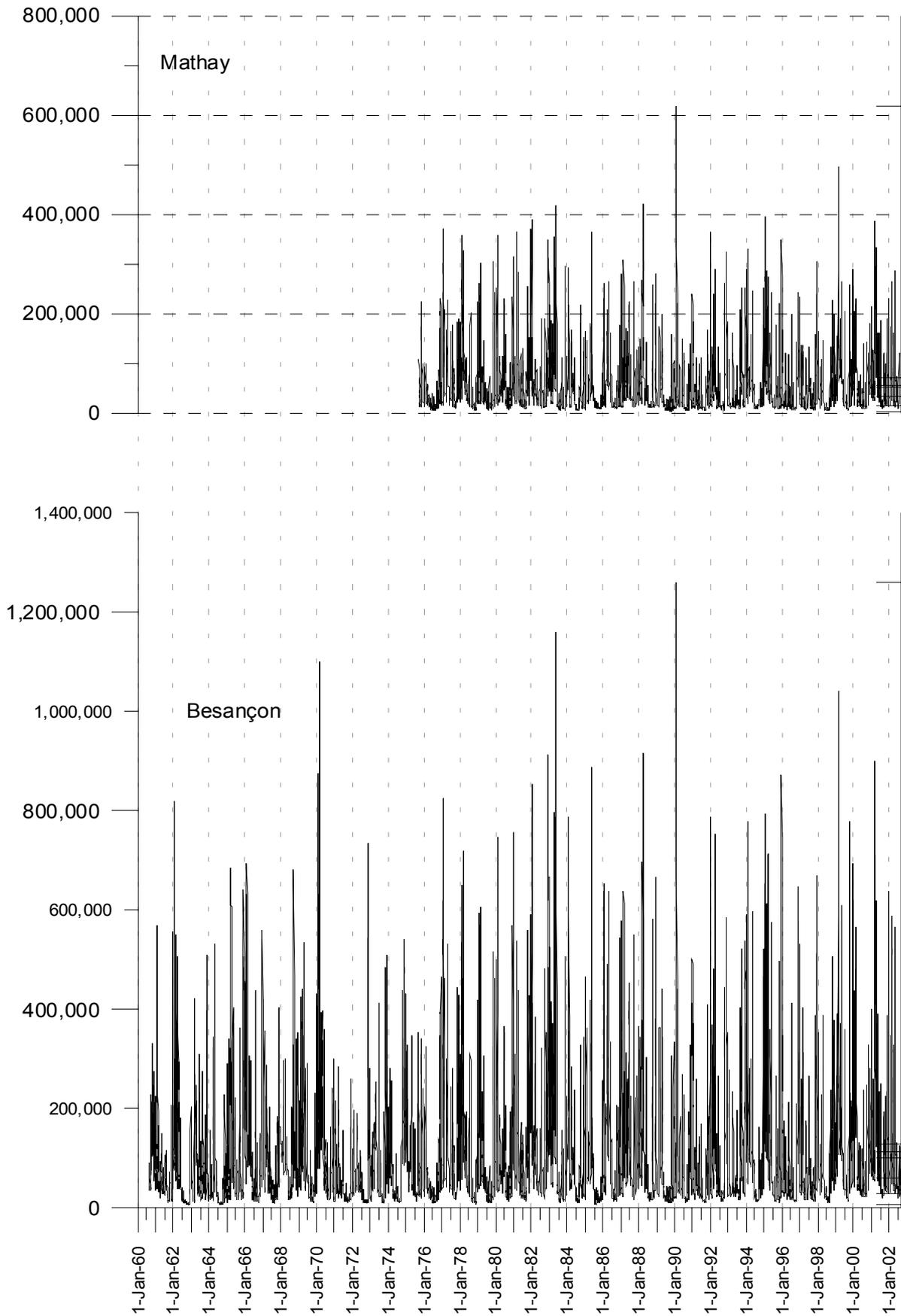
### **Hydrogrammes des stations retenues pour l'étude sur le Doubs et La Loue**

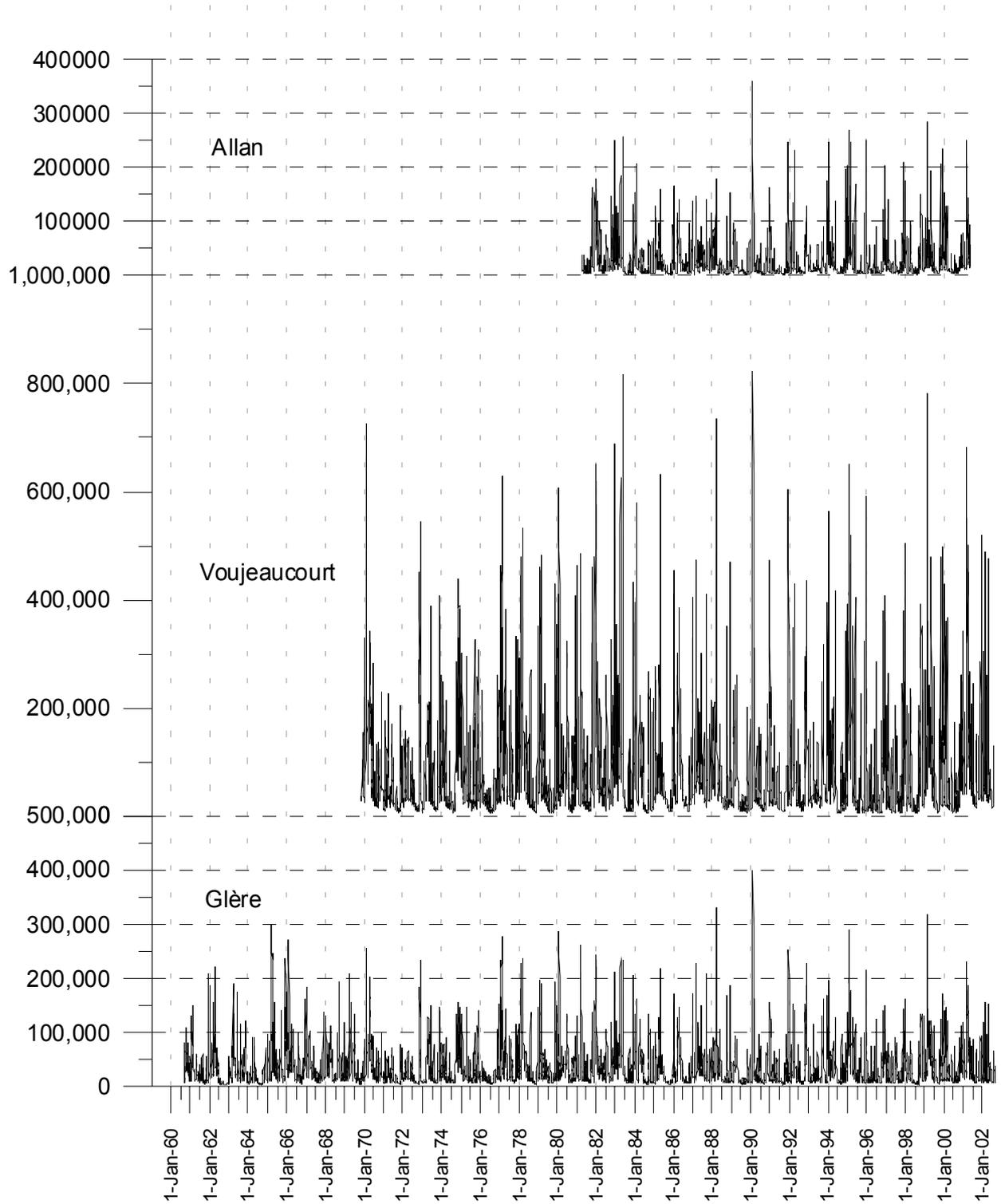


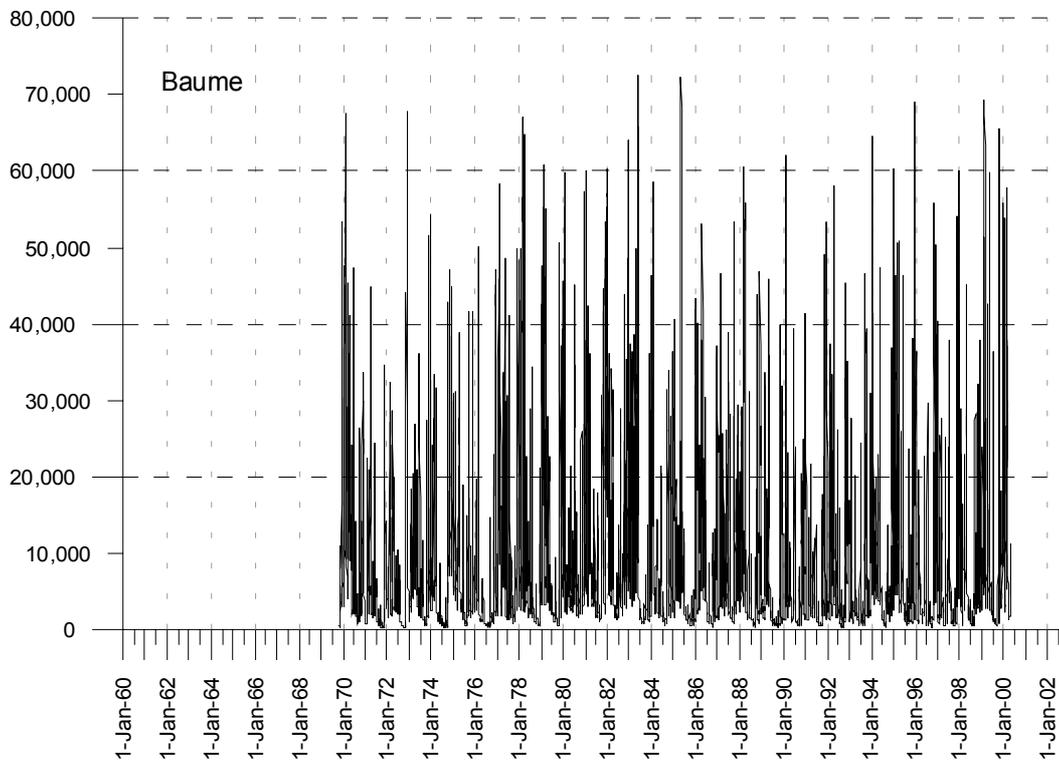
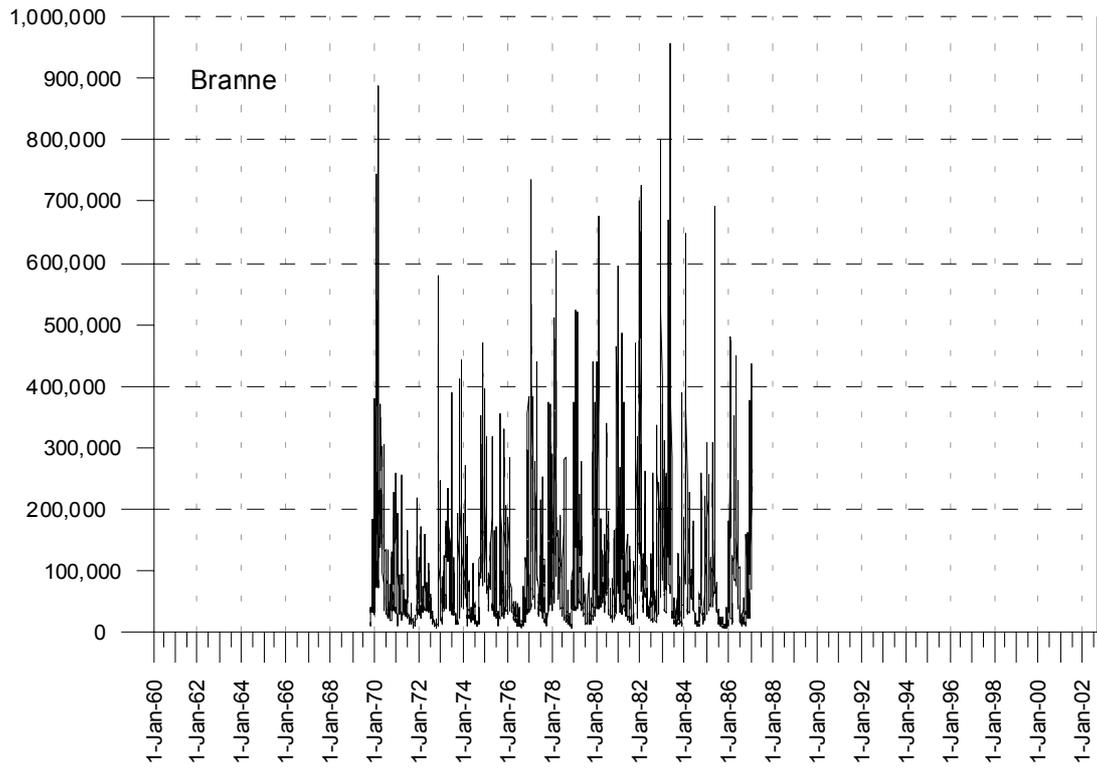


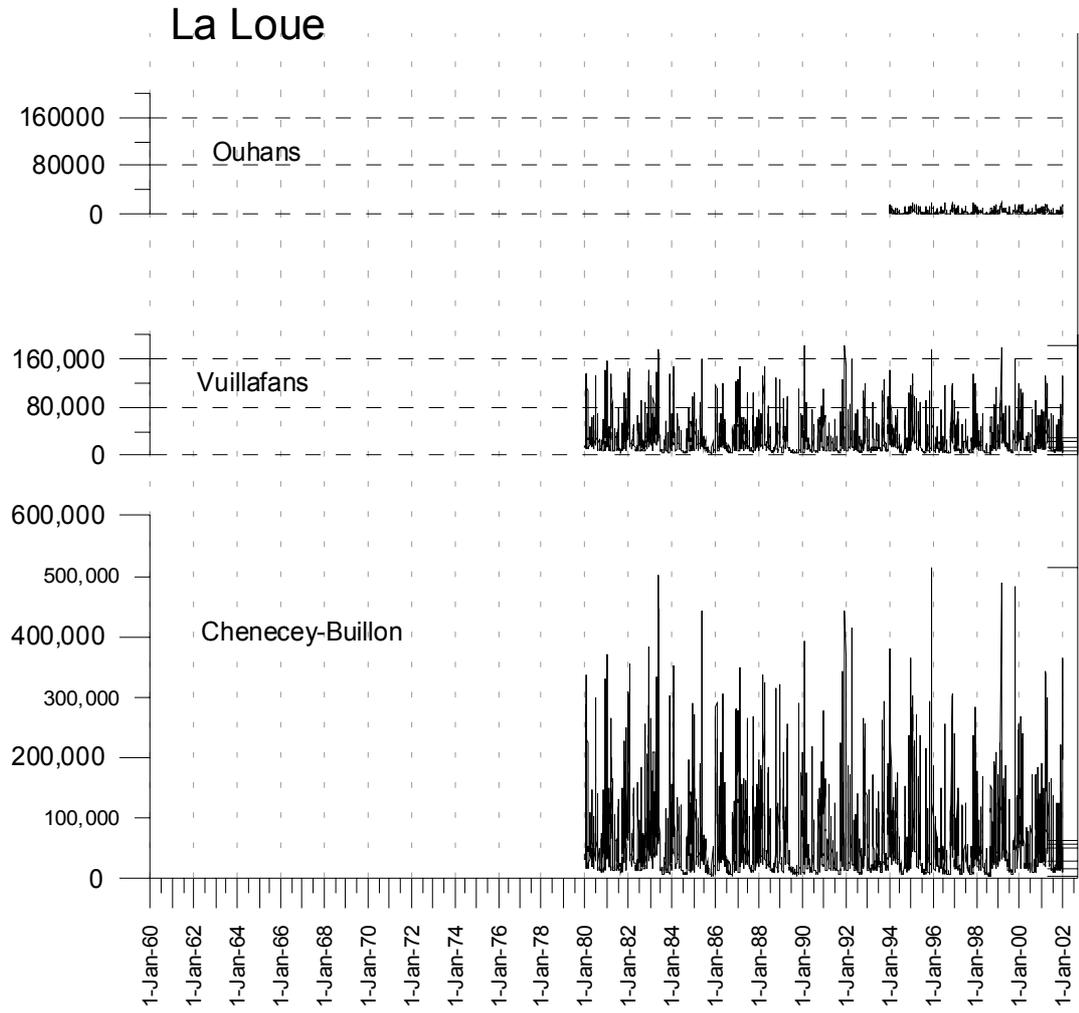
Ville du Pont



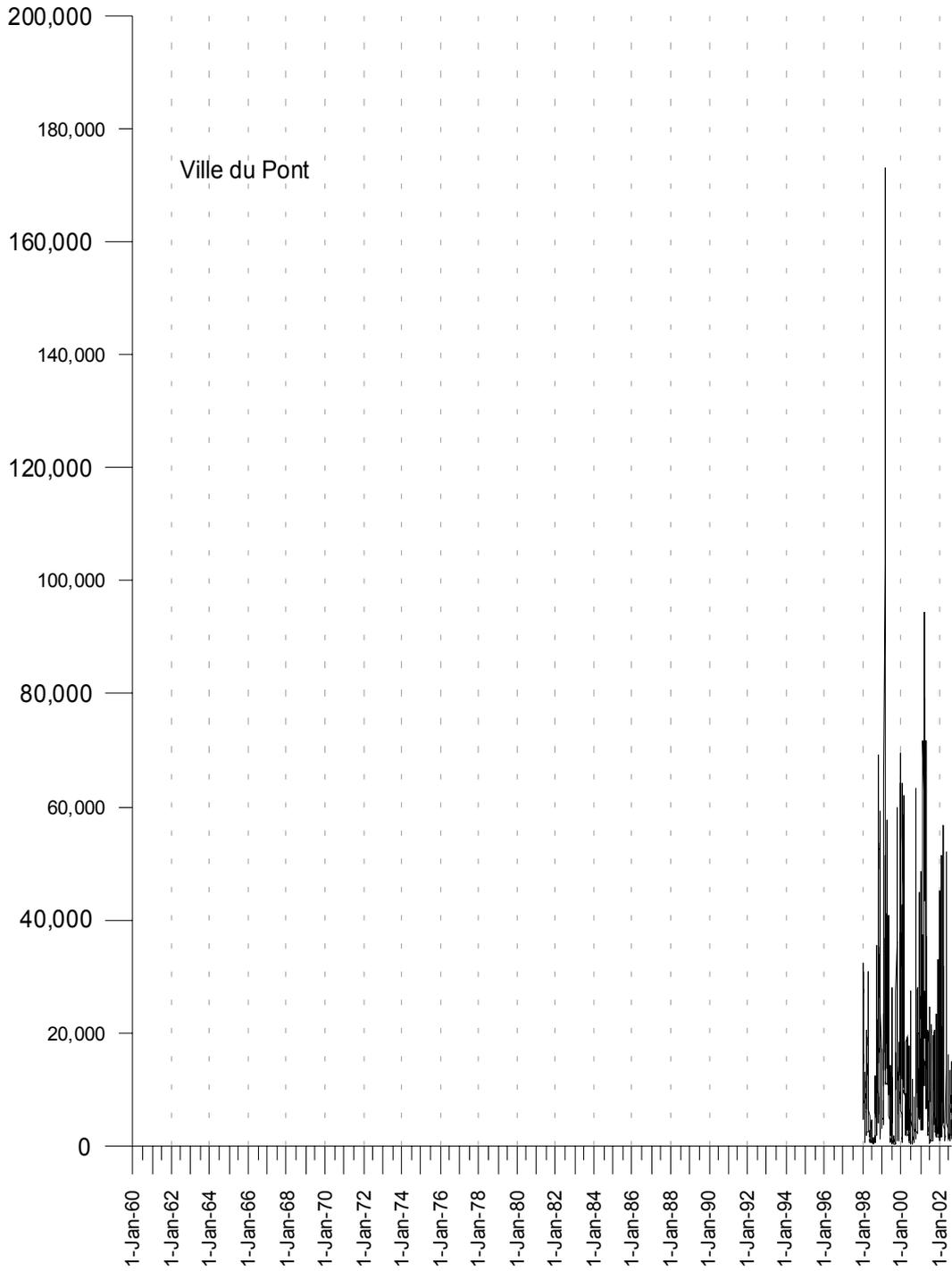








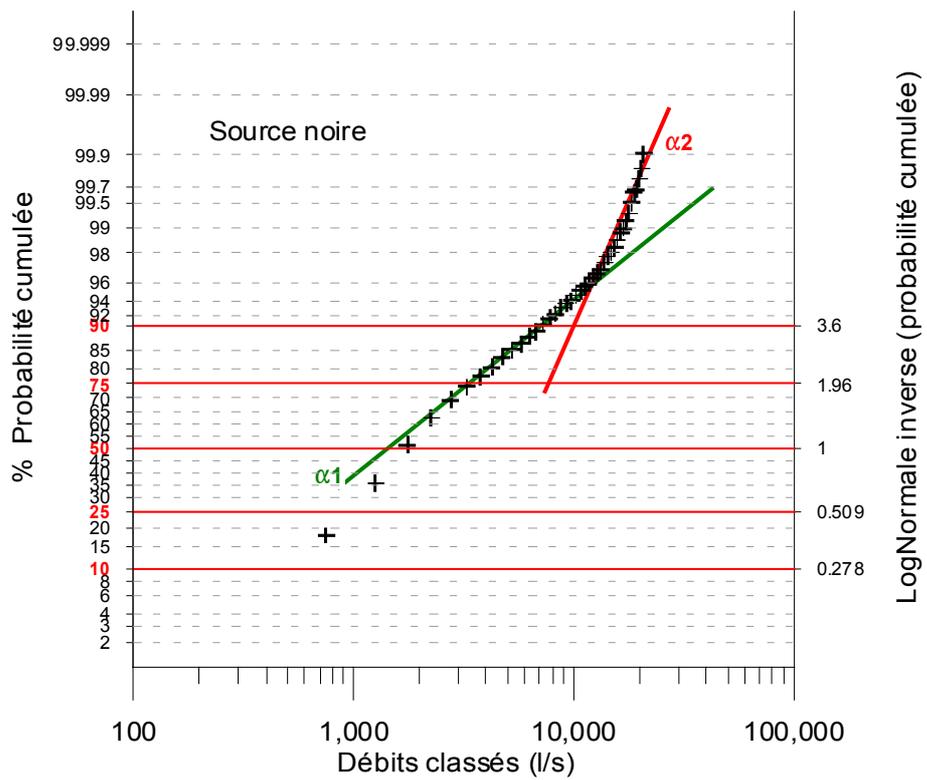
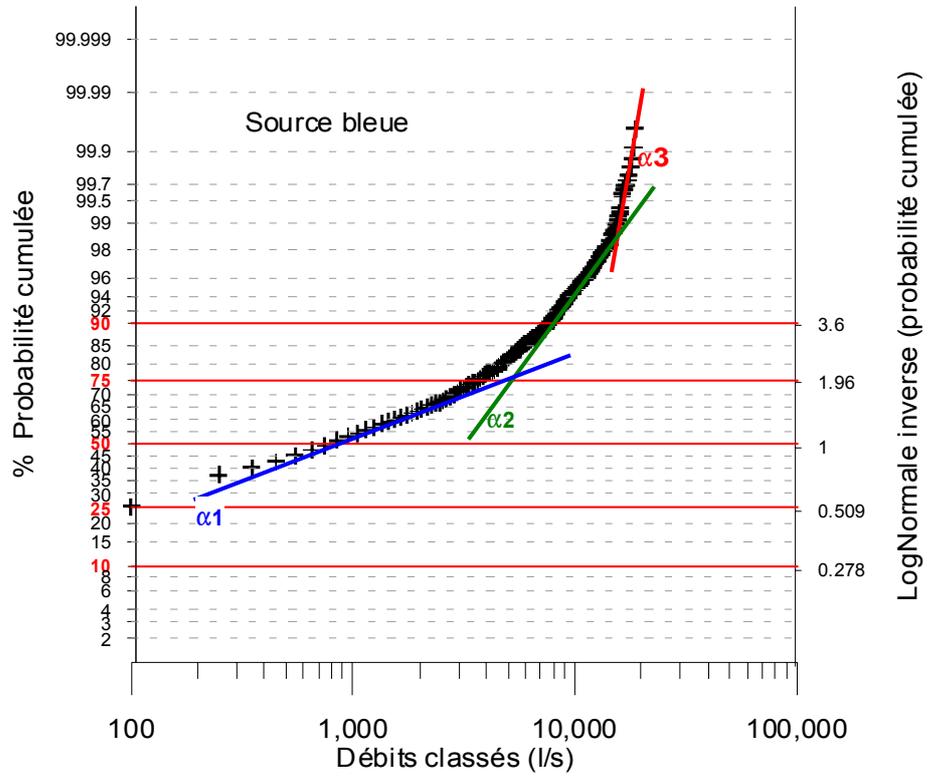
# Le haut Doubs

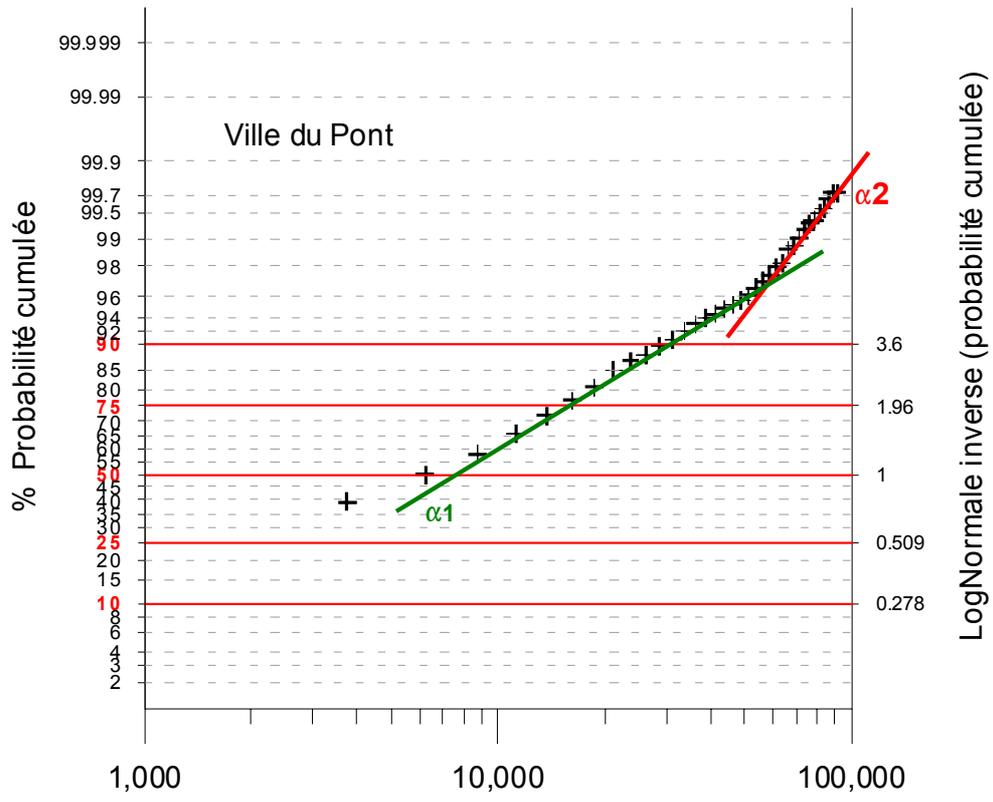


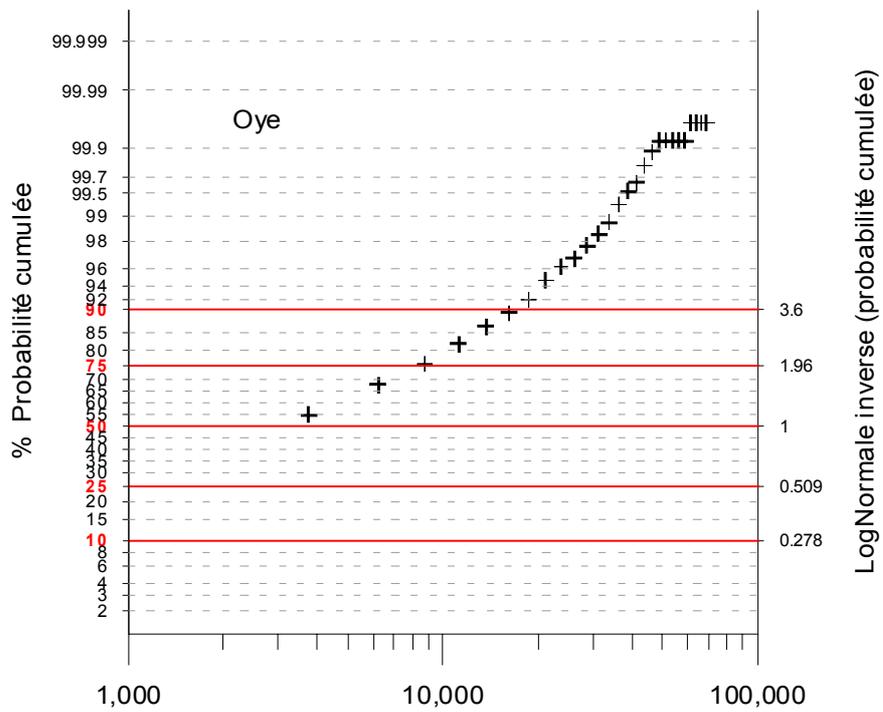
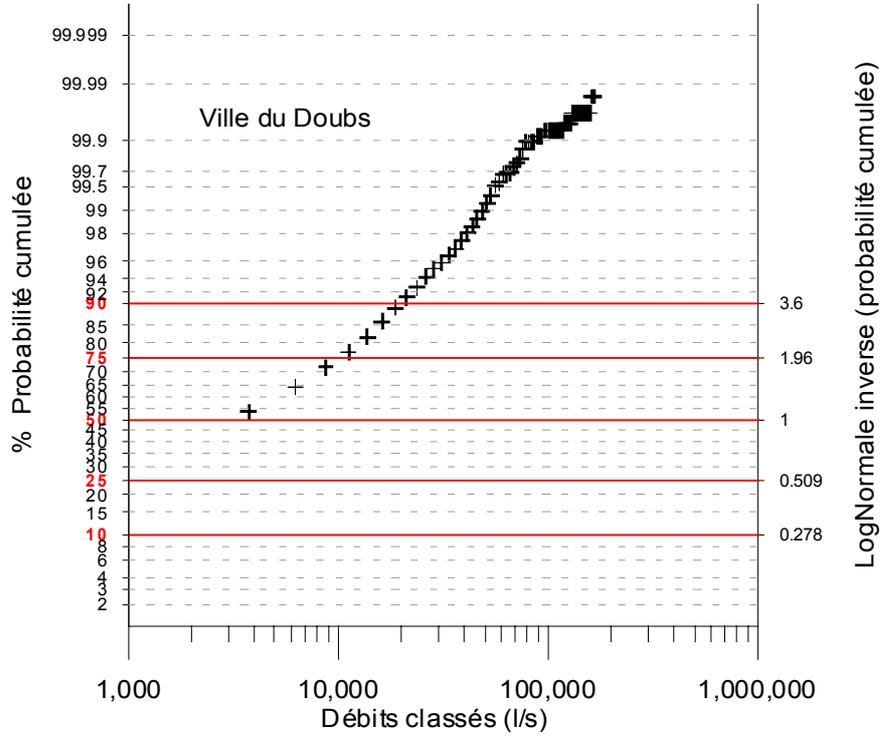
## **Annexe 4**

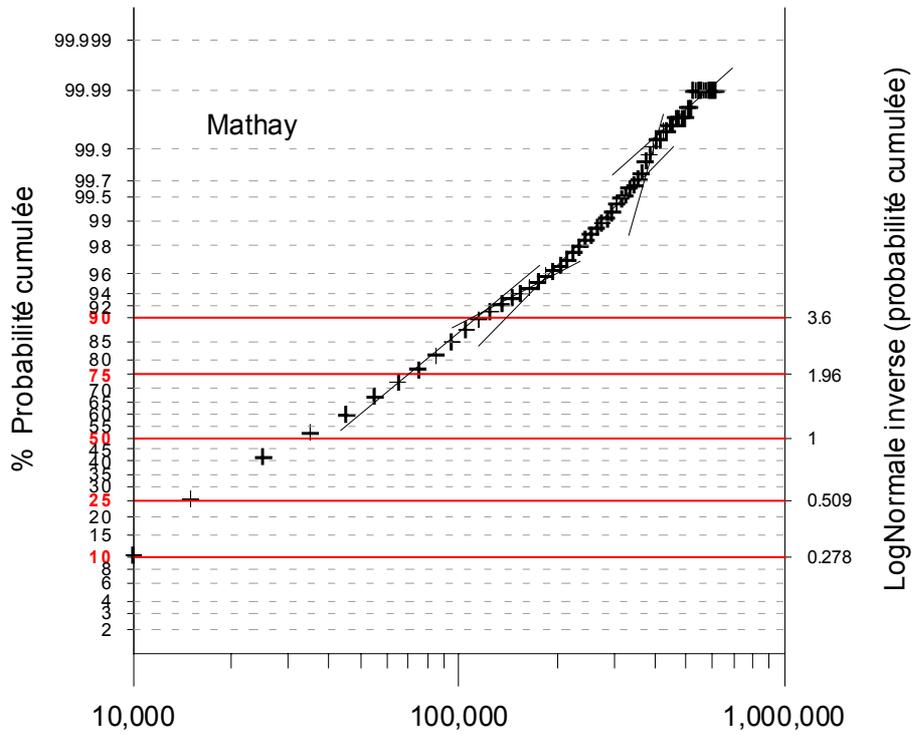
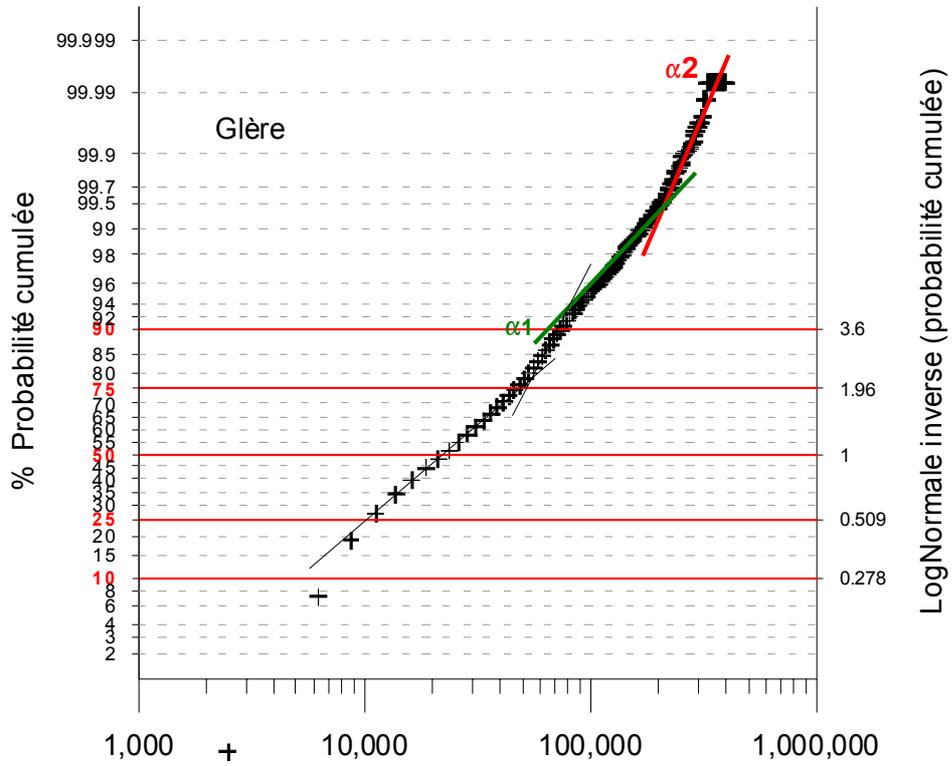
### **Diagrammes des debits classés du Doubs et de la Loue**

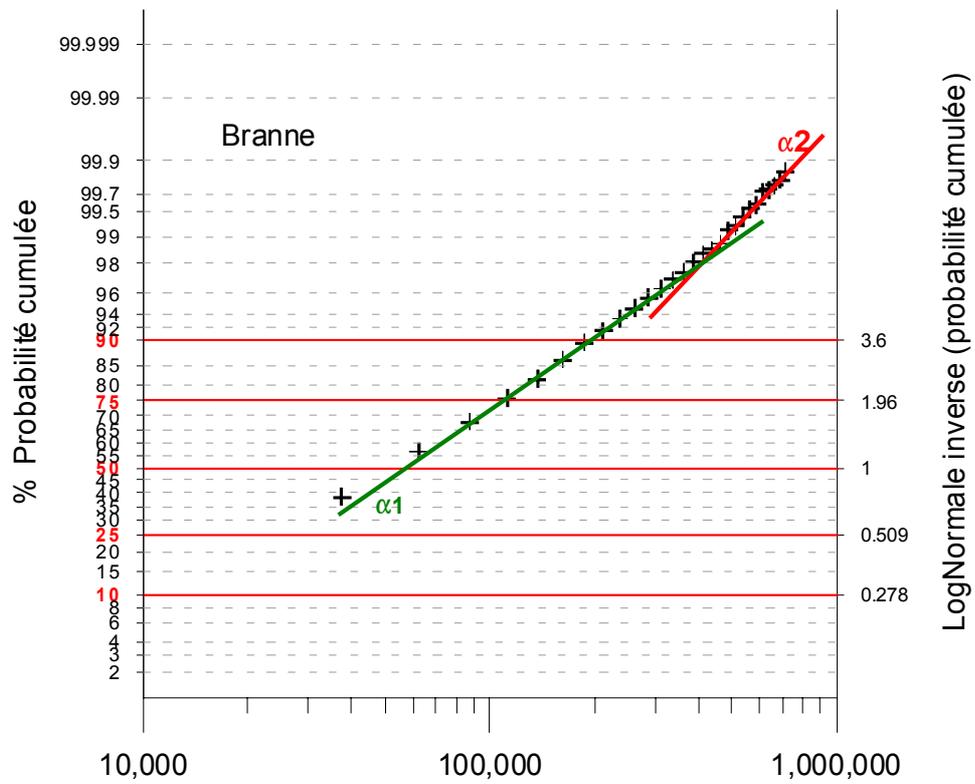
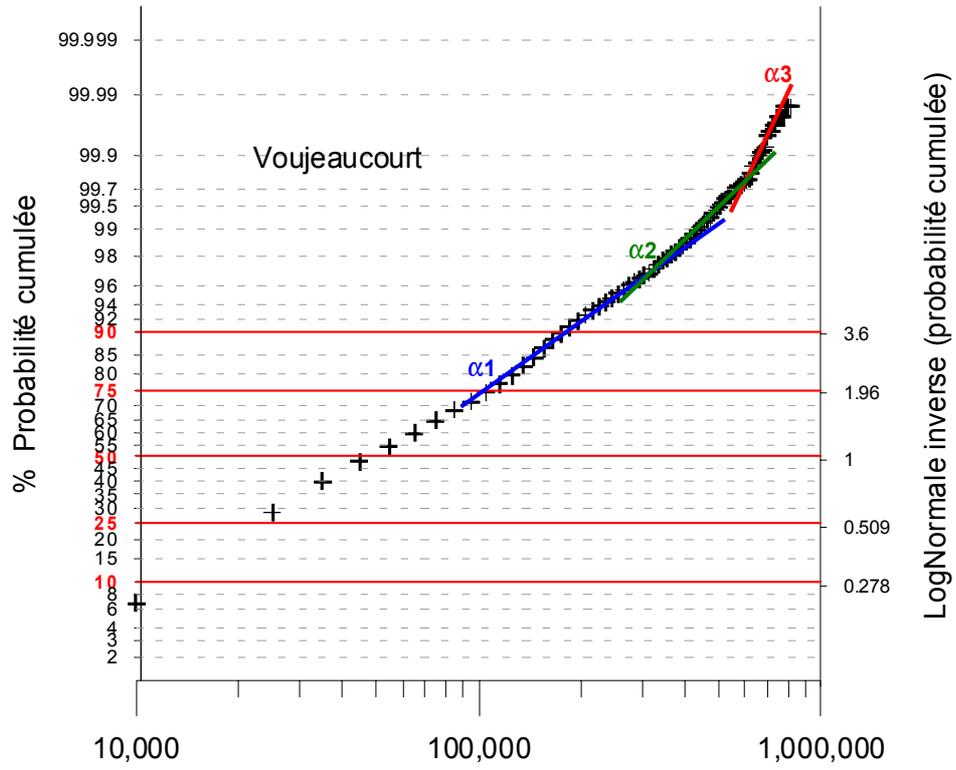


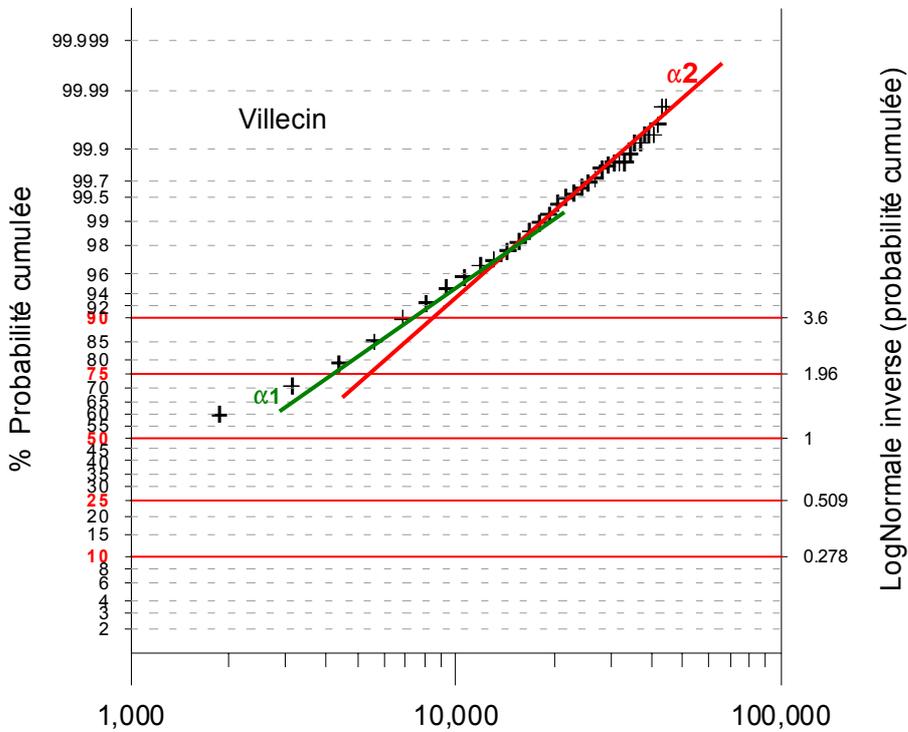
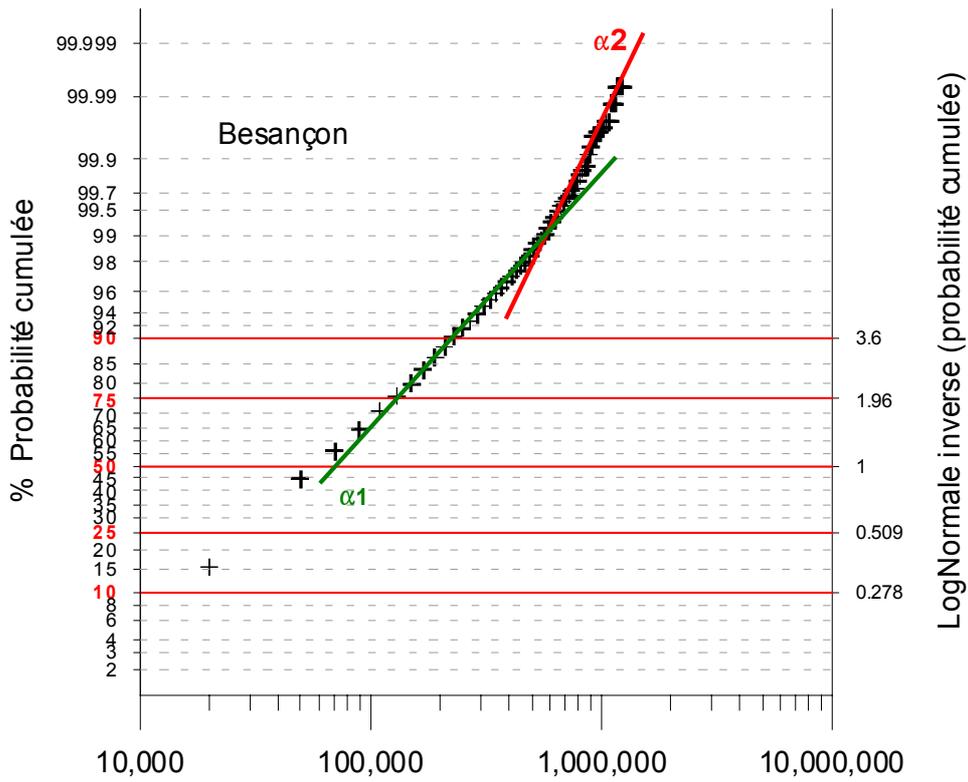


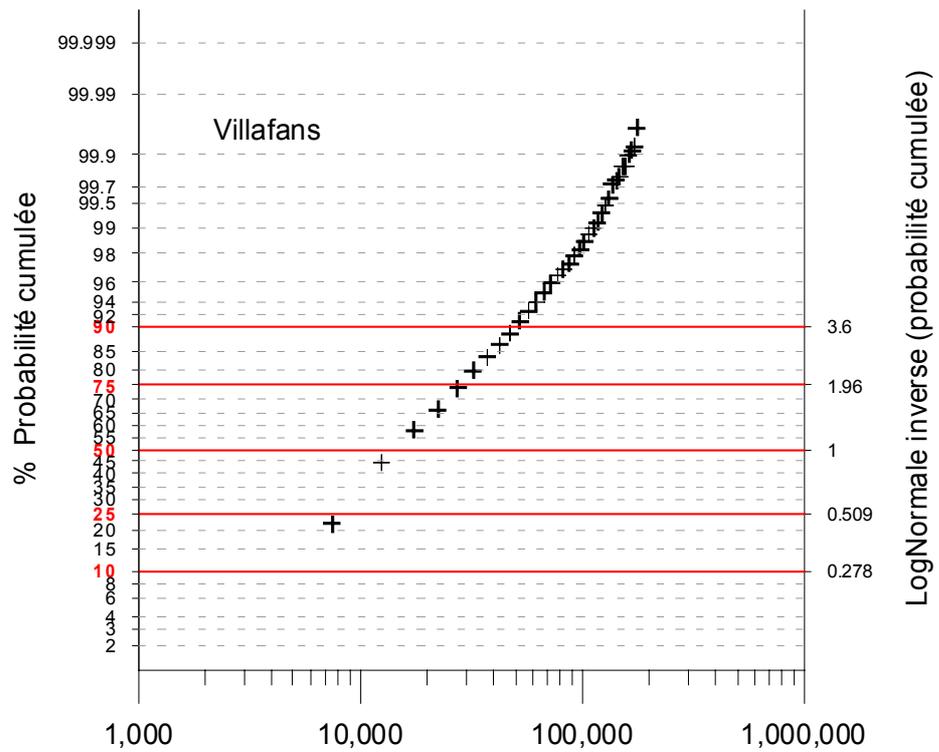
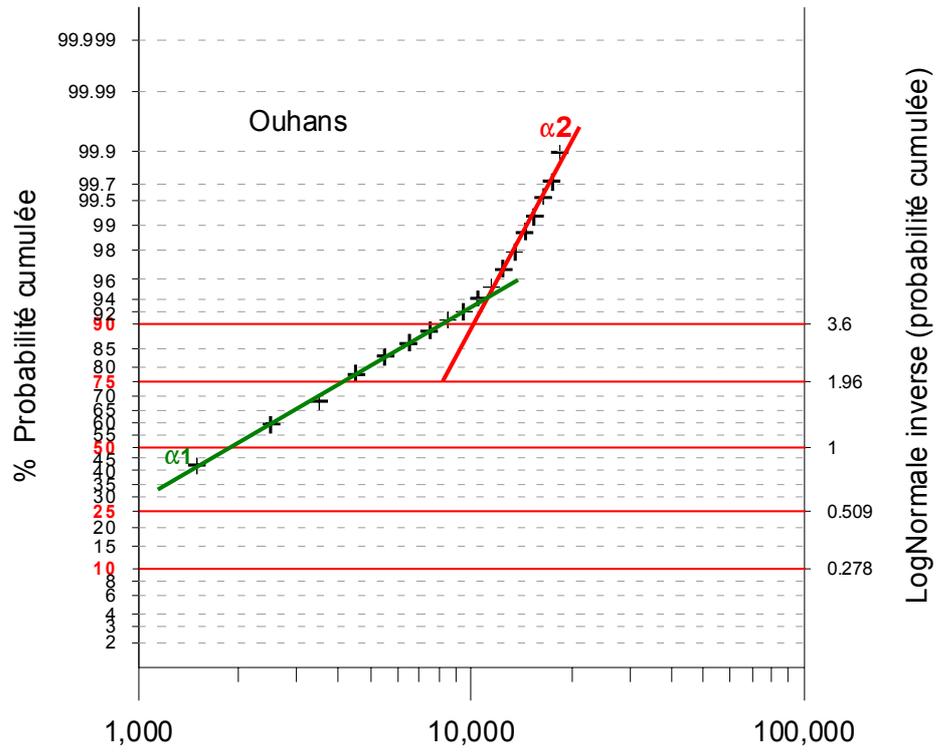


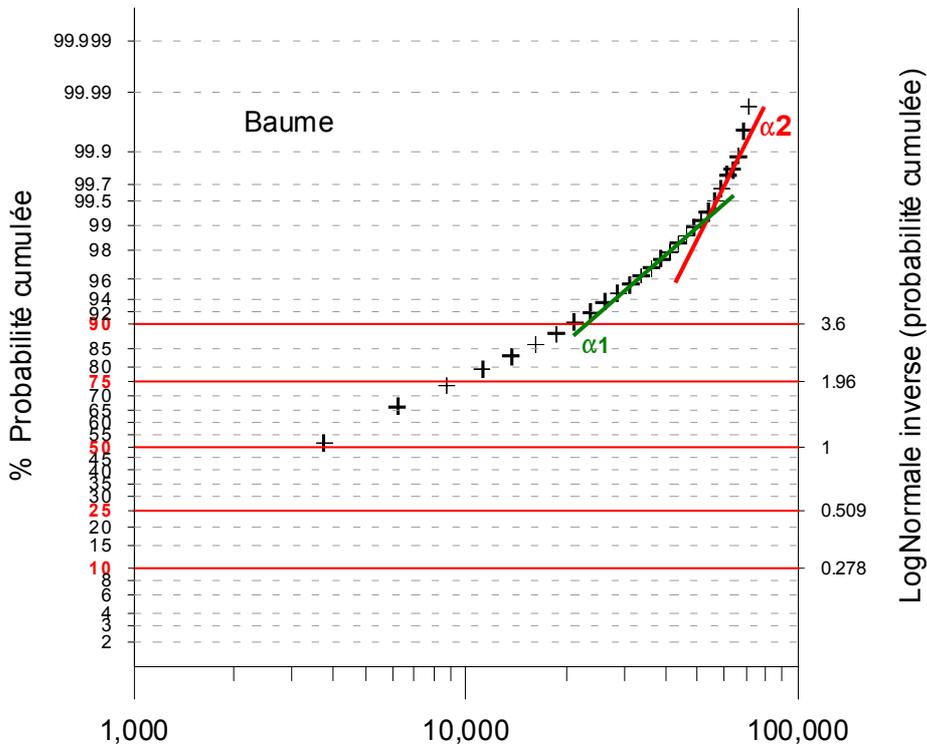
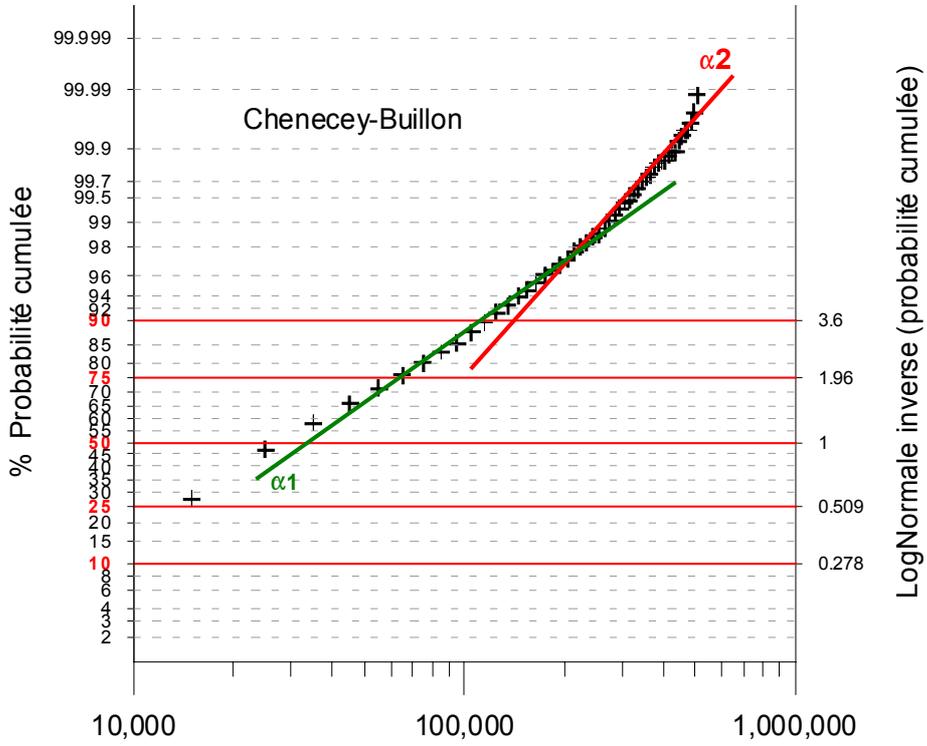








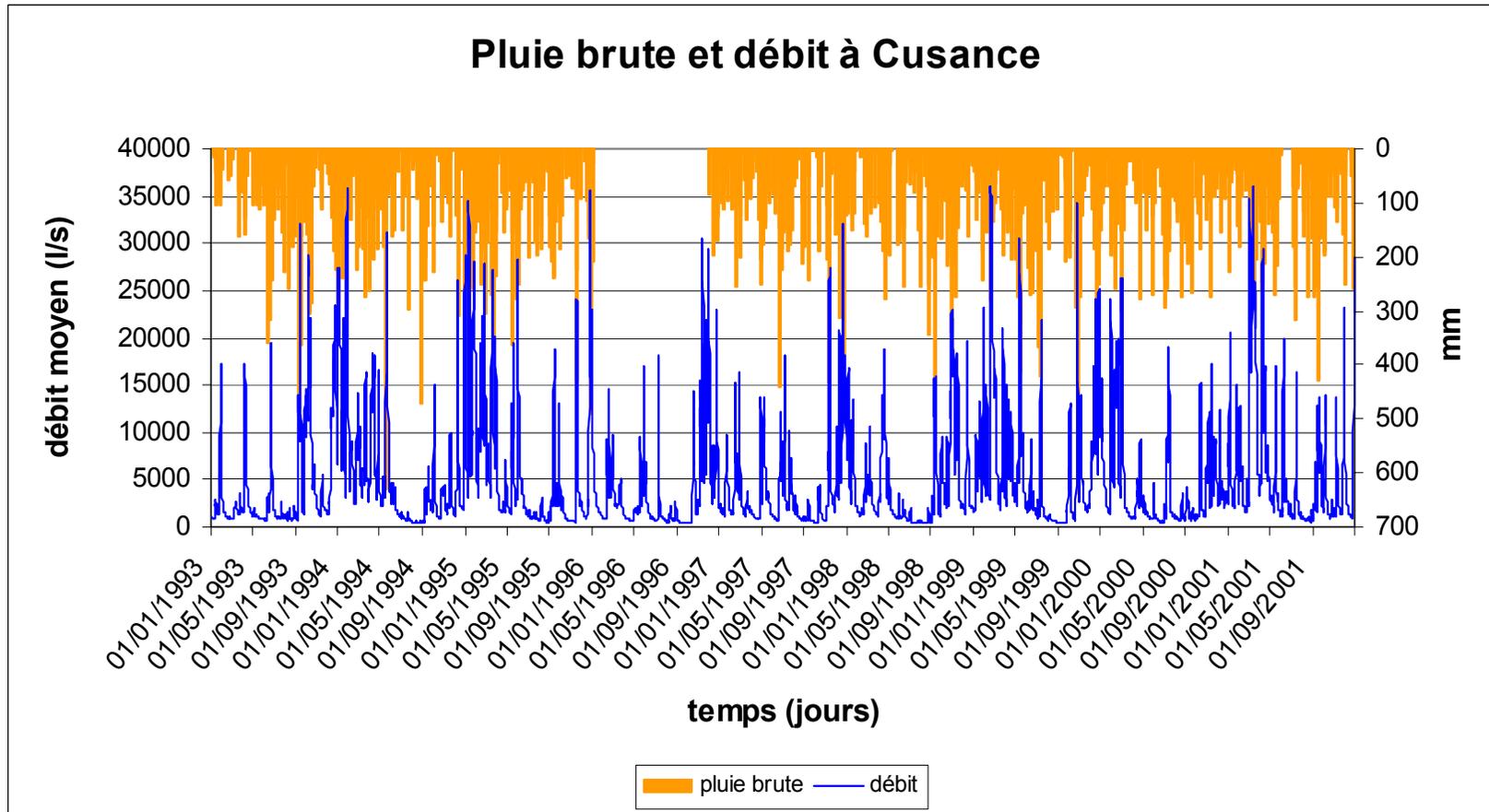




## **Annexe 5**

# **Chronique journalière Précipitations et débit à Cusance (1993-2001)**



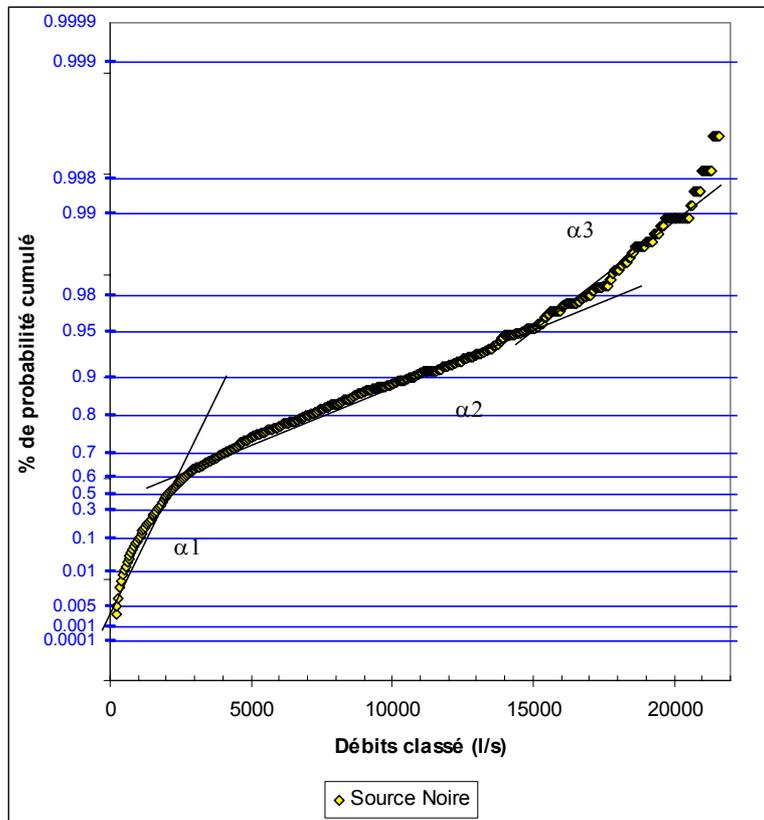
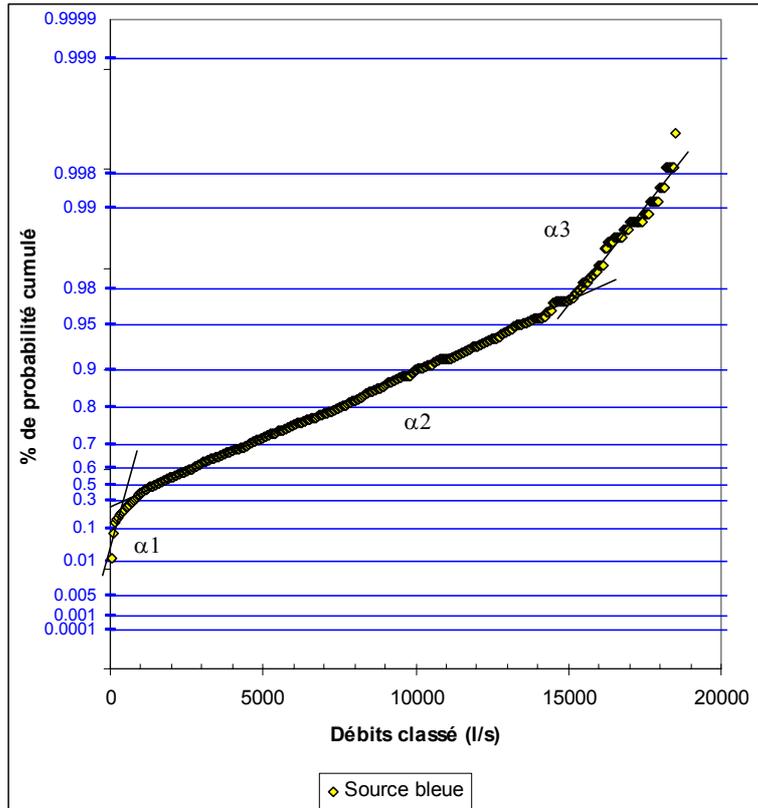




## **Annexe 6**

### **Débits classés des sources Bleue et Noire**



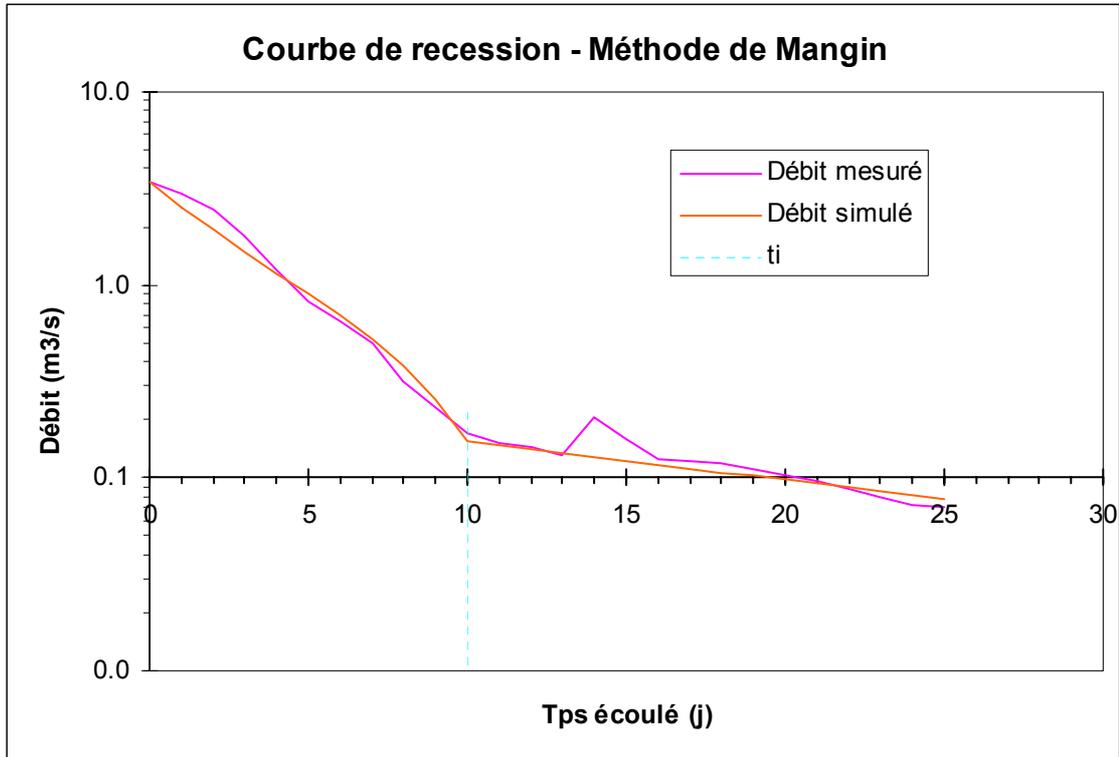




## **Annexe 7**

### **Analyse de récession des sources Bleue, Noire et du Cusancin à Cusance**

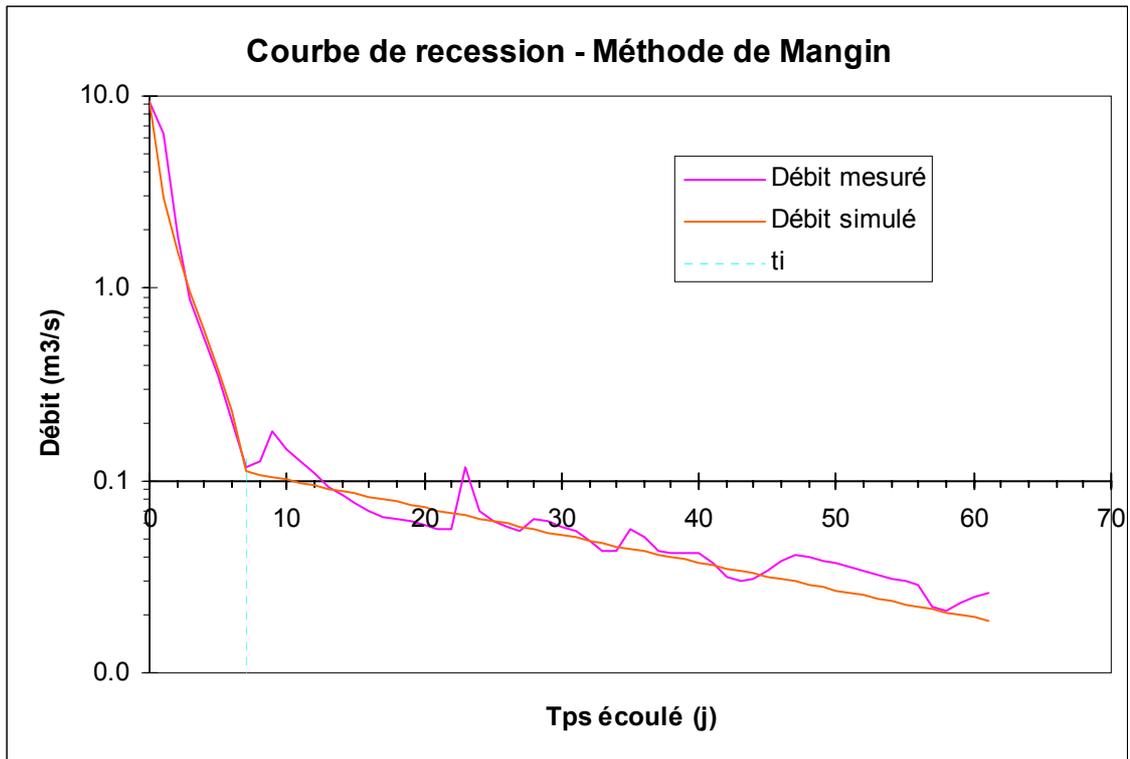




### Récession du 26/07/1981 au 20/08/1981 à la source Bleue

	Date	Débit (m3/s)
Début Récession	26/07/1981	3.410
Fin Récession	20/08/1981	0.071
alpha (coef tarissement)	0.045	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	0.2500	
QRo	0.240	
ti (tps fin d'infiltration)	10	

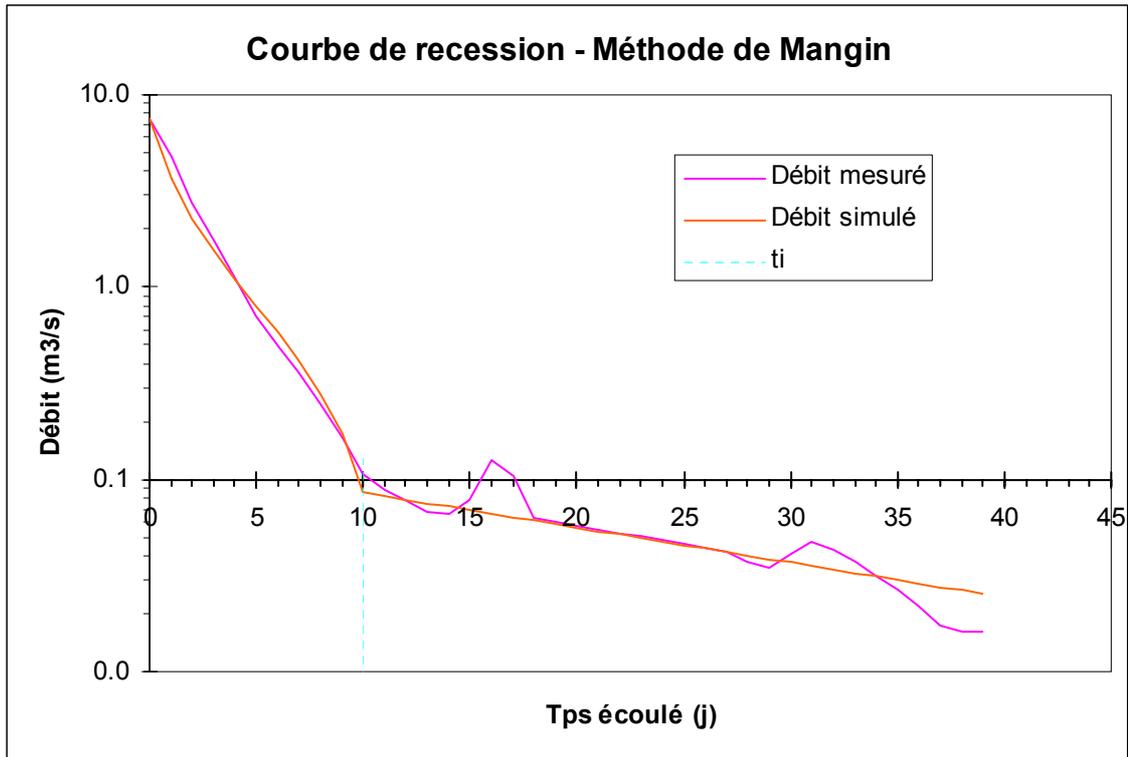
Q0 (débit de crue debut recession)	3.410
qo (débit d'infiltration à t=0)	3.170
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.1000
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.53</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	97.24
Vdyn (Mm3)	0.46
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	0.14
Vinfil (Mm3)	0.97



**Récession du 03/06/1983 au 03/08/1983 à la source Bleue**

	Date	Débit (m3/s)
Début Récession	03/06/1983	9.360
Fin Récession	03/08/1983	0.026
alpha (coef tarissement)	0.033	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	1.8000	
QRo	0.140	
ti (tps fin d'infiltration)	7	

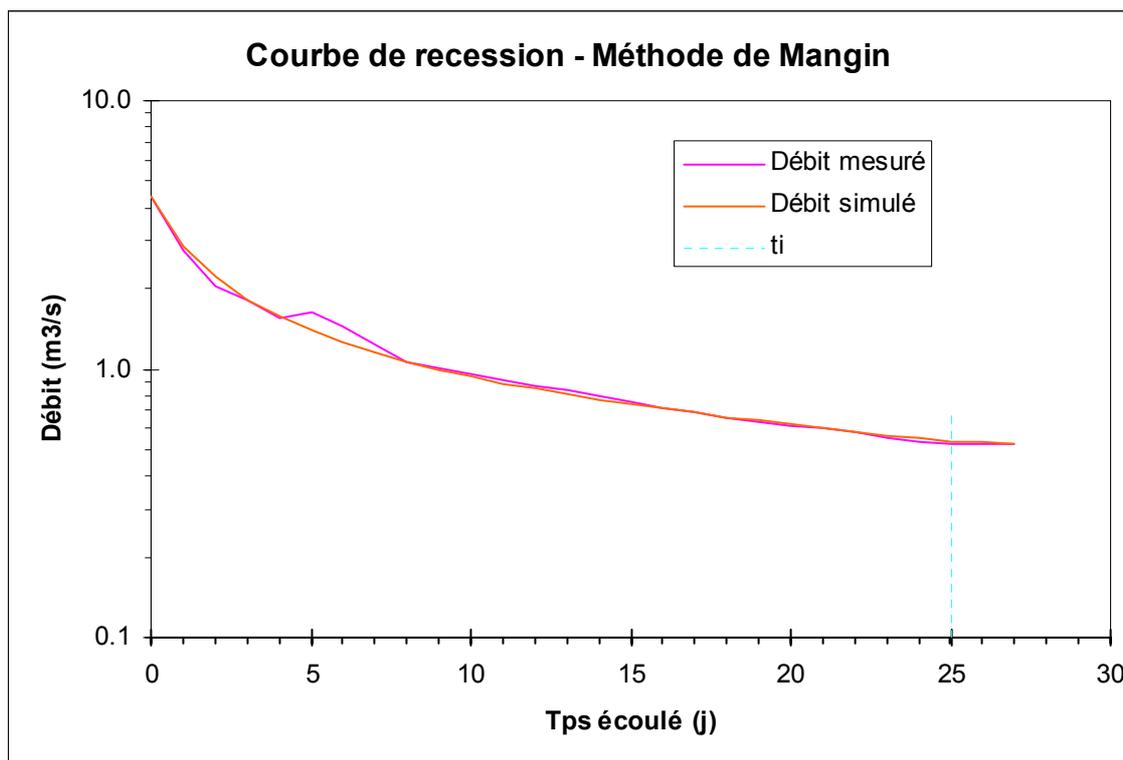
Q0 (débit de crue debut recession)	9.360
qo (débit d'infiltration à t=0)	9.220
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.1429
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.16</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	90.93
Vdyn (Mm3)	0.37
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	0.04
Vinfil (Mm3)	1.31



### Récession du 21/06/1986 au 30/07/1986 à la source Bleue

	Date	Débit (m <sup>3</sup> /s)
Début Récession	21/06/1986	7.430
Fin Récession	30/07/1986	0.016
alpha (coef tarisement)	0.042	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	0.8500	
QRo	0.130	
ti (tps fin d'infiltration)	10	

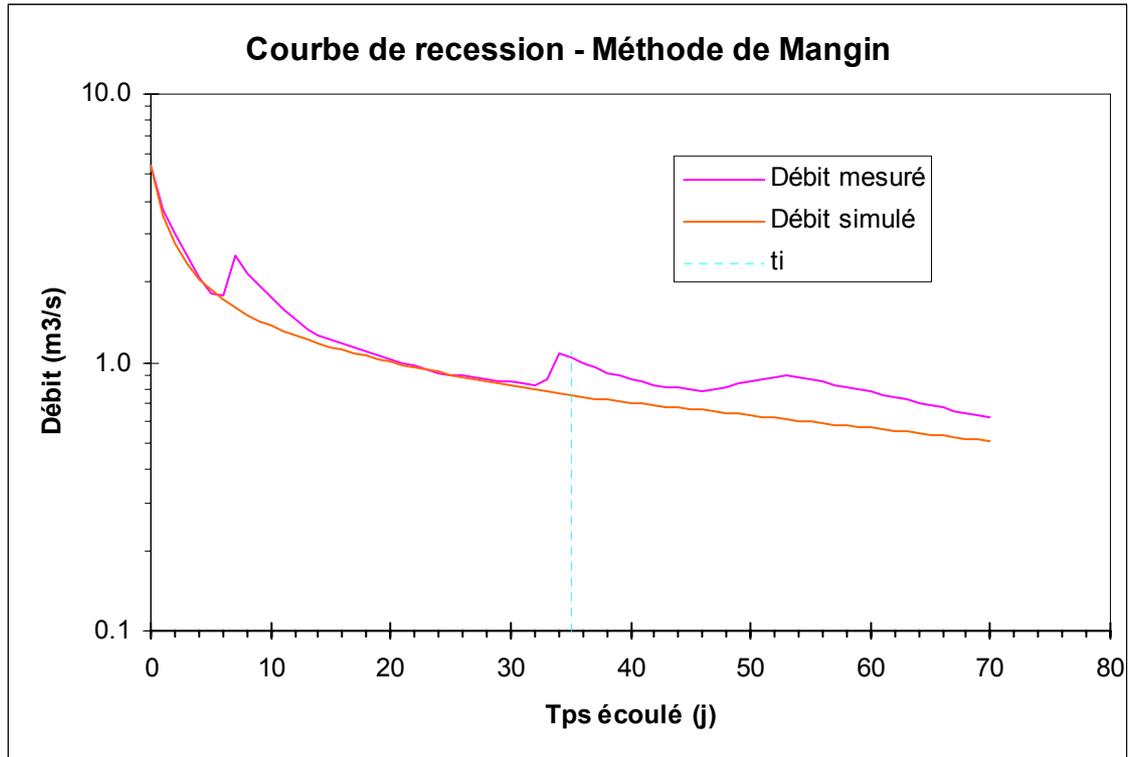
Q0 (débit de crue debut recession)	7.430
qo (débit d'infiltration à t=0)	7.300
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.1000
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.30</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	98.24
Vdyn (Mm <sup>3</sup> )	0.27
V'dyn (Mm <sup>3</sup> )-vol écoulé après ti	0.05
Vinfil (Mm <sup>3</sup> )	1.49



### Récession du 05/06/1981 au 02/07/1981 à la source Noire

	Date	Débit (m3/s)
Début Recession	05/06/1981	4.360
Fin Recession	02/07/1981	0.530
alpha (coef tarisement)	0.01	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	0.6050	
QRo	0.690	
ti (tps fin d'infiltration)	25	

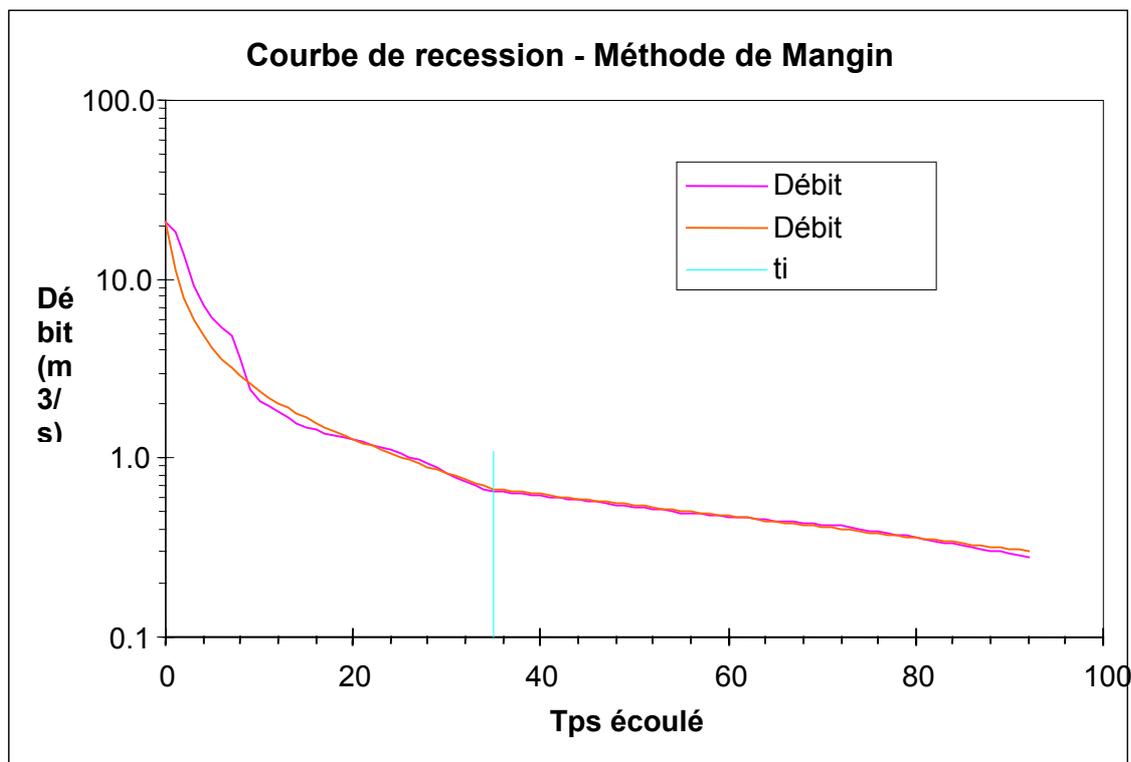
Q0 (débit de crue debut recession)	4.360
qo (débit d'infiltration à t=0)	3.670
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.0400
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.42</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	99.19
Vdyn (Mm3)	5.96
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	4.50
Vinfil (Mm3)	1.20



**Récession du 02/04/1982 au 07/06/1982 à la source Noire**

	Date	Débit (m3/s)
Début Récession	02/04/1982	5.380
Fin Récession	07/06/1982	0.676
alpha (coef tarisement)	0.011	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	0.7000	
QRo	1.100	
ti (tps fin d'infiltration)	35	

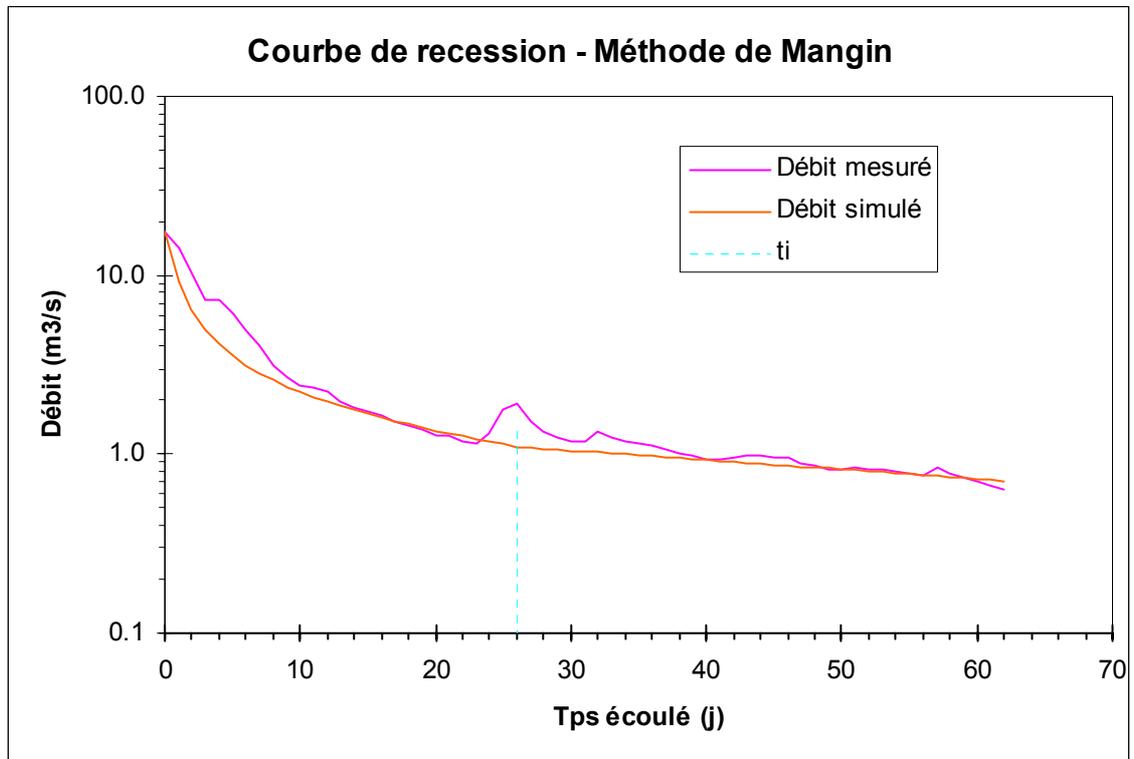
Q0 (débit de crue debut recession)	5.380
qo (débit d'infiltration à t=0)	4.280
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.0286
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.39</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	91.78
Vdyn (Mm3)	8.64
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	3.93
Vinfil (Mm3)	1.46



### Récession du 28/05/1983 au 02/08/1983 à la source Noire

	Date	Débit (m3/s)
Début Récession	28/05/1983	21.000
Fin Récession	02/08/1983	0.444
alpha (coef tarisement)	0.014	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	0.9000	
QRo	1.100	
ti (tps fin d'infiltration)	35	

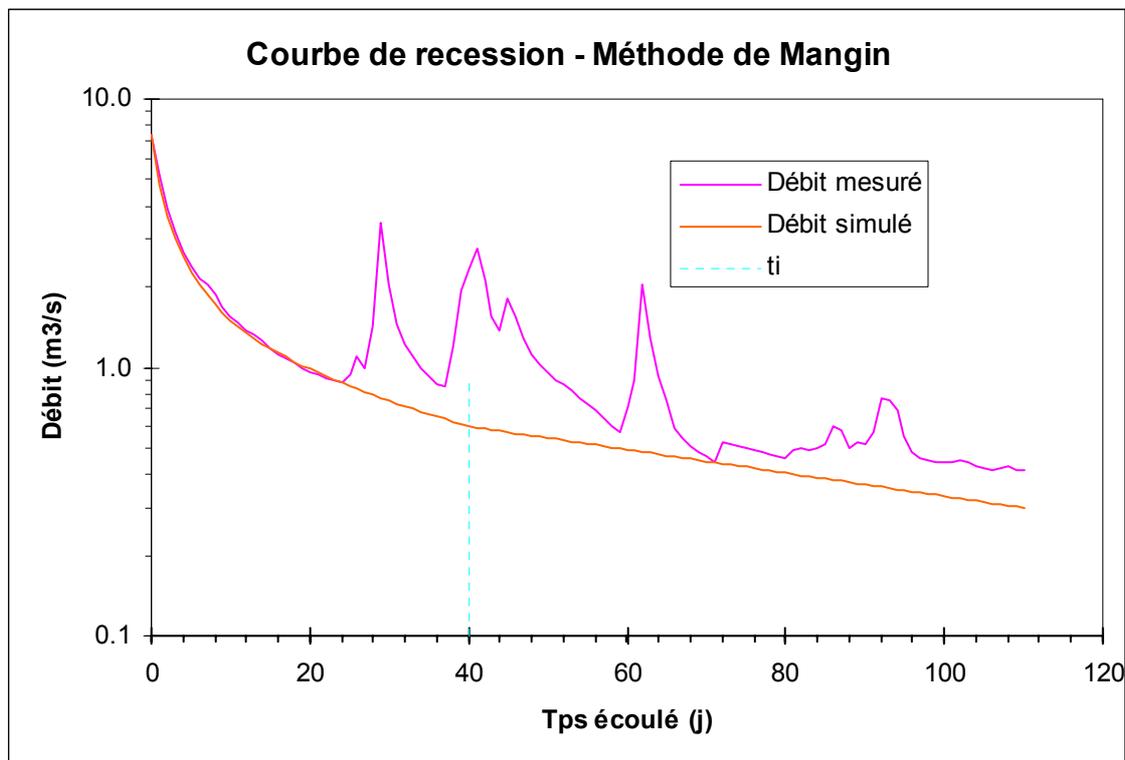
Q0 (débit de crue debut recession)	21.000
qo (débit d'infiltration à t=0)	19.900
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.0286
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.34</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	88.15
Vdyn (Mm3)	6.79
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	1.81
Vinfil (Mm3)	5.94



**Récession du 08/04/1993 au 09/06/1993 à la station de jaugeage de Cusance**

	Date	Débit (m <sup>3</sup> /s)
Début Récession	08/04/1993	17.300
Fin Récession	09/06/1993	0.641
alpha (coef tarisement)	0.012	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	1.0000	
QRo	1.500	
ti (tps fin d'infiltration)	26	

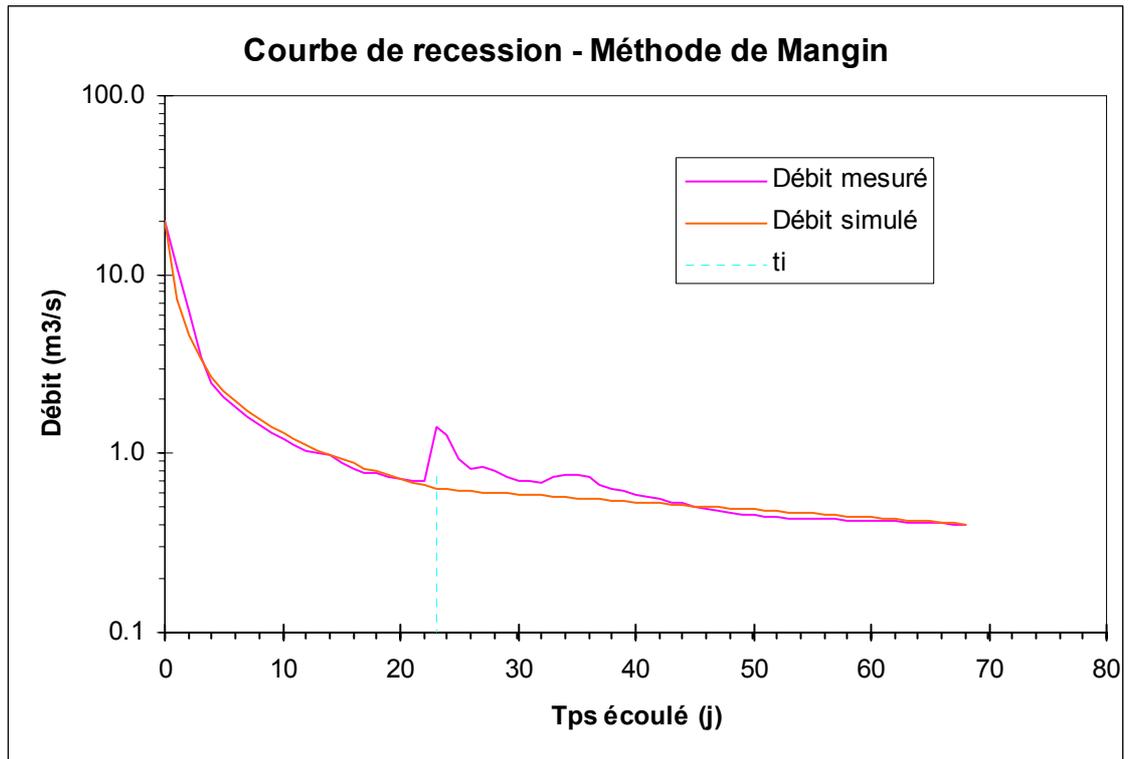
Q0 (débit de crue debut recession)	17.300
qo (débit d'infiltration à t=0)	15.800
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.0385
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.31</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	87.59
Vdyn (Mm3)	10.80
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	5.04
Vinfil (Mm3)	4.10



### Récession du 03/05/1998 au 21/08/1998 à la station de jaugeage de Cusance

	Date	Débit (m <sup>3</sup> /s)
Début Récession	03/05/1998	7.340
Fin Récession	21/08/1998	0.414
alpha (coef tarissement)	0.01	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	0.6000	
QRo	0.900	
ti (tps fin d'infiltration)	40	

Q0 (débit de crue debut recession)	7.340
qo (débit d'infiltration à t=0)	6.440
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.0250
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.43</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	60.20
Vdyn (Mm <sup>3</sup> )	7.78
V'dyn (Mm <sup>3</sup> )-vol écoulé après ti	2.54
Vinfil (Mm <sup>3</sup> )	2.49



### Récession du 15/07/1999 au 19/09/1999 à la station de jaugeage de Cusance

	Date	Débit (m3/s)
Début Récession	15/07/1999	19.800
Fin Récession	19/09/1999	0.407
alpha (coef tarisement)	0.01	
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	1.8000	
QRo	0.800	
ti (tps fin d'infiltration)	23	

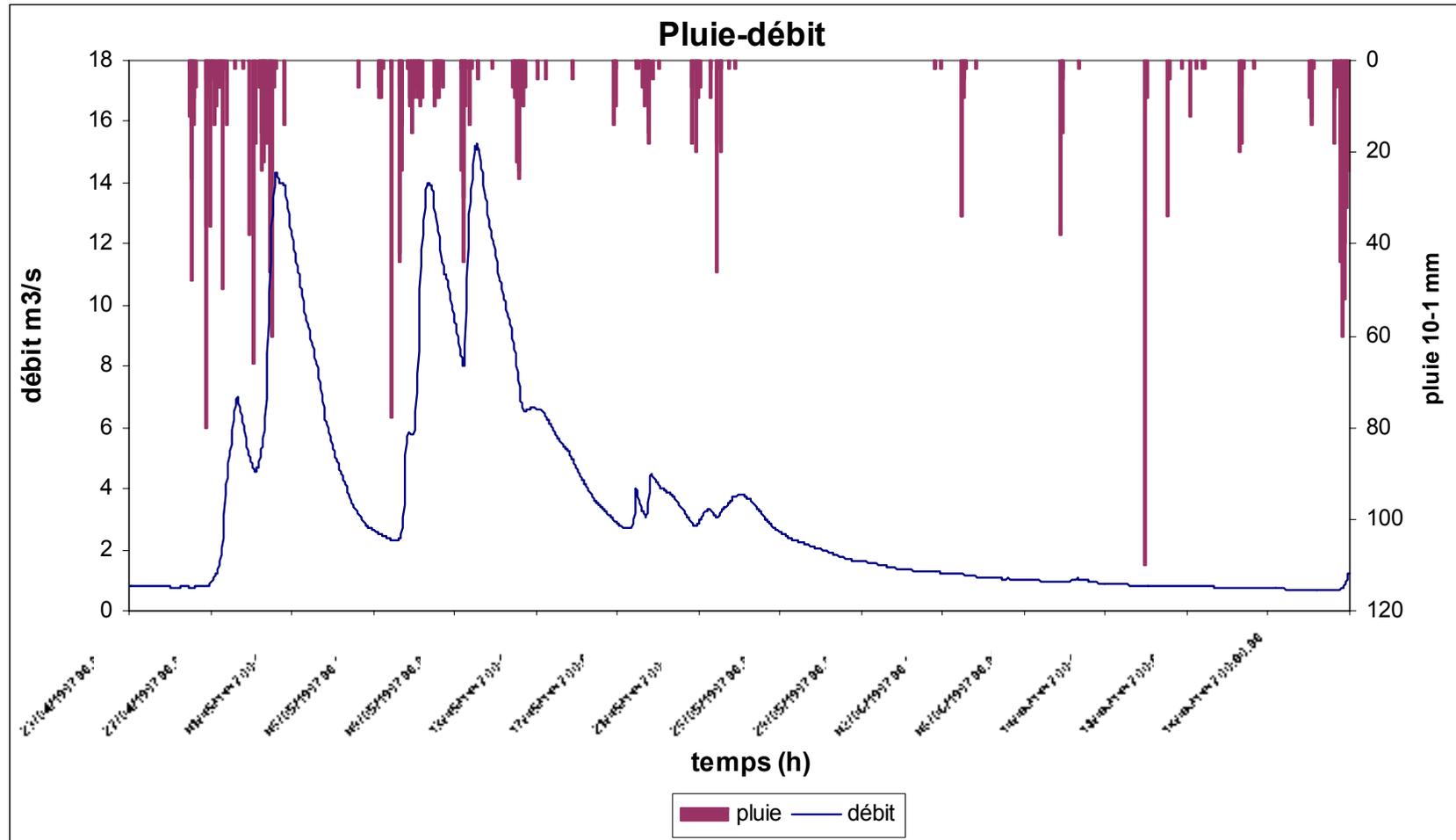
Q0 (débit de crue debut recession)	19.800
qo (débit d'infiltration à t=0)	19.000
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0.0435
<b>Parametre i (retard à l'infiltration)</b>	<b>0.20</b>
Critère de Nash (qualité de la simulation)	96.27
Vdyn (Mm3)	6.91
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti	3.45
Vinfil (Mm3)	3.62



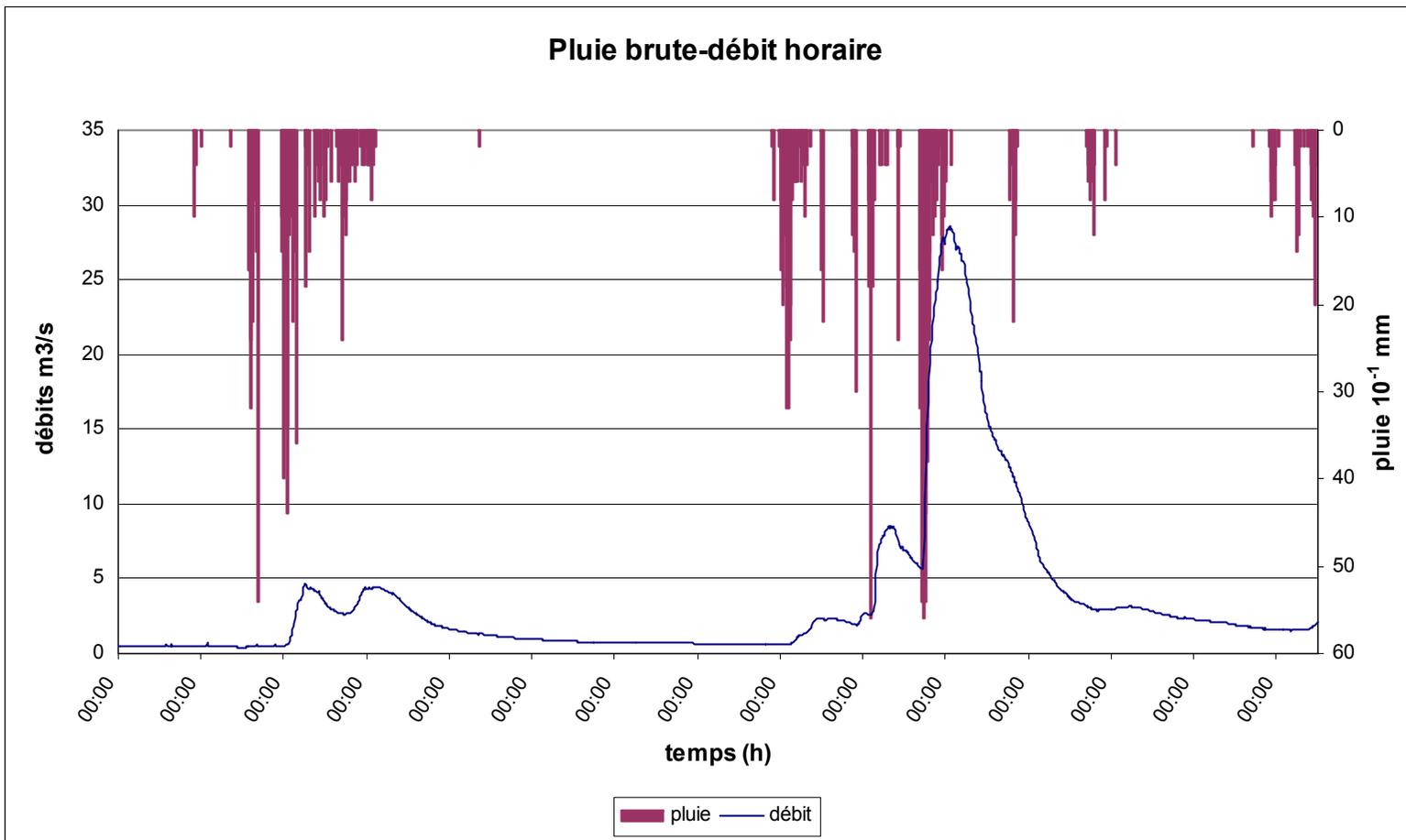
## **Annexe 8**

### **Hydrogramme au pas horaire du Cusancin à Cusance (avril - mai 1997 et octobre - novembre 1997, avril - mai 1998, janvier - mars 1998)**

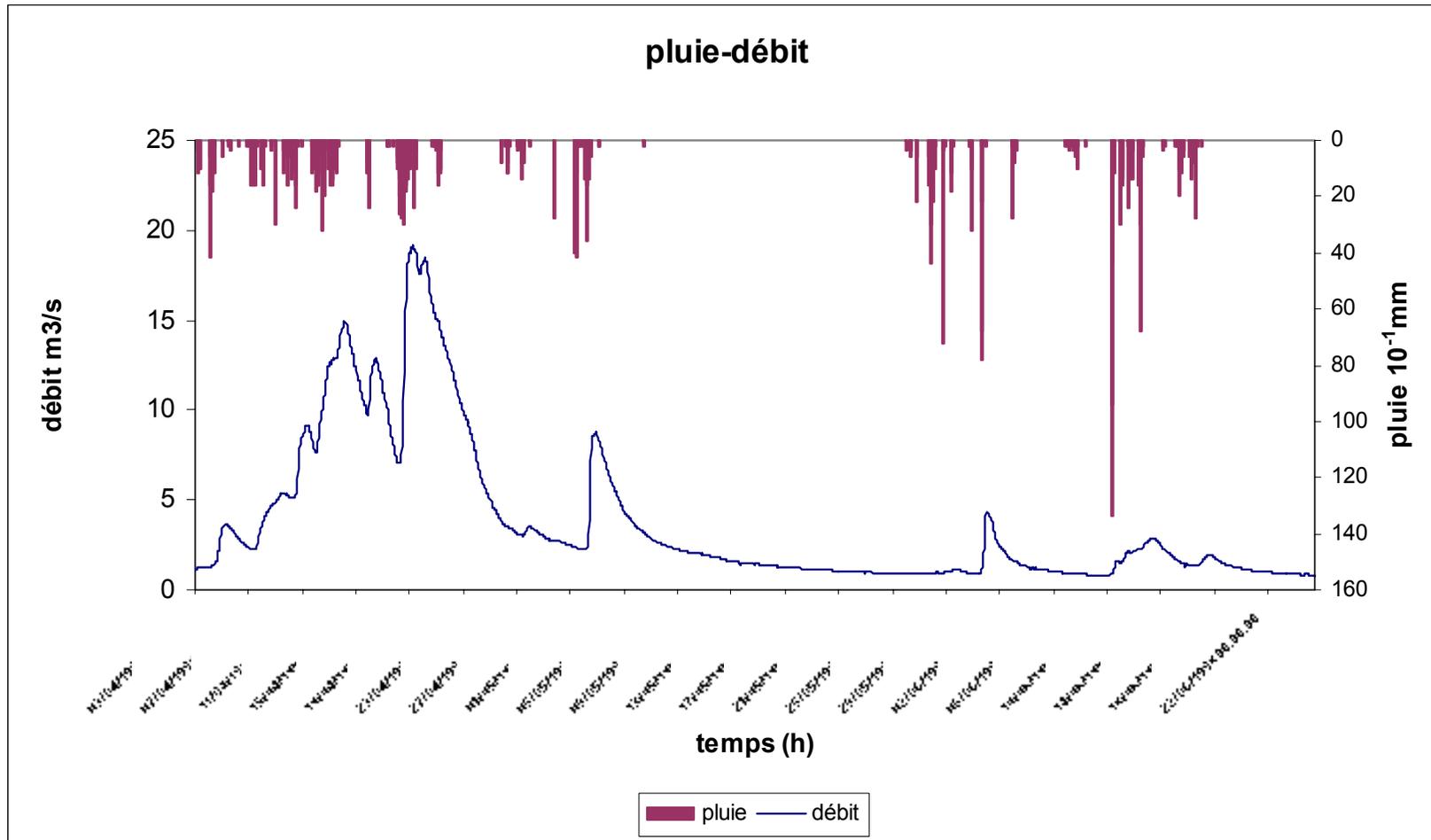




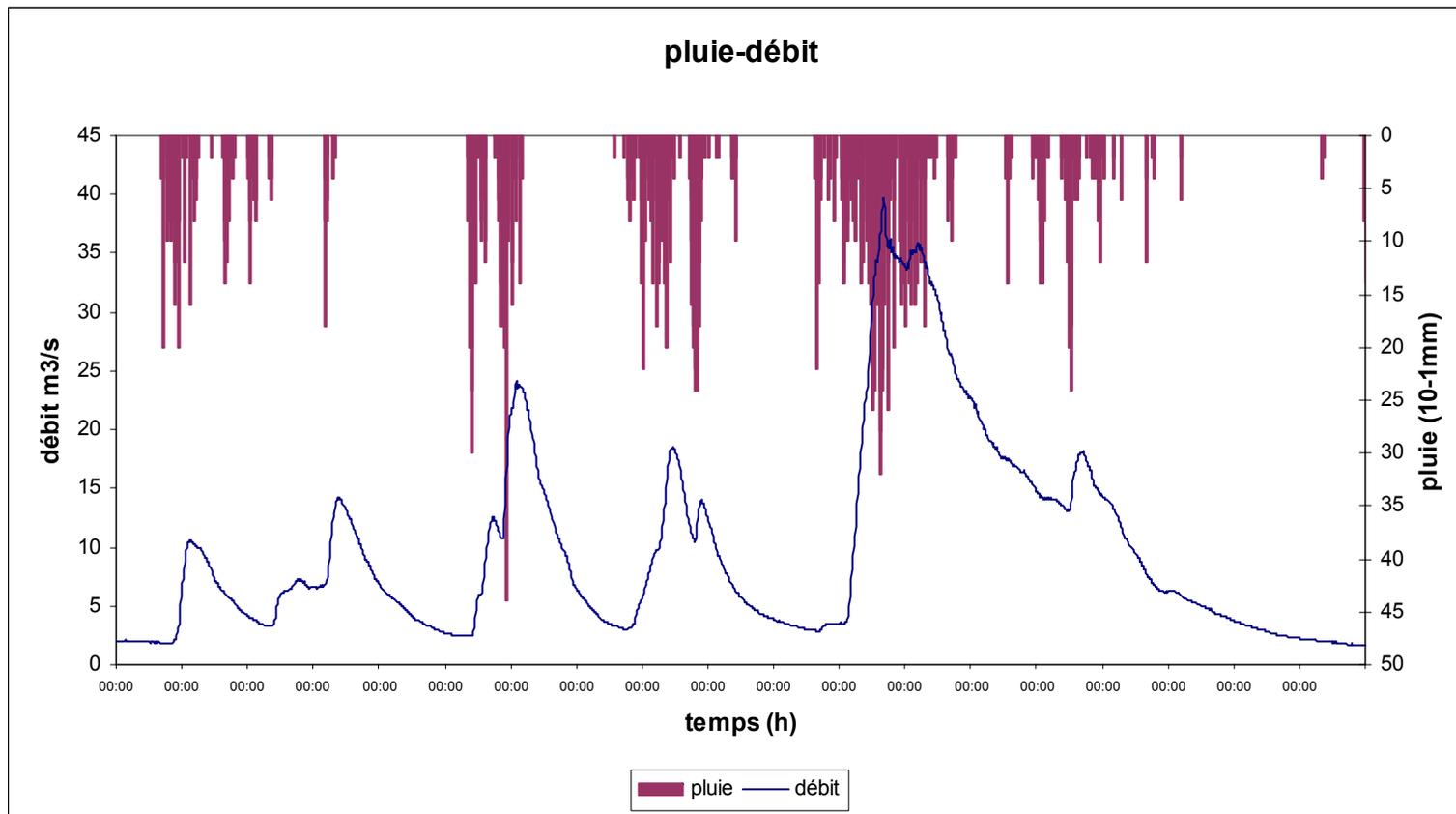
**Période du 23/04/1997 au 21/06/1997 au pas de temps horaire à la station de jaugeage de Cusance**



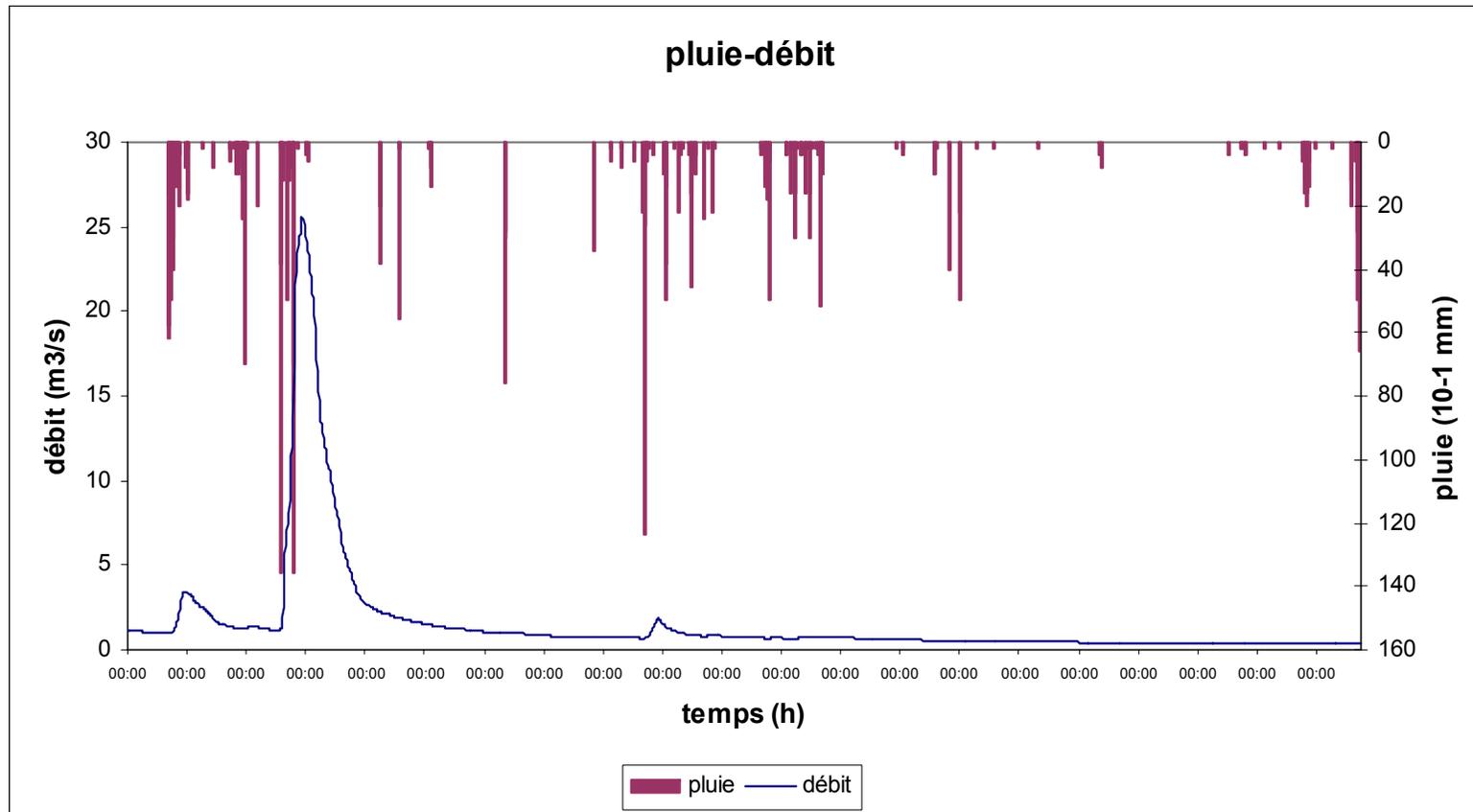
**Période du 04/10/1997 au 30/11/1997 au pas de temps horaire à la station de jaugeage de Cusance**



**Période du 03/04/1998 au 25/06/1998 au pas de temps horaire à la station de jaugeage de Cusance**



**Période du 05/01/1999 au 21/03/1999 au pas de temps horaire à la station de jaugeage de Cusance**



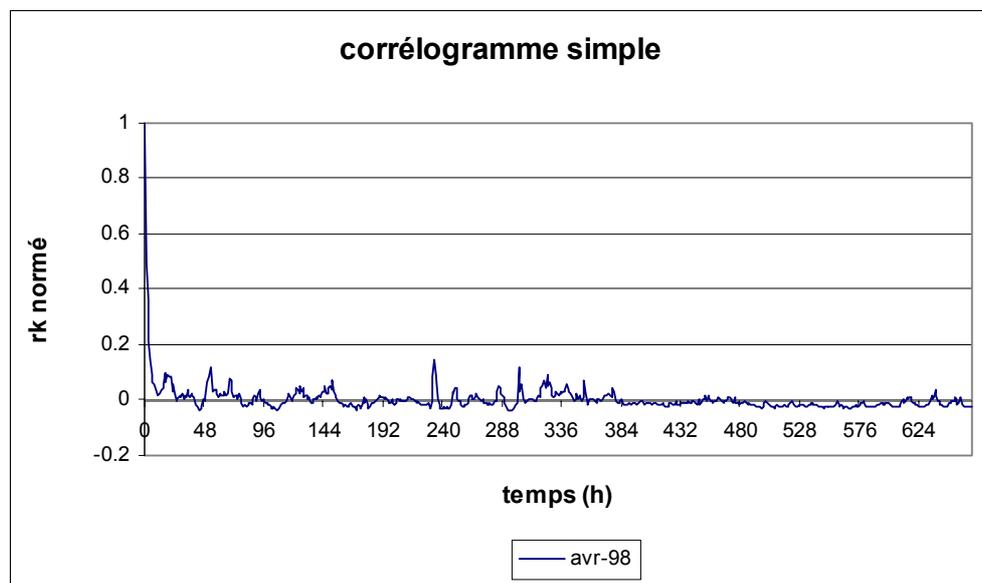
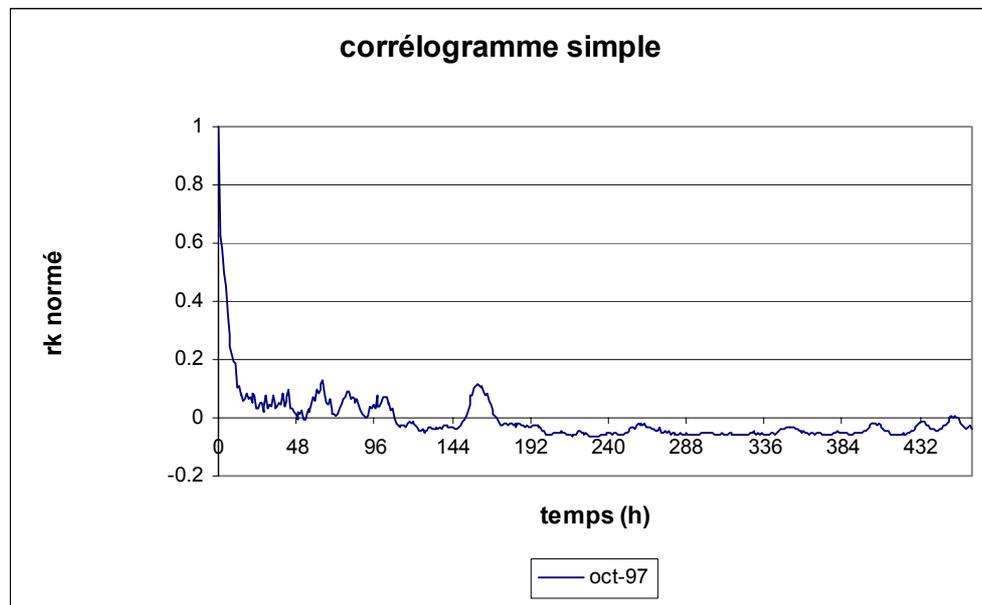
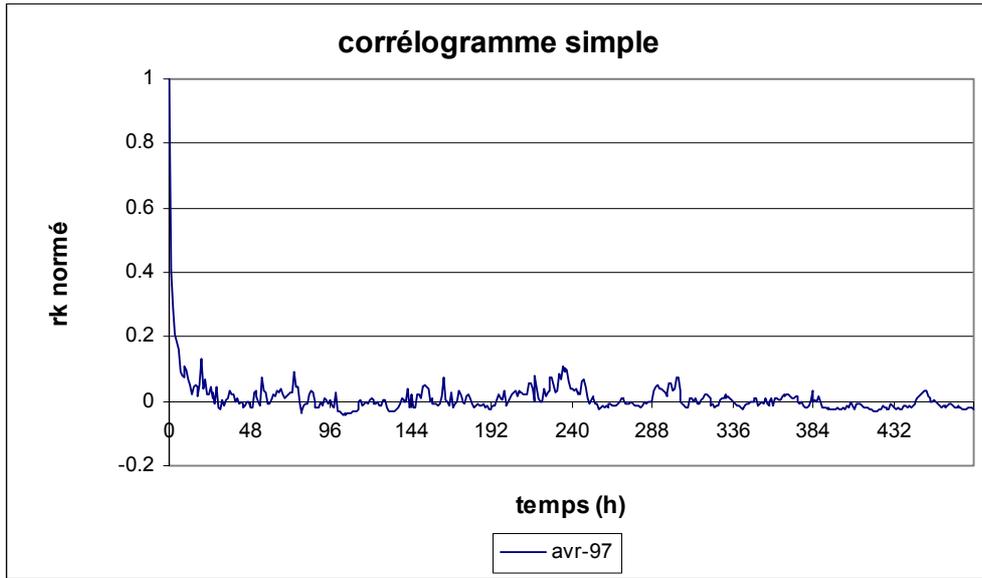
**Période du 03/07/1999 au 23/09/1999 au pas de temps horaire à la station de jaugeage de Cusance**

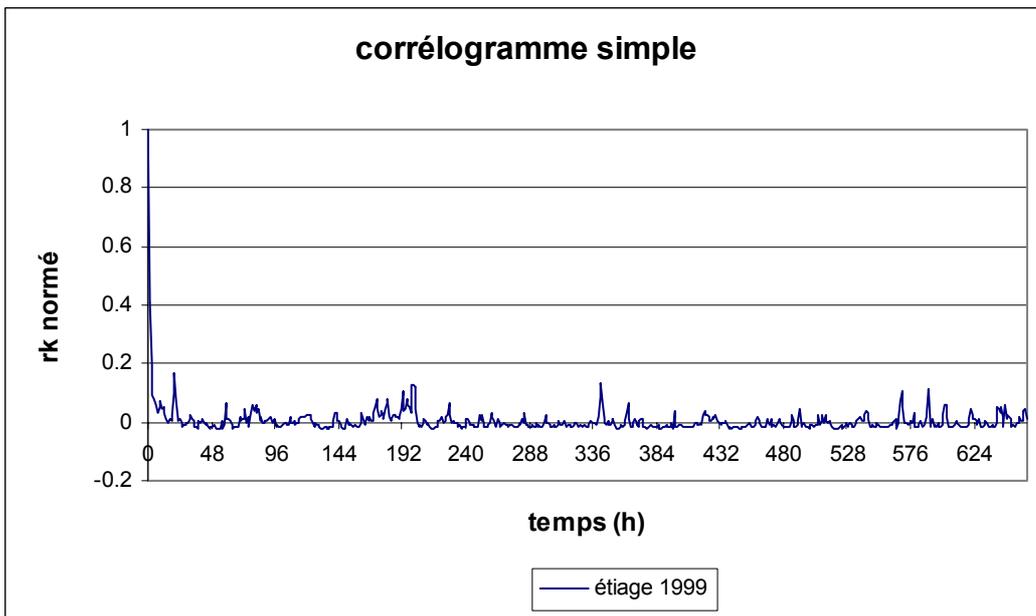
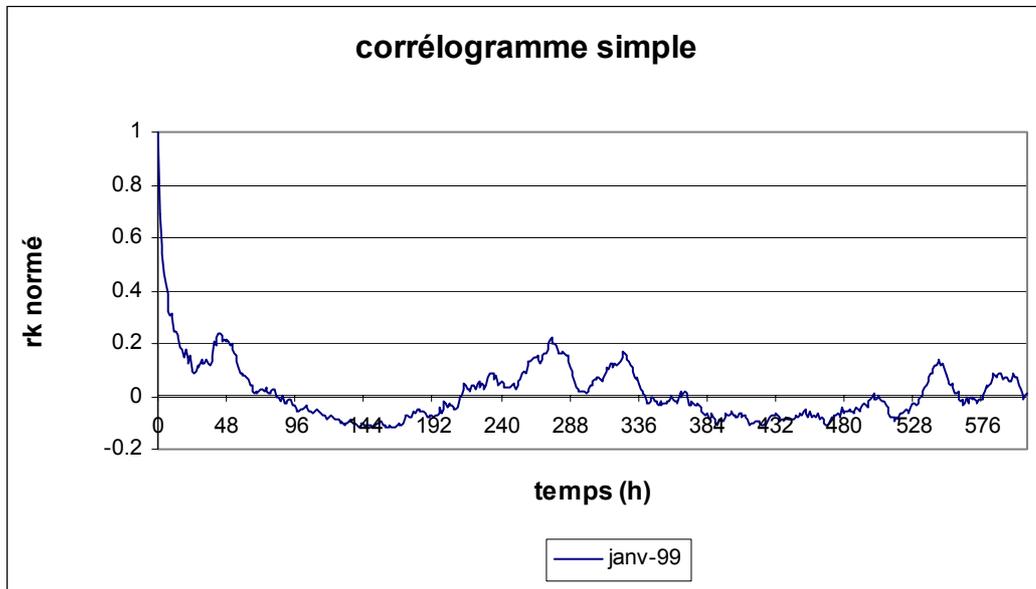


## **Annexe 9**

### **Corrélogramme simple – Cusancin à Cusance**



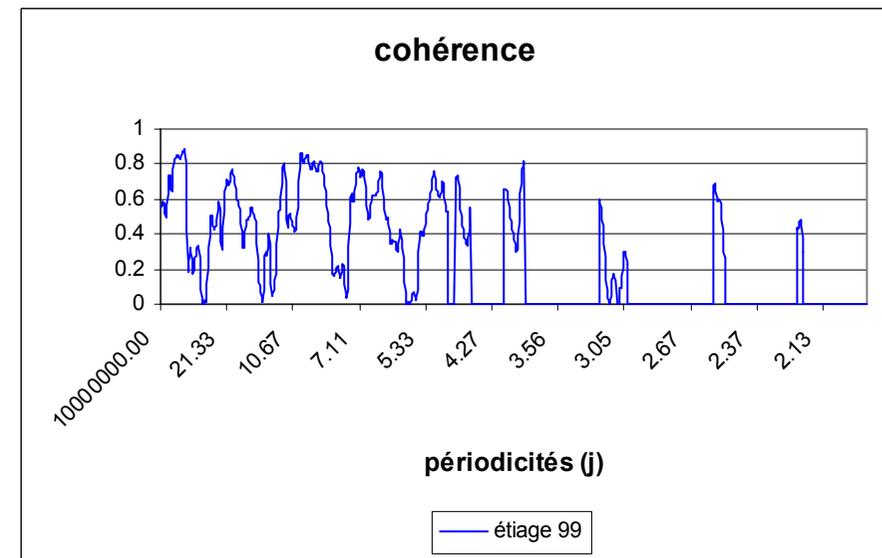
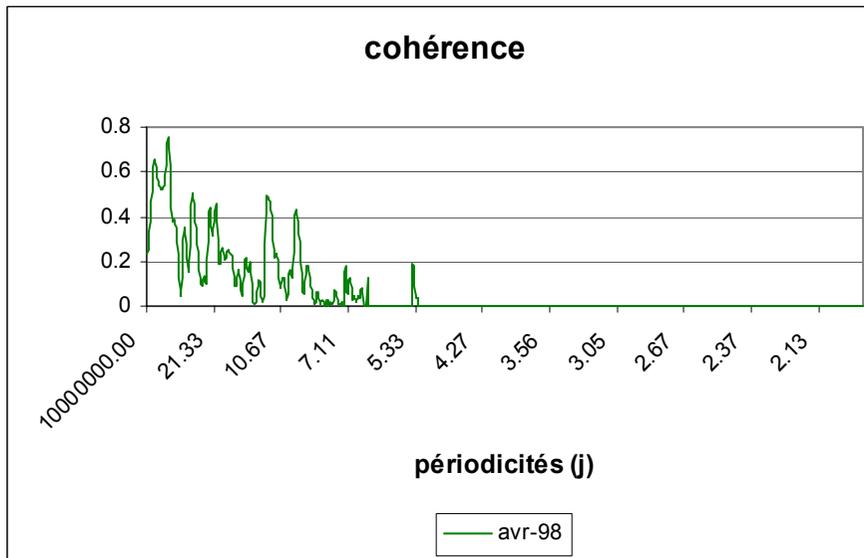
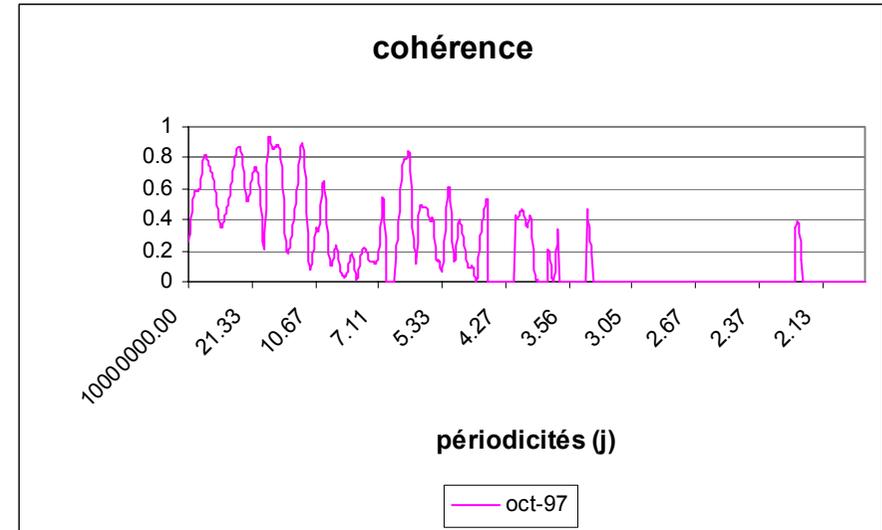
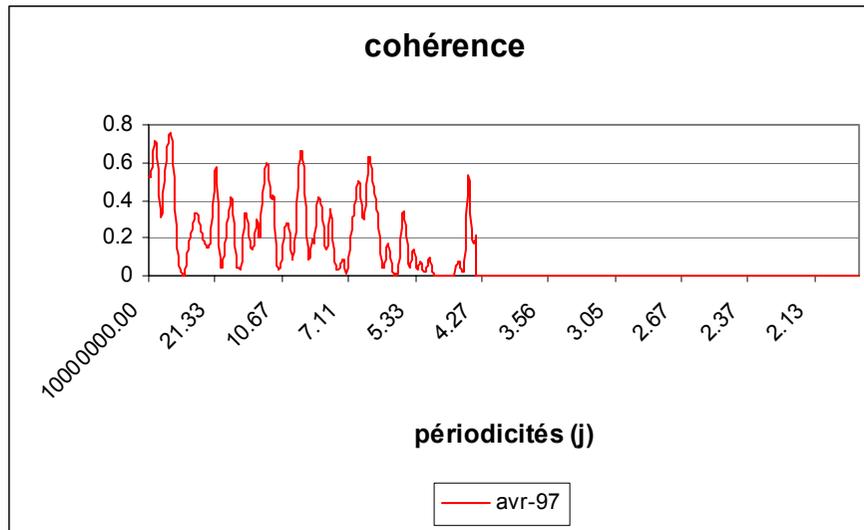




## **Annexe 10**

### **Fonction de coherence**

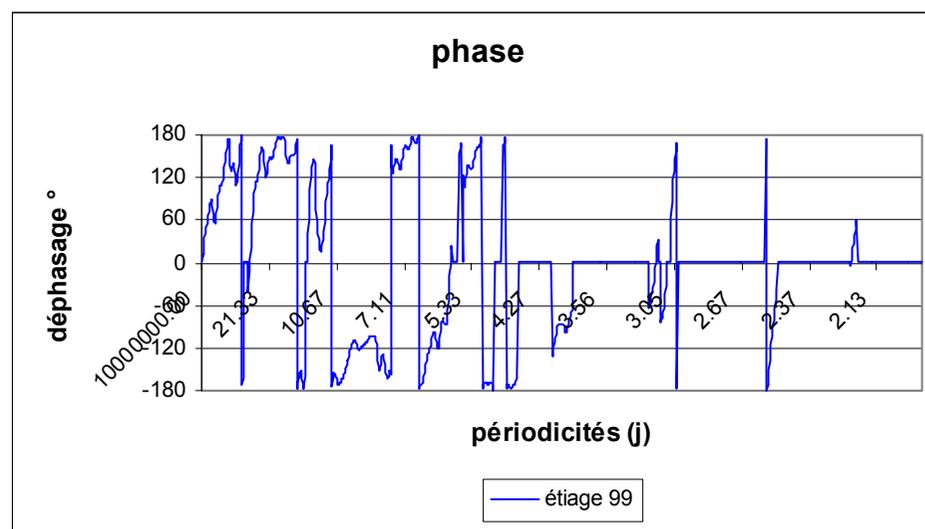
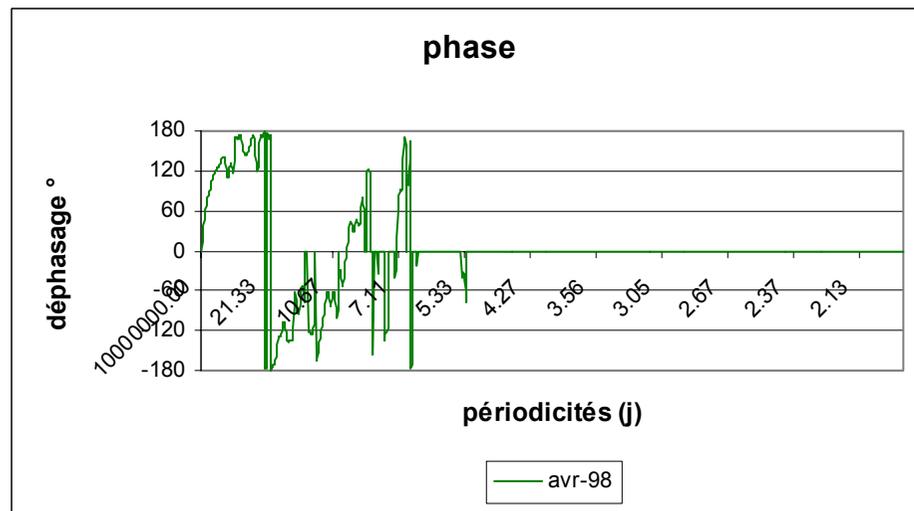
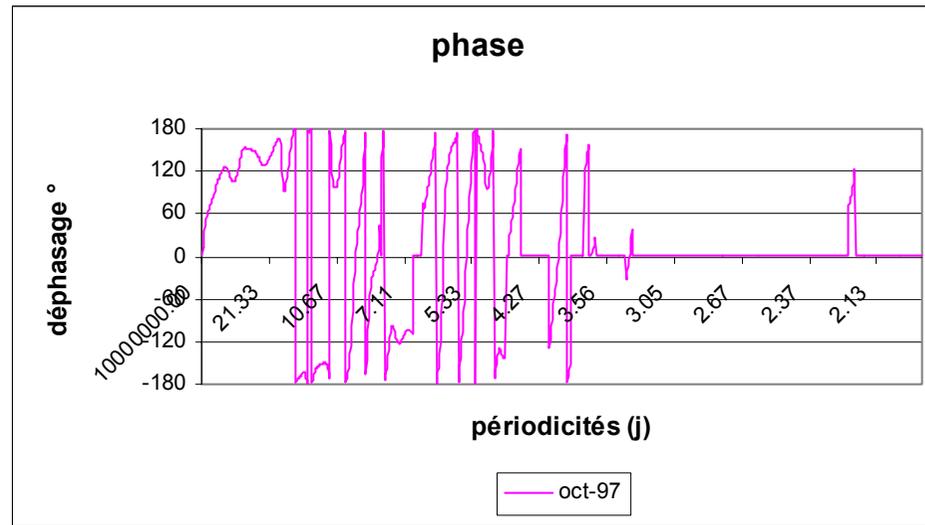
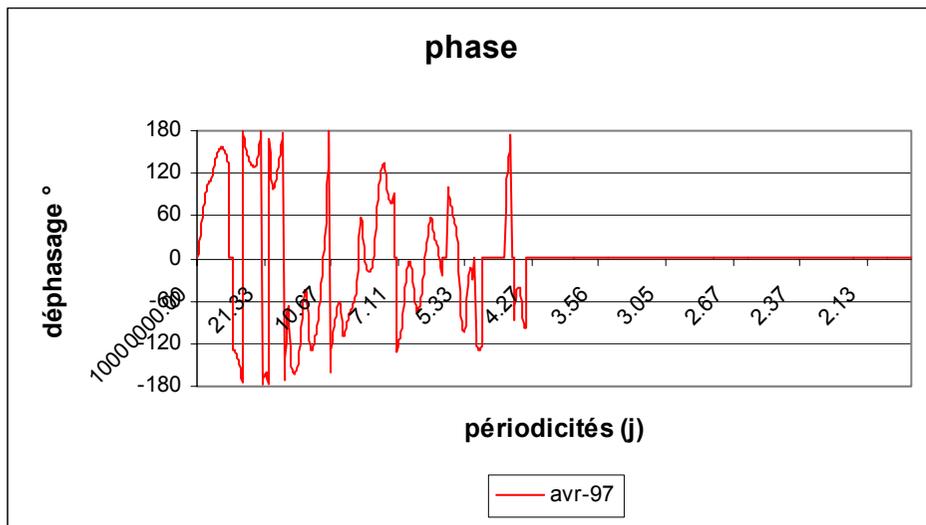






## **Annexe 11**

### **Fonction de phase**





**Service Eau**  
**Unité Evaluation de la ressource, milieux d'interface**  
1039 rue de Pinville  
34000 Montpellier – France – Tél. : 04 67 15 79 80