

**STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT
DE LA ZONE NOYÉE DES KARSTS
À PARTIR DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX**

B. Marsaud



Documents du BRGM 268

Éditions BRGM

**STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT
DE LA ZONE NOYÉE DES KARSTS
À PARTIR DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX**

Bruno Marsaud

Documents du BRGM 268

1997

Éditions BRGM

3, avenue Claude Guillemin, B.P. 6009
45060 Orléans cedex 2, FRANCE
Tél. : 02.38.64.30.28

Thèse présentée à l'Université Paris XI Orsay

pour l'obtention du grade de

docteur en sciences

soutenue le 5 avril 1996

devant la commission d'examen :

M. STEINBERG	Président
B. BLAVOUX	Rapporteur
F. SWALHEN	Rapporteur
J.J. COLLIN	Examineur
A. MANGIN	Examineur
J.L. MICHELOT	Examineur

© BRGM 1997

Toute reproduction ou représentation intégrale ou partielle, par quelque procédé que ce soit, des pages publiées dans la présente publication (ou le présent ouvrage), faite sans l'autorisation de l'éditeur est illicite et constitue une contrefaçon. Seules sont autorisées, d'une part, les reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective, et, d'autre part, les analyses et courtes citations justifiées par le caractère scientifique ou d'information de l'oeuvre dans laquelle elles sont incorporées. (Loi du 11 mars 1957 - art. 40 et 41 et Code Pénal art. 425).

AVANT-PROPOS

Avant toute chose, je souhaite avoir une pensée pour M. le Professeur Fontes qui était directeur du Laboratoire de Géochimie Isotopique lorsque j'y ai effectué mon DEA. Il a cru en ce travail de thèse et il en a assumé la direction durant les premiers temps. Il nous a malheureusement quittés avant qu'il arrive à son terme. Ce travail est un témoignage d'estime et de respect.

Mme Descouens était membre du Laboratoire Souterrain du CNRS de Moulis. Elle aussi est partie trop tôt. Je n'oublierais pas sa gentillesse.

Cette thèse a été réalisée sous l'égide de l'Université de Paris-Sud, du CNRS (Moulis) et du BRGM qui l'a financée. Merci au membre du Laboratoire de Géochimie Isotopique de l'avoir rendu possible, et plus particulièrement à M. le Professeur Zuppi, L. Dever et L. Michelot d'en avoir chacun, à un moment, assumé la direction.

Philippe Crochet a assuré pour le BRGM une part de la direction technique de ces trois ans de recherche. Je le remercie de ses avis et critiques, solidement ancrés dans une réalité appliquée, qui ont donné à ce mémoire une direction originale.

Les trois premières années passées à réaliser ce mémoire l'ont été à l'agence du BRGM-ANTEA de Toulouse. Je remercie R. Biscaldi d'avoir cru en l'intérêt d'une thèse sur le karst et de m'avoir accueilli dans son agence, ainsi qu'à B. Rozès qui lui a succédé. Jacques Ricard, passionné du karst - surtout s'il est Millavois -, n'a pas plaint son temps pour me faire partager ses idées. Qu'il sache que ses encouragements m'ont été précieux dans les moments difficiles. Gaétan G. Chevalier-Lemire m'a donné le goût de l'informatique et m'a aidé à l'apprendre. Sa contribution à ce travail, moins visible, est pourtant bien réelle.

Je n'oublierai pas non plus tous les membres de cette équipe (J. Galharague, J.C. Soulé, F. Bel, P. Guillemot, M. Nartet, Y. Ternet, M.T. Anton, J.M. Bonnart, J.G. Astruc) qui m'ont accueilli et reconnu comme un des leurs. Merci aussi à Vincent Durand de l'Agence de Montpellier de son aide précieuse pour la réalisation du modèle réduit. Enfin, j'aurai une pensée pour Simone Pagès, toujours prête à un bon mot.

La direction scientifique de ce travail a été réalisée par Alain Mangin, Directeur adjoint du Laboratoire Souterrain du CNRS de Moulis. Ses idées, sa vision du karst en particulier et des choses en général m'ont apporté beaucoup plus que ne peut le montrer ce travail. Aujourd'hui, je ne vois plus les côtes de la Bretagne à la même échelle qu'auparavant et je sais l'importance des papillons pour notre climat.

Pour témoigner de ce que je lui dois, je ne peux mieux faire que de lui demander, lui à qui le karst tient particulièrement à coeur, de considérer la tentative que j'ai faite comme un respectueux hommage.

Autre membre indissociable du Laboratoire, Michel Bakalowicz a lui aussi largement contribué à ce travail de par sa disponibilité, ses idées, ses critiques et ses conseils. Je lui adresse ici un grand merci. Je pense aussi aux autres membres du Laboratoire, et notamment D. D'Hulst, R. Rouch, J. Daffis, A.M. Mazzonetto, et je leur sais gré de leur accueil, de leur aide et de leur gentillesse.

A ce moment, je pense aussi à mon compagnon thésard Laurent Danneville, avec qui j'ai partagé fortune et infortune. Salut et merci à toi.

Pour finir, j'aurai une pensée pour ma famille qui m'a soutenu durant ces 4 années, et surtout à Hélène, ma femme, qui a supporté, durant tout ce temps, mes doutes et mes espoirs.

RÉSUMÉ

La première partie de ce document consiste en une évaluation de la capacité d'une démarche traditionnelle à rendre compte de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques, dans le but de les mettre en valeur et de les protéger efficacement.

Historiquement, les plus anciennes approches du milieu karstique sont représentées par la *vision géomorphologique* et la *vision spéléologique*. Ces approches sont vite apparues comme insuffisantes pour l'hydrogéologue. Le karst est alors considéré comme un véritable aquifère et il faut l'aborder par une *approche hydrogéologique*.

Cependant, définir le karst comme un objet hydrogéologique n'est pas suffisant. Il faut considérer qu'il s'agit d'un *aquifère spécifique*, différent des milieux poreux et fissurés. Ceci est dû aux processus de sa genèse, la *karstification*. En effet, cette dernière est responsable de la formation de vides, parfois de très grandes dimensions, qui modifient profondément les caractéristiques aquifères initiales de la roche. Les roches carbonatées, du fait de leur solubilité bien connue dans l'eau chargée de CO₂, constituent les principales formations concernées par la karstification. C'est dans cette particularité qu'il faut rechercher la spécificité de l'aquifère karstique.

Ce processus met en jeu différents facteurs (énergie disponible, possibilité de circulation des eaux, quantité d'eau et de CO₂), et a pour caractéristique principale d'établir une interaction entre l'écoulement et la structure des vides. Plus le flux d'eau et de CO₂ est important, plus la karstification se développe et inversement ; plus les vides sont importants, plus les eaux sont drainées facilement. Il en résulte que le milieu s'organise en créant une hiérarchisation de l'amont vers l'aval des vides et de l'écoulement. On observe alors une concentration des écoulements, un nombre limité d'exutoires (avec généralement de forts débits), et le développement d'une zone saturée généralement à l'aval de l'aquifère.

En conséquence, en fonction du degré d'évolution des systèmes karstiques et selon que la structure de drainage est fonctionnelle ou non, on peut distinguer trois grands types de systèmes :

- Type 1 : les systèmes qui sont en début d'évolution : dans ce cas le milieu n'est pas organisé ;
- Type 2 : les systèmes pour lesquels on observe une organisation des vides et de l'écoulement ;
- Type 3 : les systèmes pour lesquels il existe bien une organisation des vides mais pour lesquels l'écoulement ne rend pas compte de cette organisation en raison de conditions aux limites particulières.

A partir de cette distinction, il est possible de discuter de la capacité des concepts et méthodes de l'hydrogéologie traditionnelle à décrire les systèmes karstiques.

Dans le cas des systèmes du type 1, le milieu est assimilable à un milieu fissuré et il est possible d'utiliser une démarche traditionnelle. Pour les types 2 et 3, l'organisation des vides induit une spécificité de structure et de fonctionnement qui impose de remettre en cause l'utilisation des paramètres hydrodynamiques pour caractériser le milieu. Il n'est plus possible de faire appel à des notions de volume élémentaire représentatif ou de fonction aléatoire pour définir porosité, perméabilité, transmissivité ou emmagasinement. En outre, une loi de perte de charge linéaire comme la loi de Darcy n'est plus utilisable dès lors que la karstification atteint une certaine ampleur.

Il en résulte que le domaine d'application des lois de l'hydraulique souterraine est limité ; selon les types elles peuvent ou non être mises en œuvre. Elles sont ainsi :

- Type 1 : utilisables comme modèle descriptif et équivalent du milieu, dans la mesure de leur validité en milieu fissuré ;
- Type 2 : utilisables ni au titre descriptif, ni au titre de modèle équivalent ;
- Type 3 : inutilisables au titre de modèle descriptif mais utilisables, à l'échelle globale uniquement, au titre de modèle équivalent.

Il en va de même pour les méthodes de l'approche traditionnelle basées sur ces lois.

Pour les essais de pompage, les limites d'emploi des schémas interprétatifs sont :

- Type 1 : utilisation des schémas du milieu fissuré au titre de modèle descriptif et des schémas du milieu poreux au titre de modèle équivalent ;
- Types 2 et 3 : les schémas des milieux poreux et fissurés ne sont pas utilisables, de même que les schémas définis spécifiquement pour le milieu karstique et qui ne prennent pas en compte l'organisation de la zone noyée ou qui l'assimilent à un milieu obéissant à la loi de Darcy.

Les limites d'emploi des schémas interprétatifs de traçages sont :

- Type 1 : utilisation des schémas du milieu fissuré ;
- Types 2 et 3 : inadéquation des schémas des milieux poreux et fissurés.

Concernant la modélisation, le problème est plus complexe, mais il apparaît que :

- les techniques globales comme la déconvolution ou les modèles stochastiques sont utilisables pour tous les types ;
- les modèles réservoirs, ne peuvent être utilisés pour les types 2 et 3 en raison de leur inadéquation car ils ne permettent pas de représenter les particularités du fonctionnement et de la structure réelle du milieu et l'absence de sens de leurs paramètres. Ils peuvent tout au plus être employés comme des boîtes noires ;
- les modèles déterministes, et notamment les modèles maillés ne peuvent être utilisés comme modèle descriptif ni comme modèle équivalent du type 2. Ils peuvent être utilisés comme modèle descriptif du type 1, et comme modèle équivalent du type 3, à l'échelle globale uniquement, ce qui limite dans ce dernier cas leur utilisation pour prévoir l'effet d'aménagements.

Aussi, si une approche traditionnelle peut être utilisée pour le type 1, le recours à une *démarche spécifique* pour l'étude et la caractérisation des types 2 et 3 est nécessaire : c'est l'approche

fonctionnelle, dont les apports à la connaissance de l'aquifère karstique sont présentés dans la deuxième partie de ce document.

L'approche fonctionnelle repose sur l'analogie existant entre l'organisation du karst et celle d'un bassin versant de surface et conduit donc à l'utilisation d'une démarche analogue. La définition et la compréhension du karst s'orientent par conséquent vers l'analyse de son fonctionnement au travers de la notion de système karstique (ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage). A partir de la mise en œuvre de diverses méthodes décrivant et caractérisant soit l'unité du système, soit son hydrogramme unitaire, cette approche permet d'identifier le type de système karstique.

Toutefois, cette approche impose certaines contraintes peu compatibles avec une approche appliquée. Aussi pour minimiser les effets de ces contraintes, il est proposé une méthodologie d'étude reposant sur une définition appliquée de l'aquifère karstique, c'est-à-dire en fonction des méthodes à mettre en œuvre pour le caractériser :

- le Type 1, qui peut être décrit par une approche traditionnelle correspond aux *aquifères carbonatés fissurés et karstifiés* ;
- le Type 2, qui ne peut être étudié qu'à partir d'une approche fonctionnelle, correspond aux *systèmes karstiques au sens strict* ;
- le Type 3, qui peut être étudié à l'échelle globale par une approche traditionnelle et à l'échelle locale par une approche fonctionnelle correspond aux *systèmes karstiques contrôlés aux limites*.

La méthodologie est organisée selon une stratégie d'étude en trois étapes - identification du type de système, démonstration de la ressource et gestion de l'exploitation - proposant l'application des méthodes les mieux adaptées à chaque type de système.

Les méthodes de l'approche fonctionnelle permettant l'identification du type de système - qui reposent à la fois sur l'étude du transfert et sur celle du transit - sont ensuite brièvement présentées :

- vérification du bilan hydrologique ;
- étude des débits classés ;
- analyses corrélatoire et spectrale ;
- traçages quantitatifs ;
- hydrogéochimie.

Par la suite deux points particuliers de la méthodologie sont détaillés :

- concernant l'analyse des courbes de tarissement, il est mis en œuvre une expérimentation sur modèle réduit pour étudier la validité de la notion de volume dynamique. Les résultats obtenus montrent tout d'abord que le volume dynamique correspond bien à une estimation par défaut du volume des réserves, et qu'il englobe une partie des réserves situées sous le niveau de l'exutoire. Pour compléter ce point, il est proposé le calcul du *coefficient d'influence* qui permet, sur le modèle réduit, de déterminer la part du volume dynamique située sous le niveau de l'exutoire ;
- l'interprétation des essais par pompage est abordée à partir d'un modèle simple du karst noyé établi à partir des résultats du pompage d'essai à gros débit du Baget. La démarche retenue, cherche à

caractériser la réponse indicielle du système en prenant en compte la position du point de pompage (système annexe, drain). Il est alors possible de distinguer plusieurs familles de réponses à un pompage. A partir de ces réponses, on évalue globalement la capacité d'un système à être exploité par pompage au travers de deux paramètres, le *rendement de pompage* et la *pérennité d'exploitation*.

L'application de cette méthodologie à trois systèmes karstiques de la Drôme (France) est réalisée dans la troisième partie de ce mémoire. Elle montre que la méthodologie permet de déterminer parmi plusieurs systèmes karstiques quel est celui présentant les caractéristiques les plus favorables à une exploitation.

En outre, l'exemple met en évidence la capacité de la méthodologie à fournir des indices sur la position, l'évaluation et la démonstration des réserves, permettant ainsi de minimiser les risques représentés par une exploitation.

ABSTRACT

Structure and behaviour of the saturated zone of karst aquifers from experimental results.

The first part of this work assesses the ability of a traditional approach to give an account of the structure and behaviour of karst aquifers with the aim of developing them and efficiently protecting them.

Historically, the geomorphological and speleological approaches were the first to be used to try and describe the karst milieu. These approaches soon proved inadequate for hydrogeologists. The karst must be considered as a specific aquifer, different from porous and fissure aquifers, the specificity being due to the karstification processes responsible for developing voids, sometimes very large, which profoundly change the original aquifer characteristics of the rock. These karst voids are specific to carbonate rocks with their well-known solubility in CO₂-rich water; thus limestones and dolostones are the main geological formations affected by karstification.

Several factors play a part in these processes: available energy, possibility of water flow, quantity of water and CO₂ flow. The main characteristic of karstification is the interaction between groundwater flow and the void structure. The greater the water and CO₂ flow, the more karstification develops and, conversely, the larger the voids, the more easily water is drained. As a consequence, the milieu becomes organised with a grading of groundwater flow and voids from the surface upstream to the springs downstream. The final result is a concentration of groundwater flow, a small number of outflows with generally high discharge rates and a saturated karst (the saturated zone of karst aquifers) commonly developed in the downstream (near-spring) part.

Consequently, depending on the degree of karstification and on whether or not the drain structure is functioning, three main types of karst system are considered:

- type 1: systems at the beginning of their development - the milieu is not yet structured;
- type 2: systems showing a typical void structure and groundwater flow behaviour;
- type 3: systems showing void structure, but with a hydraulic behaviour that does not correspond to this structure because of specific boundary conditions.

Based on this discrimination, it is possible to assess the ability of traditional hydrogeological concepts and methods for describing karst systems.

For type 1 systems, the milieu is comparable to a fissured environment, for which it is possible to use a traditional approach. For systems of type 2 and 3, however, the void pattern causes a specific structure and behaviour which calls into question the use of hydrodynamic parameters for characterising the milieu. It is thus no longer possible to refer to representative element volumes or to random functions for defining porosity, permeability, transmissivity and storage coefficients. Furthermore, linear head-loss laws, such as Darcy's law, prove unsuitable where karstification has developed to a certain degree.

Consequently, subsurface hydraulic laws have only limited application, depending on the type of karst system. They are thus :

- type 1: suitable as descriptive and equivalent models, insofar as they are valid for fissured environments;
- type 2: unsuitable both as descriptive models and as equivalent models;
- type 3: unsuitable as descriptive models, but can be used as equivalent models, although only at system scale.

The same holds true for the traditional approach methods based on these laws:

For pumping tests, the limits of using the interpretative methods are:

- type 1: methods for fissured environments may be used as descriptive models and methods for porous environments as equivalent models;
- types 2 and 3: methods for porous and fissured environments are unsuitable, as are those specifically designed for karst systems that do not take into account the structure of the saturated zone or that assume Darcy's law.

For tracing tests, the limits of using the interpretative methods are:

- type 1: methods for fissured environments are suitable;
- types 2 and 3: methods for porous and fissured environments are unsuitable.

For modelling, although the problem is more complex, it appears that:

- global methods, such as deconvolution or stochastic models, are suitable for types 1, 2 and 3;
- reservoir models are unsuitable for types 2 and 3 because they cannot represent the particularities of the behaviour and actual structure of the karst milieu, and because their parameters have no significance for karst aquifers. At the very most they can be used as black box models;

- deterministic models, especially grid models, are unsuitable as both descriptive and equivalent models for type 2. They are suitable as descriptive models for type 1, and as equivalent models for type 3, but only at system scale, which restricts their use for predicting development impacts.

Although a traditional approach can be applied to type 1 aquifers, a *specific approach*—i.e. a functional or behavioural approach— must be used for characterising type 2 and 3 aquifers. The functional approach and its contribution to studying karst aquifers is considered in detail in the second part of this work.

The functional approach is based on the similarity between the structure of a karst system and that of a surface flow system, leading to the adoption of an analogous approach. The definition and the understanding of a karst environment are thus based on studying its behaviour through the concept of the karst system—the basic drainage unit which makes up the entire karstic flow network. By applying various methods which describe and characterise either the unity of the system or its unitary hydrograph, this approach makes it possible to identify the type of karst system.

However, the approach imposes certain constraints that are incompatible with an applied approach. To minimise the effects of these constraints, a study methodology is proposed based on an applied definition of the karst aquifer, i.e. depending on the methods used for its characterisation:

- type 1, which can be described using a traditional approach, corresponds to fissured and locally karstified carbonate aquifers;
- type 2, which can only be studied using a functional approach, corresponds to karstic systems *sensu stricto*;
- type 3, which can be studied at system scale using a traditional approach and at local scale using a functional approach, corresponds to karst systems controlled at their boundaries.

The methodology is divided into three steps forming an investigation strategy: i) identification of the system type, ii) proof of the water resource, and iii) exploitation management. The strategy proposes the methods best suited to each system type.

The functional approach methods that can be used to identify the system type—based on the study of flow and transit—are then briefly considered: the water balance, sorted discharge studies, correlation and spectral analysis, quantitative tracing tests, water geochemistry.

Two specific points of the methodology are considered in greater detail:

- for the recession curve analysis, an experiment was carried out on a reduced model to study the validity of the "dynamic volume" as computed from low-flow stage analysis. The results show that the dynamic volume effectively corresponds to an underestimate of the storage capacity, and that it includes part of the reserves below the spring level. It is therefore proposed to calculate the *influence coefficient* using the reduced model to give the part of the dynamic volume below the spring level;
- the pumping tests are interpreted using a simple model for saturated karst based on the results of the Baget high-rate pumping tests. The selected approach aims at characterising the index response of the system by taking into account the position of the pumping site (annex-to-drain system, drain), making it possible to distinguish several groups of response to pumping. The responses can then be used to globally assess the ability of a system to be exploited by pumping using two parameters - *pumping yield* and *exploitation durability*.

The application of this methodology to three karst systems in the Drôme department (France) shows that it is possible to select, from among several possibilities, the karst system with the most favourable exploitation characteristics. Moreover, the example demonstrates the ability of the methodology to provide data concerning the presence, location and evaluation of resources, which can be used to minimise the exploitation risks.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
1. CONTEXTE GENERAL	3
2. OBJECTIFS	8
PREMIERE PARTIE : L'AQUIFERE KARSTIQUE, UN OBJET HYDROGEOLOGIQUE TRADITIONNEL ?.....	11
1. INTRODUCTION : L'APPROCHE TRADITIONNELLE D'UN AQUIFERE	13
2. SPECIFICITE ET DIVERSITE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE	15
2.1. Généralités et historique	15
2.1.1. Le karst et la karstification.....	15
2.1.2. Considérations sommaires sur les approches spéléologiques et géomorphologiques du milieu	17
2.1.3 Le karst vu par l'hydrogéologue.....	18
2.1.4. Conclusion.....	21
2.2. Evolution et fonctionnalité des systèmes karstiques.....	23
2.2.1. Notion de système karstique.....	23
2.2.2. Evolution et organisation des systèmes karstiques	24
2.2.3. Fonctionnalité des systèmes karstiques	27
2.3. Variabilité des systèmes karstiques.....	28
2.3.1. Différentes configurations des systèmes karstiques.....	29
2.3.2. Types de systèmes karstiques.....	29
2.3.3. Conclusion.....	37
2.4. Description des systèmes karstiques.....	38
2.4.1. Type 1	38
2.4.2. Type 2	38
2.4.3. Type 3	42
2.5. Conclusion.....	43
3. CONSEQUENCES POUR LES RESULTATS EXPERIMENTAUX.....	45
3.1. Validité des lois de l'hydraulique souterraine en milieu karstique.....	45
3.1.1. Validité de la loi de Darcy.....	45
3.1.2. Validité des paramètres hydrodynamiques	49
3.1.3. Conclusion.....	54
3.2. Validité des schémas interprétatifs des pompages d'essai.....	55
3.2.1. Concepts, généralité.....	55
3.2.2. Principaux schémas interprétatifs.....	55
3.3. Validité des schémas interprétatifs de traçages	67
3.3.1. Concept.....	67
3.3.2. Principaux schémas analytiques.....	68
3.3.3. Discussion.....	69
3.3.4. Conclusion.....	73
3.4. Modélisation.....	73
3.4.1. Principaux types de modèles.....	74
3.4.2. Discussion.....	99
4. CONCLUSION	104
4.1. Spécificité et diversité des systèmes karstiques.....	104
4.2. Conséquences pour l'application d'une démarche d'étude traditionnelle	105
4.3. Conclusion	107

DEUXIEME PARTIE : METHODOLOGIE D'ETUDE DES SYSTEMES KARSTIQUES.....	109
1. PROPOSITION POUR UNE METHODOLOGIE D'ETUDE.....	111
1.1. L'approche fonctionnelle, démarche, méthodes, contraintes et limites.....	111
1.1.1. Démarche.....	111
1.1.2. Contraintes et limites.....	114
1.1.3. Conclusion.....	115
1.2. Méthodologie.....	115
1.2.1. Définition appliquée de l'aquifère karstique.....	115
1.2.2. Stratégie d'étude.....	116
1.3. Conclusion.....	125
2. APPROCHE FONCTIONNELLE, METHODES D'IDENTIFICATION.....	127
2.1. Vérification du bilan hydrologique.....	127
2.2. Analyse des débits classés.....	128
2.3. Analyses corrélatoire et spectrale.....	128
2.3.1. Principe.....	128
2.3.2. Classification.....	133
2.3.3. Conclusion.....	133
2.4. Expériences de traçage.....	134
2.4.1. Distribution des Temps de Séjours.....	134
2.4.2. Interprétation.....	135
3. VALIDITE DE L'EVALUATION DE L'IMPORTANCE DES RESERVES EN EAU DES SYSTEMES KARSTIQUES A PARTIR DE L'ANALYSE DES COURBES DE RESSION.....	137
3.1. Analyse des courbes de récession.....	137
3.1.1. Principe de la méthode.....	137
3.1.2. Modèles utilisés.....	138
3.1.3. Estimation des réserves.....	140
3.1.4. Classification.....	141
3.2. Approche expérimentale de la notion de volume dynamique.....	142
3.2.1. Problèmes posés.....	142
3.2.2. Description du modèle et des modes opératoires.....	144
3.2.3. Résultats.....	146
3.2.4. Interprétation des résultats.....	149
3.2.5. Recherche d'un paramètre indicatif de la configuration.....	155
3.2.6. Conclusion.....	162
3.3. Transposition au karst noyé.....	163
3.3.1. Validité de la transposition.....	163
3.3.2. Conséquence pour la connaissance du karst noyé.....	165
3.4. Conclusion.....	166
4. CONTRIBUTION DE L'APPROCHE FONCTIONNELLE A LA DEMONSTRATION DE LA RESSOURCE A PARTIR DES POMPAGES D'ESSAI.....	169
4.1. Problème posé.....	169
4.2. Apports de l'expérience du Baget.....	170
4.2.1. Le système karstique du Baget et le site de pompage.....	171
4.2.2. Résultats de l'expérience et conséquences.....	172
4.2.3. Conclusion et modèle simple du karst noyé.....	175
4.3. Eléments pour une méthode d'interprétation.....	176
4.3.1. Démarche générale et problèmes posés.....	177
4.3.2. Détermination de la fonction d'entrée (Qd) sur le drain dans la cas d'un pompage sur un SAD.....	179
4.3.3. Caractérisation de la structure et du fonctionnement du karst noyé à partir de sa réponse indicielle à un pompage.....	186
4.3.4. Exemples.....	194
4.4. Conclusion.....	206

Sommaire

5. CONCLUSION	209
5.1. Proposition pour une méthodologie d'étude	209
5.2. Approche fonctionnelle, méthodes d'identification	210
5.3. Validité de l'évaluation des réserves en eau des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession	210
5.4. Contribution de l'approche fonctionnelle à la démonstration de la ressource en eau à partir des pompages d'essai	211
5.5. Conclusion	211
TROISIEME PARTIE : EXEMPLE D'APPLICATION	213
1. INTRODUCTION	215
2. CONTEXTE GENERAL	215
3. PRESENTATION GENERALE	216
3.1. Le système karstique d'Archiane	216
3.1.1. Géométrie du système	216
3.1.2. Données et critiques	217
3.1.3. Vérification du bilan hydrologique	219
3.2. Le système Karstique de Gervanne	219
3.2.1. Géométrie du système	219
3.2.2. Données et critiques	223
3.2.3. Vérification du bilan hydrologique	223
3.3. Le système de la Forêt de Saoû	224
3.3.1. Géométrie du système	224
3.3.2. Données et critiques	227
3.3.3. Vérification du bilan hydrologique	227
4. IDENTIFICATION	228
4.1. Caractérisation en terme de transfert	228
4.1.1. Le système karstique d'Archiane	228
4.1.2. Le système Karstique de Gervanne	242
4.1.3. Le système de la Forêt de Saoû	251
4.1.4. Conclusion de l'analyse en terme de transfert	256
4.2. Caractérisation en terme de transit	259
4.2.1. Traçage	259
4.2.2. Conclusion	261
4.3. Conclusion de la phase d'identification	261
5. DEMONSTRATION	263
5.1. Choix de la position du forage	263
5.2. Position du forage par rapport à la structure karstique	263
5.2.1. Déroulement du traçage	263
5.3. Essais de pompage	266
5.3.1. Déroulement	266
5.3.2. Résultats et interprétation	266
5.4. Conclusion de la phase de démonstration	266
6. CONCLUSION	268
CONCLUSION GENERALE	269
CONCLUSION GENERALE	271
BIBLIOGRAPHIE	275

ANNEXE	287
TRAÇAGES EN MILIEU KARSTIQUE. APPROCHE THEORIQUE ET PRATIQUE	289
Remarque préliminaire	289
A.1. Approche théorique	290
A.1.1. Echantillon du transit	290
A.1.2. Relation entre le transit de l'eau et le transit du traceur	291
A.1.3. Distribution des temps de séjour et réponse impulsionnelle	292
A.1.4. Paramètres issus de la distribution des temps de séjours	293
A.1.5. Système-traçage	295
A.2. Approche pratique	296
A.2.1. Types de traceurs	296
A.2.2. Mise en oeuvre	298
A.2.3. Exploitation des résultats	300

INTRODUCTION

1. CONTEXTE GENERAL.

Gèze (1978) attribue au mot *karst* une origine pré-indo-européenne avec les termes *Kar* ou *Kra*, qui désignent une roche nue. Par la suite, cette racine a été déclinée en plusieurs langues et aurait donné le *Karren* germanique, le *Kras* slovène, le *Carso* italien, les *Karriks* pyrénéens, la *Garrigue* languedocienne ou encore le *Gras* du Vivarais. De cette racine dérive surtout le terme *Karst* qui provient de la traduction allemande du *Kras* slovène et qui désigne une région yougoslave du nord-est de l'Adriatique où les formations calcaires présentent une morphologie particulière.

L'élément majeur de cette morphologie est la présence de vides souterrains de grande taille. Ces vides sont bien connus de l'homme. Il s'y est intéressé dès le début de l'ère quaternaire, époque où il pénétrait dans les grottes pour des raisons qui restent encore discutées.

Outre ce côté historique, les formations carbonatées en général et le karst en particulier présentent un grand intérêt économique. Ainsi, la construction fait largement appel aux roches carbonatées pour la chaux et les pierres de tailles. Les phénomènes karstiques constituent des gîtes minéraux pour les métaux (fer pisolitique, bauxite, blende, galène) ou pour diverses substances (kaolinite, barytine, phosphorites). La recherche pétrolière s'intéresse aussi de près aux formations karstiques qui constituent d'excellents réservoirs pour les hydrocarbures. D'un point de vue agricole, nous citerons l'intérêt de certains remplissages argileux dans les dolines et poljés. Parlons encore de l'intérêt culturel et touristique des cavités karstiques et des oeuvres pariétales.

Tous ces aspects, que ce soit le piégeage des minéraux ou des hydrocarbures, les colmatages argileux (Avias, 1978) ou la conservation des oeuvres préhistoriques (Mangin & Andrieux, 1984), sont subordonnés au rôle que joue les vides souterrains dans la circulation et le stockage des eaux.

Ces propriétés aquifères expliquent l'intérêt majeur que l'homme a porté au karst. Pour en témoigner citons le développement de Rome et de la civilisation romaine qui est lié en Italie aux sources du Latium et à leurs débits exceptionnels (débit total : $65 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'étiage)(Avias, 1978). Plus près de nous, c'est au XVIII^{ème} siècle que les Etats du Languedoc et la ville de Montpellier décidèrent d'exploiter la source karstique de St Clément la Rivière (Guilbot, 1975). Puis en 1854, c'est le début de l'exploitation de la source du Lez avec un débit de prélèvement de $25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Depuis, ce débit n'a cessé de croître ($50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ en 1879, $250 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ en 1900, $400 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ en 1931, $800 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ en 1965) pour atteindre la valeur actuelle de $1.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Citons encore les Sources de la Vanne qui alimentent la ville de Paris en eau potable depuis 1870 et fournissent aujourd'hui près du tiers du débit d'AEP.

Il est vrai que ces exemples représentent des cas particulièrement favorables qui ne reflètent pas la situation véritable de l'exploitation des aquifères karstiques. Si en France 45 % des approvisionnements en eau potable sont assurés par les eaux souterraines, les aquifères karstiques n'y participent que relativement peu.

Ils occupent pourtant une part importante du territoire national. Il est délicat de dresser la carte des formations karstiques en France car l'information sur le caractère karstique d'un aquifère (degré de

karstification) n'est pas toujours connue. C'est pourquoi la carte¹ de la figure 0.1 présente plutôt la répartition des formations carbonatées susceptibles d'être karstifiées.

En fonction de la nature des formations carbonatées on distingue :

- les formations carbonatées fortement tectonisées et plissées représentant les formations primaires, secondaires et tertiaires des domaines montagneux (Jura, Alpes, Pyrénées, Montagne Noire). Dans ces domaines les aquifères sont généralement peu étendus et la karstification est souvent de grande ampleur.
- les formations carbonatées, tabulaires et faiblement tectonisées, constitutives des auréoles des bassins sédimentaires (bassins Aquitain, Parisien et Rhodanien) principalement datée du secondaire. Les aquifères sont plutôt de grandes dimensions (causses du Larzac, du Quercy) avec des degrés de karstification plus ou moins importants ;
- les formations calcaires à forte porosité primaire principalement représentées par les faciès crayeux du bassin parisien. La karstification est de faible ampleur et possède une caractéristique locale, les aquifères ayant globalement un comportement de type poreux ;
- les formations partiellement carbonatés (alternances marno-calcaires) qui peuvent subir une karstification locale (tertiaire et quaternaire), le comportement restant à dominante de milieu poreux ou fissuré;
- les formations carbonatées sous couverture dans les grands bassins sédimentaires qui peuvent présenter des signes de karstification plus ou moins importants, principalement dans les formations secondaires (Bassin Aquitain, Languedoc-Roussillon, Provence, Bassin Parisien). C'est le domaine des aquifères profonds ;

Dans certaines régions, la proportion des formations karstiques est très importante (Midi-Pyrénées, Languedoc-Roussillon, Provence), et joue un rôle économique fondamental dans la gestion de l'eau, d'autant qu'il s'agit souvent de régions sans alternatives. Dès lors, l'utilisation des eaux karstiques est un recours indispensable.

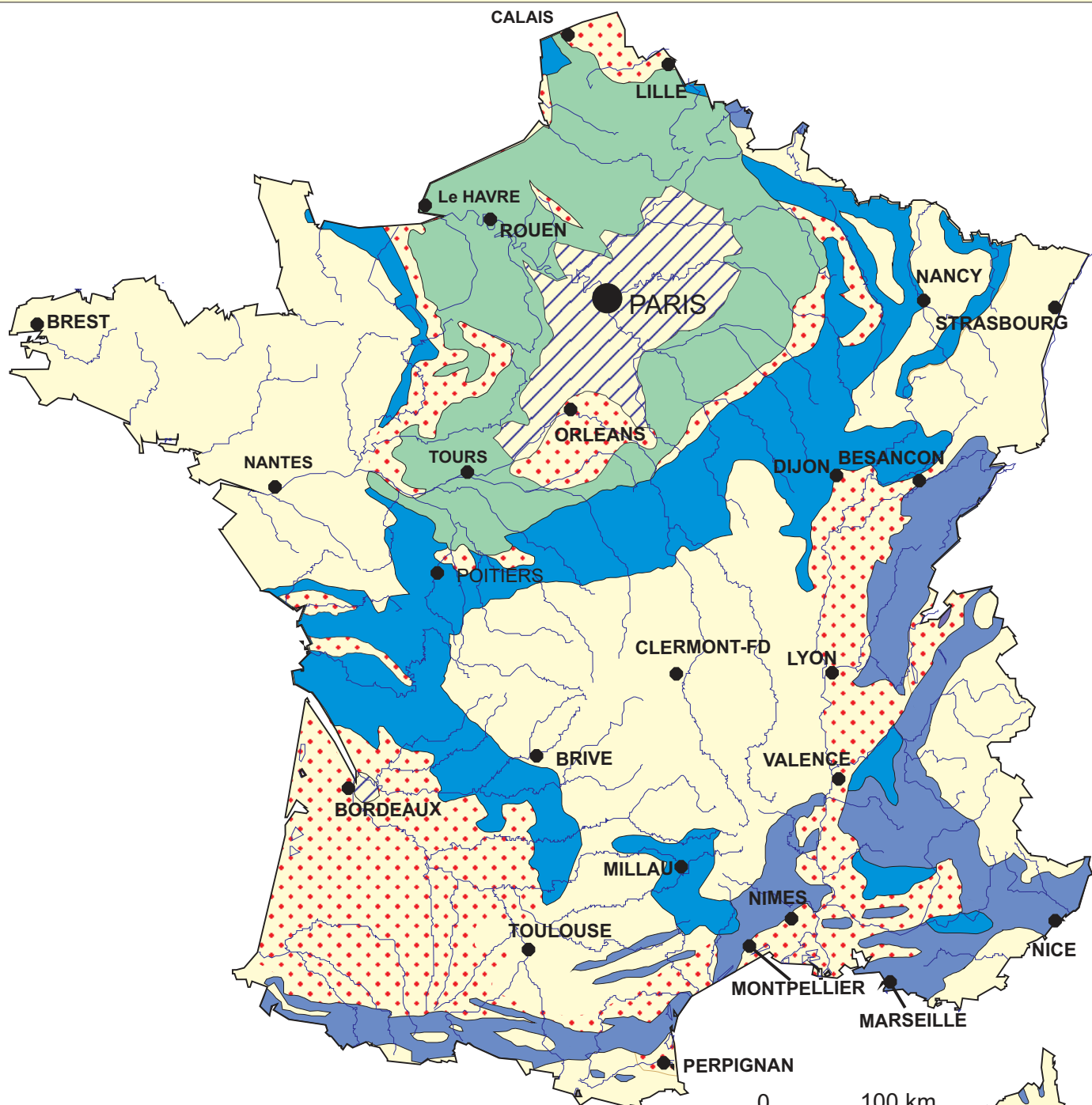
Trois raisons principales expliquent que les aquifères associés au milieu karstique soient souvent délaissés par les hydrogéologues et les aménageurs :

- une mauvaise connaissance de leur structure et de leur fonctionnement (disposition des vides, localisation des réserves) qui entraîne un taux d'échec important lors des tentatives d'exploitation par forage notamment ;
- les difficultés rencontrées pour gérer leurs ressources qui présentent de grandes variations (en stock et en flux) à l'échelle du cycle hydrologique ;
- une mauvaise réputation qui leur confère une forte vulnérabilité à la pollution.

Aussi, les exploitations les plus courantes se contentent souvent de capter le débit naturel des sources karstiques sans solliciter les réserves contenues dans le réservoir.

¹ Différents documents ont été utilisés pour dresser cette carte synthétique :

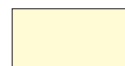
- Carte géologique de la France 1/1500000 ;
- Carte hydrogéologique de la France 1/1500000 (Margat, 1986) ;
- Cartes des formations karstiques (Gèze, 1973, Crampon, 1994).



Domaines avec formations carbonatées

- Formations plissées et fortement tectonisées**
Aquifères de petites dimensions, forts degrés de karstification
- Formations tabulaires faiblement tectonisées**
Aquifères de grandes dimensions, faibles et forts degrés de karstification
- Formations à forte porosité primaire (craie,...)**
Aquifères poreux, karstification locale
- Formations partiellement carbonatées**
Aquifères poreux ou fissurés, karstification locale
- Formations sous couverture**
Aquifères profonds, degré de karstification variable

Domaines sans formations carbonatées notables



*Carte hydrogéologique des formations carbonatées karstifiables
Figure 0.1*

Il n'en demeure pas moins que les karsts présentent de fortes potentialités et qu'à ce titre ils représentent un objectif de choix pour l'hydrogéologue. De plus, il faut considérer que les karsts sont situés en majorité dans des zones peu exposées aux pollutions chimiques (montagnes, zones à faible densité agricole)(Margat, 1992a), les risques liés à l'existence d'accès direct aux plans d'eau (gouffre, perte) pouvant être limités par des mesures de protection adaptées. Par ailleurs, le risque bactériologique est maintenant bien maîtrisé grâce à des traitements adaptés.

De même, la spécificité de ces aquifères peut devenir un avantage pour la gestion des ressources car les volumes d'eau contenus sont importants et surtout, ils sont généralement situés dans des vides de grande taille. Il est donc possible d'exploiter ces aquifères selon un mode particulier où l'on ne cherche plus comme dans les milieux poreux ou fissurés un débit constant sur une longue période, mais plutôt un fort débit sur une courte durée.

Le principe de l'exploitation est donc de prélever un débit supérieur à l'alimentation durant l'étiage, puis de profiter de l'alimentation en période de hautes eaux pour reconstituer les réserves. Ce type d'exploitation, géré à l'échelle du cycle hydrologique, est connu sous le terme de surexploitation saisonnière (Margat, 1976), temporaire (Forkasiéwicz & Margat, 1976) ou momentanée.

Aussi, le regain d'intérêt que subissent les aquifères karstiques est d'autant plus justifié qu'ils représentent une des principales ressources en eau des régions à forte demande, comme les régions de la bordure méditerranéenne. Des programmes de recherche internationaux (Action COST 65) et des investissements d'organismes publics (Agence de l'eau Adour-Garonne pour l'expérience de pompage du Baget, Collectif 1992) ou privés soulignent l'importance du rôle que peuvent jouer ces aquifères dans un schéma de gestion des eaux souterraines.

En conséquence, il importe de se doter d'une **méthodologie d'étude permettant d'appréhender la structure et le fonctionnement de la zone noyée des karst en vue de leur exploitation**, car le contexte actuel de croissance des besoins ne permet plus de négliger leur importance économique.

2. OBJECTIFS.

Pour répondre aux trois raisons invoquées au paragraphe précédent pour expliquer le relatif désintérêt porté à ces aquifères, il importe de disposer d'une méthodologie d'étude des aquifères karstique en vue de leur exploitation. Cette méthodologie doit répondre aux caractéristiques et contraintes d'une démarche appliquée, à savoir une minimisation du temps de l'étude, des coûts et des risques.

La littérature abondante concernant l'hydrogéologie karstique (Bakalowicz, 1984) témoigne des difficultés rencontrées pour appréhender ce milieu. Il est vite apparu que dans le karst la disposition des vides est très hétérogène, à tel point que certains décrivent le karst comme le milieu où "(...)/l'hétérogénéité atteint son paroxysme (...)" (De Marsily, 1984).

Divers regards se sont donc portés sur le karst afin d'en comprendre la genèse, la structure et le fonctionnement. Historiquement les plus anciennes, les visions géomorphologique et spéléologique du milieu ne donnent pas de solutions acceptables par l'hydrogéologue, en raison d'un objectif différent pour la première et de concepts erronés pour la seconde.

Plus compatible avec nos objectifs, la vision hydrogéologique du karst a vu émerger deux approches différentes selon la manière dont a été abordée l'hétérogénéité du milieu (Mangin, 1985) :

- *une approche structurelle* basée sur une description analytique de la structure du milieu. Elle propose d'adapter l'approche traditionnelle utilisée pour l'étude du milieu fissuré.
- *une approche fonctionnelle* basée sur l'étude du fonctionnement au travers de la relation pluie-débit.

La première partie de ce travail consiste à évaluer la capacité d'un démarche traditionnelle et des ses outils étudier, décrire et représenter la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques. Pour ce faire, après avoir présenté les différentes visions et approches du milieu karstique, nous mettrons en évidence la spécificité et la diversité des aquifère karstique.

Pour ce dernier point, nous ferons appel à l'approche thermodynamique du karst qui constitue un élément indispensable à la compréhension de la structure et du fonctionnement du milieu et qui permet de distinguer les grands types d'aquifère karstique.

C'est à partir de la reconnaissances de ces grands types qu'il est possible d'évaluer la validité d'emploi des lois et méthodes de l'hydraulique souterraine traditionnelle. Nous envisagerons donc les problèmes posés par l'utilisation des techniques de reconnaissance traditionnelle (pompages d'essai, traçages) et de simulation.

A partir des conclusions de cette étude de validité, la deuxième partie proposera une méthodologie d'étude appliquée des aquifères karstiques reposant sur une approche fonctionnelle du problème. Nous débuterons cette partie en proposant une méthodologie d'étude appliquée basée sur une stratégie d'étude par étapes et sur une définition appliquée de l'aquifère karstique. Il sera ensuite réalisée une

Introduction

présentation critique de la démarche générale et des méthodes qui permettent actuellement l'identification des aquifères karstiques.

Puis, nous nous intéresserons un peu plus dans le détail à deux points particuliers de la méthodologie :

- l'évaluation des réserves, qui sera abordée à partir de l'étude des courbes de tarissement et les problèmes posés par les résultats obtenus. A ce propos nous présenterons une expérience de vidange menée à partir d'un modèle physique et les conséquences qu'impliquent les résultats sur la dynamique de l'aquifère karstique.
- la démonstration de la ressource, que nous étudierons à partir des essais de pompage. Nous proposerons une démarche particulière de l'interprétation des résultats, basée sur une approche fonctionnelle.

Enfin, la troisième partie de ce document présentera un exemple d'application à trois aquifères de la Drôme. Il mettra en évidence la pertinence de la méthodologie et les résultats que l'on peut en attendre, mais aussi certaines limites des différentes méthodes.

1^{ère} PARTIE

**L'AQUIFERE KARSTIQUE, UN OBJET
HYDROGEOLOGIQUE TRADITIONNEL ?**

1. INTRODUCTION : L'APPROCHE TRADITIONNELLE D'UN AQUIFERE.

Si l'on se place dans un contexte d'exploitation, l'étude d'un aquifère doit répondre aux principales questions suivantes :

- existe-t-il un réservoir souterrain, c'est-à-dire la formation géologique étudiée contient-elle de l'eau ?
- quelle est la géométrie de ce réservoir ?
- quelle est sa nature géologique ?
- quelles sont ses caractéristiques hydrauliques ?
- quelles sont les quantités d'eau disponibles et exploitables (ressource) ?
- comment l'exploiter ?

Pour répondre à ces différentes questions, il existe diverses méthodes qui sont classiquement employées en hydrogéologie. Leur application est généralement organisée en trois étapes.

1 - La première, que l'on peut qualifier de *phase d'identification* fait largement appel aux méthodes indirectes. Elle consiste à évaluer les caractéristiques du réservoir et de la nappe pour déterminer le lieu le plus favorable à une exploitation. Les méthodes principalement employées sont :

- l'étude géologique qui permet de qualifier la géométrie du réservoir :
 - limites géologiques (toit, mur, épaisseur, limites) ;
 - contexte structural ;
 - lithologie, stratigraphie ;
 - degré de fracturation ;
 - communications éventuelles avec d'autres aquifères.

Les données utilisées sont soit d'origine bibliographique (coupe de forage voisin par exemple) soit acquises au cours de campagnes spécifiques (levés de terrain, campagne géophysique, etc.)

- l'étude hydrogéologique qui permet d'avoir une première idée des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère et de l'état de la nappe :
 - carte piézométrique ;
 - débits prélevés, rabattements et caractéristiques hydrauliques dans différents forages déjà existants.

Là encore, les données utilisées sont soit d'origine bibliographique, soit acquises spécialement.

2 - Si à la suite de cette première étape des conditions favorables sont retenues, une approche directe par forage de reconnaissance est réalisée dans la *phase de démonstration*. Différentes méthodes sont alors employées pour caractériser l'aquifère ; les principales sont :

- les essais de pompage qui permettent de mesurer les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère (perméabilité, porosité, coefficient d'emmagasinement) et de fixer les conditions optimales d'exploitation du système puits-aquifère ;

- les diagraphies qui affinent la connaissance géologique (lithologie, teneur en argile) ou hydrogéologique (porosité, résistivité des fluides) ;
 - les essais de traçages qui donnent accès aux caractéristiques du transfert de masse (coefficient de dispersion, vitesse d'écoulement).
- 3 - La connaissance de ces éléments permet alors d'entreprendre une *phase d'évaluation* qui permet de simuler une exploitation en tenant compte des conditions locales (débit optimal) et régionales (conditions aux limites de l'aquifère, autres ouvrages, servitudes) et d'en prévoir les conséquences à long terme. Elle permet en outre la recherche des critères qui régissent la qualité de l'eau et la pérennité de cette qualité (périmètres de protection, intrusions d'eau marine). Elle fait appel principalement aux techniques de modélisation, en transfert d'énergie et de masse.

Le problème posé ici est donc de savoir si une telle démarche, classiquement utilisée en hydrogéologie des milieux poreux et fissurés, est utilisable dans le cas des aquifères karstiques, et si oui, moyennant quelles approximations ou modifications.

En d'autres termes, **l'aquifère karstique est-il un objet hydrogéologique traditionnel ?**

Pour répondre à cette question, il est nécessaire tout d'abord d'étudier la spécificité et la diversité des aquifères karstiques, puis de d'évaluer les conséquences que vont avoir ces caractéristiques pour l'emploi d'une démarche traditionnelle, tant au niveau des concepts que des méthodes.

2. SPECIFICITE ET DIVERSITE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE.

2.1. GENERALITES ET HISTORIQUE.

Dans des domaines comme le milieu poreux, les connaissances sont importantes et font l'objet d'un relatif consensus. Les travaux de base remontent au siècle dernier ou au début du XX^{ième} siècle (Darcy, 1856 ; Theis, 1935 ; Jacob, 1940). Les voies de recherche actuelles explorent des domaines nouveaux, mais les grandes lignes sont affirmées et l'exploitation de ce type de milieu ne pose plus que des problèmes de gestion.

Dans le cas des karsts, force est de constater qu'un tel constat n'est pas réalisable et ceci pour trois raisons principales :

- il s'agit d'un domaine d'étude récent, tout au moins vis-à-vis des milieux poreux ou fissurés, les travaux fondamentaux n'apparaissant qu'au milieu du XX^{ième} siècle ;
- la diversité des intervenants : ce domaine intéresse à la fois les hydrogéologues, les géomorphologues et les spéléologues. Il en résulte une diversité flagrante des points de vue.
- la diversité, voire l'opposition, des démarches scientifiques utilisées par les hydrogéologues pour appréhender le milieu.

Dès lors, l'hydrogéologue désireux d'approfondir sa connaissance du milieu karstique va être confronté à des informations diverses, parfois contradictoires. Il importe donc de synthétiser cette connaissance et de l'organiser en recherchant les tenants et les aboutissants des différents concepts, ceci afin de dégager les caractères marquant la spécificité des aquifères karstiques.

2.1.1. LE KARST ET LA KARSTIFICATION.

Le procédé de genèse des vides karstiques est particulier aux formations carbonatées, et c'est dans cette *particularité* qu'il faut rechercher l'*originalité* du karst.

Une formation géologique acquiert une nature aquifère soit au cours de sa genèse, soit en fonction des contraintes tectoniques qu'elle subit au cours de son histoire. C'est ainsi que les roches poreuses constituent des roches réservoirs en raison de leurs caractères lithologiques et de leurs modes de dépôt. Ces paramètres conditionnent l'établissement d'une porosité dite *primaire*. Dans le cas des roches fissurées (granite, calcaire), cette porosité primaire est faible, et c'est par l'action des contraintes tectoniques qu'une porosité *secondaire* apparaît, représentée par les différentes sortes de fractures : fissures, diaclases, failles, etc.

Les roches carbonatées possèdent une porosité primaire, mais celle-ci est généralement faible ; Burger (1983) présente des valeurs expérimentales de porosité totale s'étalant de 1 % dans les micrites à 15 % dans les faciès bréchiqes, mais il considère la porosité efficace comme négligeable. Ceci est cohérent avec les valeurs de perméabilité fournies par certains auteurs (Kiraly, 1975; Mangin, 1975; Siméoni, 1976; Burger, 1983) qui s'accordent pour donner à la matrice des roches calcaires une perméabilité de

l'ordre de 10^{-7} à 10^{-9} m.s⁻¹. La porosité secondaire liée à la fracturation qui se surimpose ne représente que 2 % selon Mangin (1984a).

Ces valeurs montrent que si les vides d'origine génétique et tectonique jouent un rôle dans l'acquisition d'une nature aquifère, celui-ci reste secondaire. Aussi, pour expliquer la taille des vides karstiques, il faut prendre en compte le processus d'érosion physico-chimique que subissent les formations carbonatées : la *karstification*. Ce processus élargit les vides originels (porosités primaire et secondaire) et donne aux formations carbonatées une porosité pouvant atteindre 15 % à l'échelle du massif.

La karstification est liée en grande partie à la capacité des roches calcaires, et plus précisément des minéraux (calcite, aragonite, dolomite) qui les composent, à être soluble dans l'eau.

La solubilité d'un minéral est exprimée par la constante de dissociation qui caractérise sa réaction de dissolution. Plus cette constante est forte, plus la solubilité du minéral est grande. Dans les conditions normales de température et de pression (25° C, 1 atm), la solubilité dans l'eau pure des principaux minéraux constitutifs des roches carbonatées est récapitulée au tableau 1.1 :

Minéral	Composition	Constante de dissociation
Calcite	CaCO ₃ (Rhomboédrique)	3.8 10 ⁻⁹
Aragonite	CaCO ₃ (Orthorhombique)	6.09 10 ⁻⁹
Magnésite	MgCO ₃	5.75 10 ⁻⁹
Dolomite	Ca.Mg (CO ₃) ₂	Environ 10 ⁻¹⁷

Tableau 1.1 : Constantes de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées (Bakalowicz, 1979).

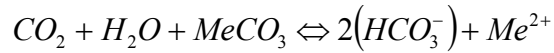
Pour tous les minéraux cités dans ce tableau, on observe que leur solubilité dans l'eau pure est faible. Il faut invoquer l'action d'un paramètre supplémentaire pour expliquer l'action dissolvante des eaux en domaine karstique. Ce paramètre est l'anhydrite carbonique (CO₂). La teneur en CO₂ dissous dans l'eau accroît considérablement les possibilités de dissolution.

La présence de CO₂ dans les eaux karstiques est due, principalement, à une origine pédologique, et dans quelques cas particuliers, à une origine profonde ou volcanique (Source du Lez, Marjolle & Salado, 1976 ; Source de Termes, Bouchaala, 1991).

Pour prendre en compte le rôle du CO₂ dans la dissolution des roches carbonatées, il faut faire intervenir trois phases: une phase solide (la roche calcaire), une phase liquide (l'eau), et une phase gazeuse (l'atmosphère ; O₂, N₂ et CO₂). L'ensemble de ces trois phases constitue le *système calco-carbonique* ou système H₂O-CO₂-Carbonates (Roques, 1962a et b; Bakalowicz, 1979).

Il existe 9 réactions régissant le comportement du système calco-carbonique et donc la dissolution. Elles ont des cinétiques (vitesses de réaction) différentes, ce qui explique la complexité de l'aspect géochimique de la karstification.

L'ensemble peut être représenté par la réaction générale :



dans laquelle $MeCO_3$ représente la phase solide (carbonate de calcium ou de magnésium), HCO_3^- l'ion bicarbonate, et Me^{2+} un cation divalent (Ca ou Mg).

Pour percevoir l'importance des phénomènes de karstification, il faut replacer cette notion à l'échelle d'un massif karstique. La quantité de matière dissoute, et donc exportée, par les eaux est très importante. Bakalowicz (1992) montre que les valeurs de dissolution spécifique (quantité de matière carbonatée exportée par kilomètre carré de surface et par an) varient entre 20 et 200 $m^3.km^{-2}.an^{-1}$ en fonction de paramètres comme le climat, la géologie, la géomorphologie et l'évolution des caractères régionaux.

La conséquence directe de ce phénomène est l'établissement d'un paysage particulier associé à une morphologie souterraine. La durée nécessaire à la mise en place de ces éléments est de 10000 à 20000 ans (Bakalowicz, 1979). On distingue :

- les formes de surface ou *exokarst* : les principales sont les dolines, les lapiaz, les ouvalas et les poljés;
- les formes souterraines constituant l'*endokarst* : ce sont les gouffres et conduits karstiques.

Les deux plus anciennes approches du milieu sont en grande partie issues de la distinction de ces formes : ce sont les approches géomorphologique et spéléologique.

2.1.2. CONSIDERATIONS SOMMAIRES SUR LES APPROCHES SPELEOLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES DU MILIEU.

Le point de vue géomorphologique trouve ses racines dans les sciences géographiques. L'objectif principal est d'expliquer la formation des karsts et leur évolution.

"*Dar Karstphenomen*", écrit par Cvijic et paru en 1893, pose les idées de base de la vision géomorphologique du karst. Sa compréhension s'oriente alors vers l'étude des paramètres géographiques (climats, latitude) et morphologiques.

Pour expliquer la karstogenèse et la variabilité des formes karstiques, deux grandes théories ont été proposées :

- les Anglo-saxons, à la suite des travaux de Davis (1931), ont très tôt adopté une vision où les différents types de karsts correspondaient aux différents cycles d'érosion. La karstification est alors réduite à un processus d'érosion mécanique comme pour les réseaux de surface.
- en France, les travaux de Corbel (1957) donnent naissance à une théorie climatique de la karstification. La température est une variable contrôlant l'intensité et la vitesse du processus, et cette vision débouche sur une classification climatique du karst.

Actuellement, ces deux visions sont fortement remises en cause, et les travaux s'orientent vers une approche plus globale du karst en prenant en compte les recherches en géologie, hydrogéologie,

pédologie et spéléologie (Maire, 1992). Renault (1992) pose d'ailleurs l'étude géographique du karst comme la discipline pivot des études karstiques en lui donnant le nom de karstologie.

Il faut remarquer que l'approche géomorphologique du milieu karstique est très développée dans les pays anglo-saxons (Sweeting, 1950, 1966, 1972 ; Ford, 1965, 1973, 1983 ; Ewers, 1982 ; Palmer, 1975, 1983, 1991 ; Williams, 1983, 1985 ; Jennings, 1985 ; White, 1988) où elle constitue la principale discipline d'étude du karst. Elle reste plus limitée en France (Corbel, 1959 ; Nicod, 1972, 1983 ; Maire, 1990) et dans les pays de l'Est (Jakucs, 1977 ; Dublyanski, 1980).

Il n'en demeure pas moins qu'elle reste très éloignée des objectifs de l'hydrogéologue.

La vision spéléologique prend sa source dans une propriété particulière du karst, celle d'offrir à l'homme la possibilité de pénétrer, tout au moins partiellement, dans le milieu. Il en résulte que les observateurs définirent le karst en fonction de ce qu'ils voyaient à l'intérieur des cavernes, situant ainsi uniquement l'eau sous forme de lacs et de rivières souterraines. Dès lors, les écoulements karstiques représentent le prolongement souterrain des écoulements de surface.

Dans ce schéma, l'eau est uniquement représentée par l'écoulement dans le réseau et les seules possibilités d'accumulation sont dues à la présence de seuils hydrauliques. Le grand précurseur de cette approche est Martel (1894, 1905, 1921), dont les propos furent parfois très virulents à l'égard de ceux qui soutenaient l'existence d'un véritable aquifère karstique.

A la suite des écrits de Martel, de nombreux travaux furent conduits (Fournier, 1923, 1928 ; Renault, 1959, 1967, 1969 ; Boegli, 1980) tant en France qu'à l'étranger. Bien que la littérature spéléologique reste de diffusion restreinte, il faut souligner ici le poids qu'a pu représenter cette approche et qu'elle représente toujours.

Bien que la définition du milieu karstique par les seuls vides pénétrables par l'homme ne soit pas satisfaisante pour l'hydrogéologue, les observations spéléologiques sont utiles lorsqu'elles sont replacées dans un contexte hydrogéologique. Elles fournissent une information qualitative sur le développement de la karstification au travers principalement des inventaires spéléologiques. Aussi, bien que la vision spéléologique du milieu ne soit pas utilisable par l'hydrogéologue, l'information apportée doit être prise en compte dans le cadre de toute étude.

2.1.4. LE KARST VU PAR L'HYDROGEOLOGUE.

Comme pour de nombreuses disciplines, l'état actuel des idées en hydrogéologie karstique est le résultat de l'évolution de différents points de vue au cours du temps.

Si le premier contact entre l'homme et le milieu karstique date de la préhistoire, les premières études des eaux karstiques remontent, selon Ford et Williams (1989), à l'Antiquité gréco-romaine, où Aristote, Thalès et Lucrèce dressèrent les premières observations. Plus tard (I^{er} et II^{ème} siècle), les premiers "traçages" sont réalisés par Flavius et Pausanias pour établir certaines communications.

Tout aussi lointaines que soient ces origines, il semble qu'il n'y ait eu que peu d'évolution jusqu'au XVII^{ème} siècle, date à laquelle, sous l'impulsion d'hommes comme Mariotte et Perrault, les premiers bilans quantitatifs apparaissent en hydrogéologie. Puis, le XIX^{ème} siècle sera marqué par l'apport de la chimie à la connaissance du karst, au travers de la mise en évidence du rôle joué par l'acide carbonique dans la dissolution des carbonates.

Ce n'est qu'à la fin du XIX^{ème} siècle, à la suite de l'évolution de l'hydraulique souterraine (Hagen, 1839; Poiseuille, 1846; Darcy, 1856) que vont apparaître les principaux courants d'étude du karst.

Les bases de l'approche hydrogéologique du karst, qui oppose à la rivière souterraine la présence d'une "nappe d'eau" dans les calcaires, sont à rechercher dans les travaux de l'Abbé Paramelle (1856) et Grund (1903), puis d'un point de vue plus quantitatif dans ceux de Meinzer (1923), Rhoades et Sinacory (1941), Swinnerton (1932).

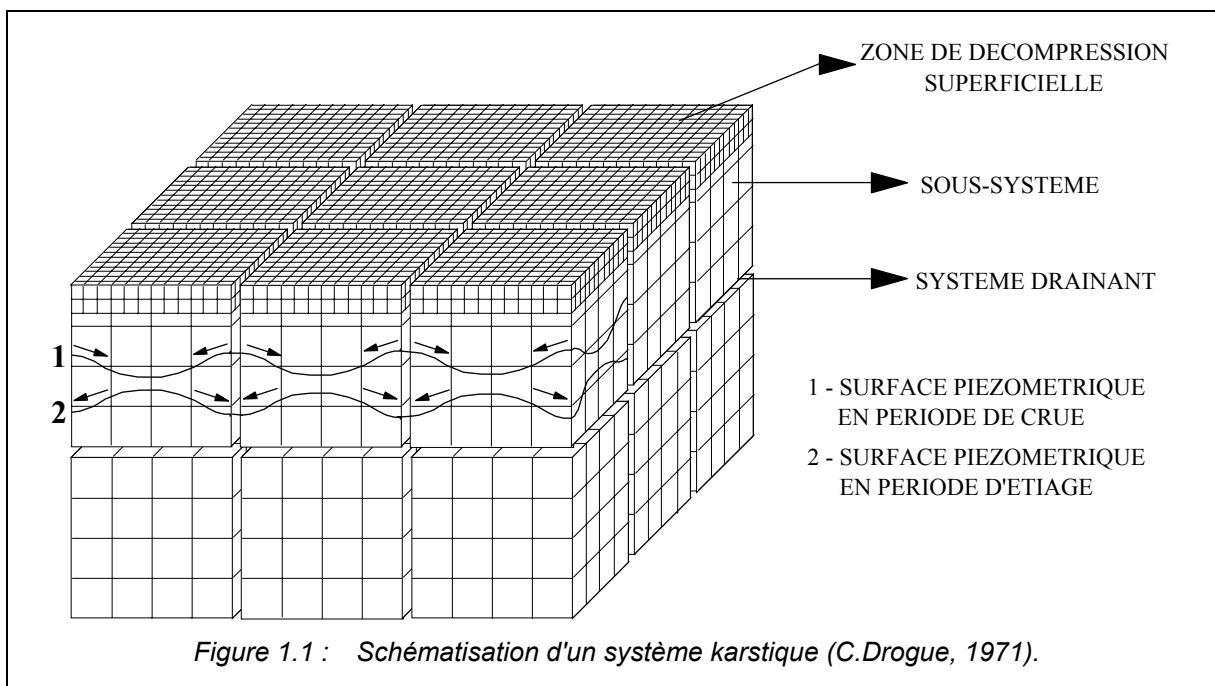
Dès le milieu du 20^{ème} siècle, des chercheurs comme B. Gèze (1938, 1958, 1965), J. Avias (1964), H. Schoeller (1965), géologues, hydrogéologues ou géochimistes de formation pressentent l'inadaptation des concepts spéléologiques et donnent l'impulsion à de nombreux travaux aboutissant au concept d'aquifère karstique.

L'aquifère karstique a tout d'abord été représenté comme le prolongement d'un aquifère fissuré. Le point de départ de cette démarche est une hypothèse sur la structure du milieu, d'où son nom d'*approche structurelle* : l'aquifère karstique se différencie de l'aquifère fissuré uniquement par l'existence de conduits occupant, parcourant et drainant le milieu fissuré (Burger 1983). Cette approche révèle le désir de représenter les structures de grande taille (les conduits karstiques) et les structures de dimensions moins importantes (les fentes et les fissures) dans un modèle qui soit cohérent avec les lois de l'hydraulique souterraine. D'après Renault (1969), il faut rechercher l'origine de la notion de réseau de fentes dans les travaux écologiques de Racovitza (1907). Adoptée très tôt par les géologues et hydrogéologues, cette notion a été développée par les écoles montpelliéraines (USTL) et neuchâteloises (CHYN).

Un modèle schématique représentant l'aquifère karstique a été fourni par Drogue en 1969 et précisé en 1971 (figure 1.1) à partir d'observations réalisées sur des forages. Le karst est assimilé à un aquifère constitué de blocs fissurés séparés par des chenaux assurant le drainage de l'ensemble. Dans les blocs, la maille du réseau de fissures est de taille décamétrique. Pour le système des chenaux, qui représente le réseau de drainage, la maille est de dimension hectométrique. L'auteur explique la continuité du milieu par la régularité de la distribution du réseau de fractures. Dès lors, " (...) *il est incontestablement démontré que dans tous les karsts que nous avons étudiés, il existe réellement une nappe*" (Drogue, 1969).

Le fonctionnement de l'aquifère est expliqué par les différences de perméabilité existant entre les deux types de structure. En période de hautes eaux, le réseau de chenaux alimente les blocs capacitifs ; le niveau piézométrique est donc plus élevé dans les chenaux que dans les blocs. En période de basses eaux, les blocs alimentent le réseau de drainage et il y a inversion du sens d'écoulement. Dans le cas d'une crue de fin de saison sèche, le gradient existant entre chenaux et fissures peut atteindre des valeurs très importantes.

Les travaux de Kiraly (1969, 1975), Tripet (1972) et Kiraly & Morel (1976a et b) justifient une telle approche du milieu en mettant en évidence que la perméabilité moyenne des blocs est hétérogène à l'échelle locale mais homogène à l'échelle du bassin. Il existe un effet d'échelle sur la perméabilité sur le karst, la perméabilité globale croissant avec le volume de roche considéré. La perméabilité est représentée par des vecteurs, définissant un *champ de perméabilités* (Schoeller, 1967; Drogue, 1971; Tripet, 1972; Kiraly 1969, 1973, 1975, 1978). Ce dernier intègre un réseau de drainage très perméable et de faible volume qui draine des blocs peu perméables mais de capacité importante. La perméabilité globale d'un massif est alors égale à la moyenne géométrique des perméabilités propres à chaque famille de fissures et conduits.



Cette approche a été reprise par la suite par de nombreux auteurs (Bonnet et al, 1976, 1979 ; Guilbot, 1975 ; Marjolle et Salado, 1976 ; Gouisset, 1982 ; Gouin, 1987 ; Gdalia, 1980 ; Burger, 1983). Son développement s'explique par la continuité qu'elle suppose entre les milieux fissurés et karstifiés, le passage de l'un à l'autre s'effectuant par des variations de paramètres. C'est d'ailleurs pour cette raison que cette approche est très développée dans le domaine appliqué.

Les méthodes utilisées sont des adaptations de celles utilisées pour étudier les milieux fissurés (pompages d'essai, modélisation).

Cependant, il est vite apparu que cette vision ne permettait pas de prendre en compte certaines particularités observées dans la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques. Aussi, en réaction est apparu le schéma fonctionnel proposé par Mangin qui a abouti à la définition du système karstique (1975). Dans cette représentation, la définition et la compréhension du karst découlent de l'analyse de son fonctionnement, d'où son nom d'*approche fonctionnelle*.

Cette approche a été développée au laboratoire Souterrain du CNRS (Moulis). Elle est le fruit d'une démarche pluridisciplinaire dont le but est d'établir un modèle permettant d'expliquer les résultats d'expériences hydrogéologiques, hydrogéochimiques, biologiques et thermiques (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1979; Rouch 1968, 1980 ; Andrieux, 1976).

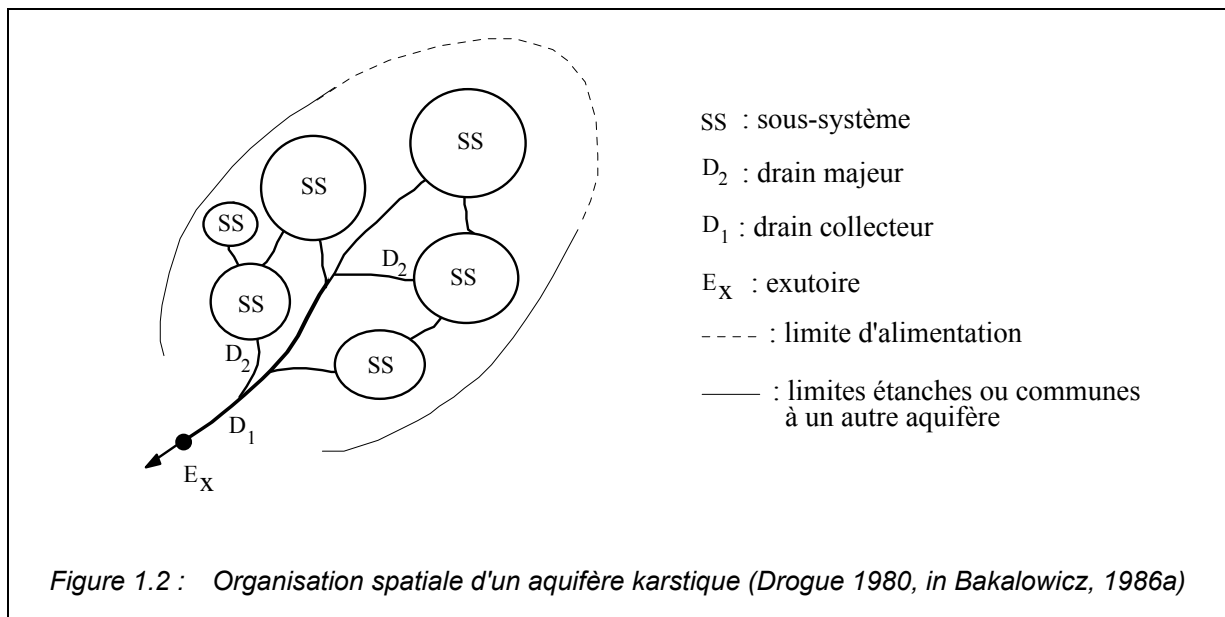
L'approche fonctionnelle de l'aquifère part du principe que la structure de l'aquifère ne peut être connue a priori. Elle propose une conception de l'aquifère karstique particulière : le système karstique qui est entièrement défini à partir de son fonctionnement. Ce n'est que dans une phase ultérieure que le fonctionnement est interprété en terme de structure, conduisant à une classification particulière des systèmes karstiques.

Cette approche est utilisée, tant au niveau des concepts que des méthodologies, principalement en France et surtout dans le cadre d'études fondamentales ((Mangin, 1975, 1981a et b, 1984b ; Molinari, 1976; Bakalowicz, 1979, 1980, 1986a et b; Fabre, 1983; Margrita & al, 1983; Botton, 1984; Muet,

1985; Bouchaala, 1991; Marchet, 1991; Martin, 1991) et par quelques auteurs étrangers (Atkinson, 1977a et b, Atkinson & Smart, 1979; Pulido-Bosch & Padilla-Benitez, 1988a et b ; Mangin & Pulido-Bosch, 1983).

Bien que la distinction entre approches fonctionnelle et structurelle reste forte en raison de leurs différences conceptuelles, il faut citer deux tentatives de conciliation :

- le schéma proposé par Drogue en 1980 (in Bakalowicz, 1986a) qui intègre la notion de hiérarchisation des écoulements au modèle structurel (figure 1.2) ;
- les travaux de Pulido-Bosch & Mangin, (1983) et de Pulido-Bosch & Padilla-Benitez (1988a et b) qui proposent d'utiliser l'approche structurelle sur certains types de karst identifiés à partir de l'approche fonctionnelle.



2.1.3. CONCLUSION.

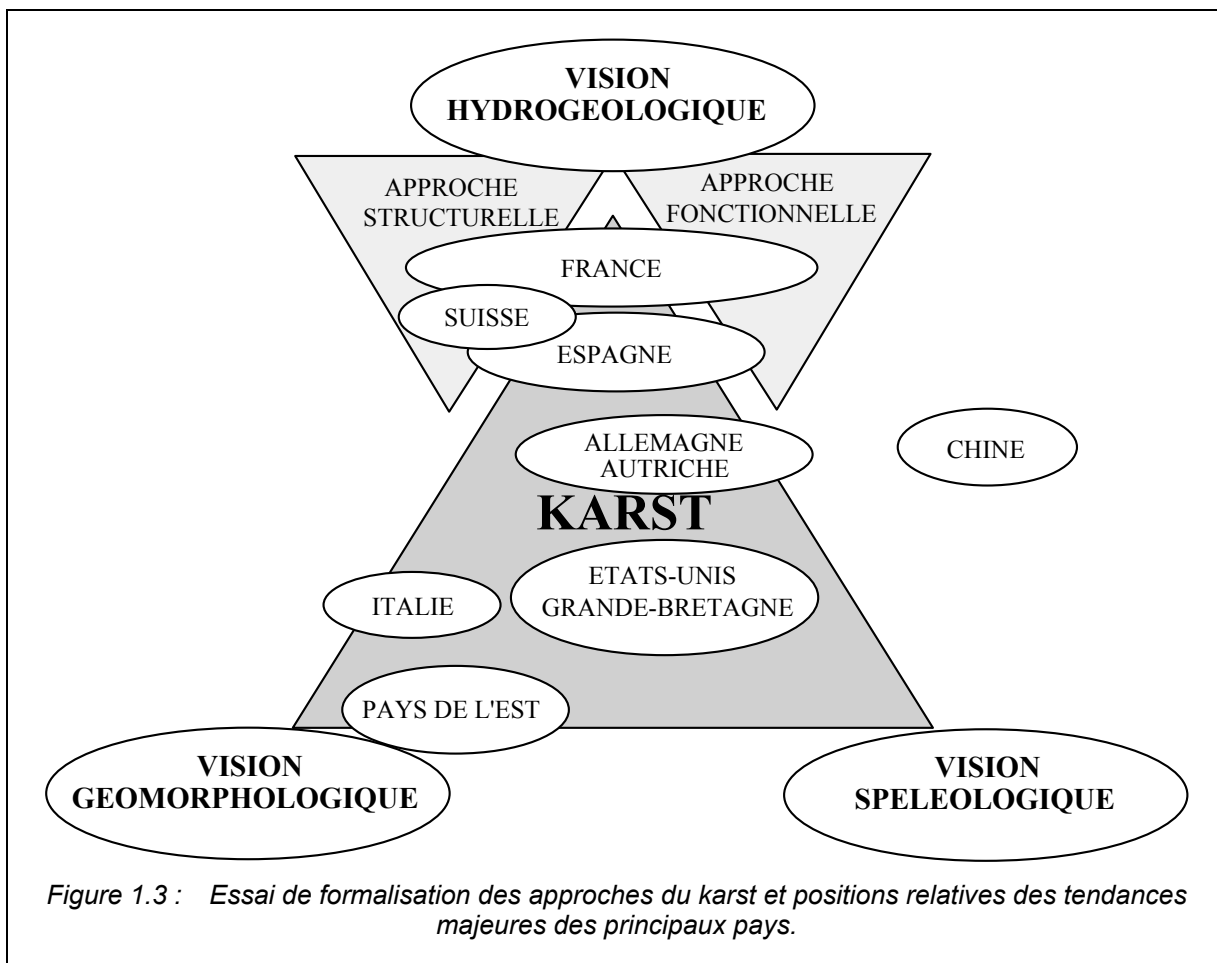
Le milieu karstique s'impose comme particulier par rapport aux milieux poreux et fissurés. Cette particularité est liée au fait que les vides n'ont pas une origine uniquement génétique et tectonique. Ils résultent de l'élargissement des vides originels par un processus d'érosion physico-chimique complexe : la karstification. Dans ce processus, le CO₂ joue un rôle considérable dans l'augmentation des possibilités de dissolution des roches calcaires.

Il en résulte l'établissement d'un paysage particulier composé de formes de surface et de formes souterraines. De cette distinction sont héritées les visions spéléologiques et géomorphologiques. Elles ont longtemps dominé les travaux consacrés à l'étude du milieu karstique. Au cours du XX^{ème} siècle, le développement des techniques hydrogéologiques et l'augmentation des besoins en eau ont poussé les hydrogéologues à développer leur propre vision du karst, plus axée vers l'exploitation du milieu. Il n'en demeure pas moins que certains résultats fournis par ces visions constituent des éléments indispensables à la compréhension du karst.

La vision hydrogéologique est grandement dépendante des travaux écologiques. Le schéma du réseau de fentes et de fissures a été adopté très tôt. Formalisé en termes hydrogéologiques par Drogue (1969,

1971), ce schéma a été utilisé et développé par de nombreux auteurs et notamment par l'école neuchâteloise. Cette approche représente l'adaptation de la démarche traditionnelle à l'étude des aquifères karstiques.

Plus tardivement, est apparu le schéma fonctionnel de Mangin (1975). Depuis les années 1980, les études de cas concrets (monographies) se sont multipliées mais les travaux fondamentaux sur les caractéristiques du milieu sont peu nombreux, les acquis théoriques restant principalement ceux de la période 1960-1980.



Bien qu'il soit difficile d'évaluer la contribution de chaque pays à l'étude du milieu karstique, il faut reconnaître une certaine homogénéité culturelle des travaux. La figure 1.3 tente de formaliser cette répartition des idées, en donnant la position des tendances majeures de chaque pays.

La vision hydrogéologique du karst est très développée dans des pays comme la France, la Suisse et plus récemment l'Espagne. La vision du karst des auteurs anglo-saxons demeure très géomorphologique et spéléologique tout en essayant d'intégrer des éléments hydrogéologiques, ce qui aboutit à la distinction des karsts de type *diffuse flow* et *conduit flow* (Atkinson, 1977a ; Dreiss, 1989a et b). Dans cette approche, le karst est étudié de manière globale, et l'on cherche à distinguer sur l'hydrogramme la contribution relative des composants de l'aquifère, le type *diffuse* correspondant à une dominante des écoulements issus du milieu fissural, le type *conduit* correspondant à une dominante des écoulements dans les vides spéléologiques.

Les pays de l'Est et l'Italie, berceau originel de l'approche géomorphologique, restent encore aujourd'hui très attachés à cette vision.

Citons enfin la Chine qui constitue une tendance très particulière où les travaux sont très appliqués et où il n'existe pas d'étude théorique particulière, l'approche consistant en une observation pragmatique des conséquences induites par les aménagements, notamment des barrages souterrains (Astruc & al, 1988).

2.2. ÉVOLUTION ET FONCTIONNALITE DES SYSTEMES KARSTIQUES.

La notion d'évolution est un paramètre propre à l'aquifère karstique, et ceci en raison de l'origine des vides (§ 2.1.1). Les milieux poreux et fissurés possèdent des propriétés graduellement variables, mais stables dans le temps. Dans le cas du karst, les propriétés évoluent au cours du temps, bien qu'à l'échelle humaine cette évolution soit difficilement perceptible.

La prise en compte de cette évolution est un préalable indispensable pour comprendre la structure et le fonctionnement du karst. Pour ceci, il est nécessaire de faire référence au domaine des sciences physiques qui caractérise les processus dynamiques qui évoluent dans le temps : la thermodynamique.

Cette approche a été proposée par Mangin (1975), précisée en terme systémique par le même auteur (1978, 1982) et reprise par Quinif (1983) dans un contexte spéléomorphique.

Tout processus dynamique peut être décrit en fonction d'une équation thermodynamique générale :

$$\text{Flux} = \text{Etat} \times \text{Energie}$$

Cette loi traduit le fait que le flux (comme l'écoulement dans un système hydrologique) est fonction des relations qui existent entre les forces qui le suscitent (charge hydraulique) et les paramètres internes du système caractérisant son état (porosité, fissuration, etc.) (Mangin 1982). Cette formulation caractérise les lois dites phénoménologiques comme la loi de Darcy, la loi de Fick ou encore la loi d'Ohm.

Dans le cas du karst elle est applicable à deux niveaux, pour lesquels les paramètres prennent des expressions différentes (Mangin, 1978) :

- au niveau de la formation et de l'évolution de l'aquifère karstique, c'est-à-dire tout au long de son histoire ; elle sert à caractériser et décrire le processus de karstification ;
- au niveau de la structure et du fonctionnement actuel ; elle sert à caractériser la *fonctionnalité* de l'aquifère.

2.2.1. NOTION DE SYSTEME KARSTIQUE.

Un aquifère est défini comme un "*corps (couche, massif) de roches perméables comportant une zone saturée - ensemble du milieu solide et de l'eau contenue -, suffisamment conducteur d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables. Un aquifère peut comporter une zone saturée.*" (Castany & Margat, 1977). L'application de cette définition au karst inspire deux remarques (Mangin, 1975) :

- dans le cas du karst, il faut englober un éventuel *impluvium non-karstique* qui correspond aux terrains non-karstiques dont les eaux de ruissellement sont drainées par l'aquifère au niveau de

points particuliers, les pertes. Il joue un rôle fondamental dans la dynamique du système karstique car il concentre en un point les écoulements de type ruissellement de surface.

- contrairement aux aquifères traditionnels, zone saturée et zone non saturée ne sont pas parfaitement superposées et la zone noyée se développe principalement à l'aval.

Ces deux remarques montrent que la notion d'aquifère est trop limitative pour caractériser le karst. C'est pourquoi Mangin (1975) a proposé la notion de système karstique qui est défini "(...) comme ***l'ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage.***" et qui englobe les terrains non-karstiques.

2.2.2. ÉVOLUTION ET ORGANISATION DES SYSTEMES KARSTIQUES.

Lorsque l'on s'intéresse à l'évolution d'un système karstique, les différents paramètres de la formulation thermodynamique prennent les expressions suivantes (figure 1.4 et tableau 1.2) :

- **l'énergie** est représentée par le *potentiel de karstification* qui correspond "*aux possibilités d'apparition d'une karstification et son ampleur*" (Mangin, 1975). Il est déterminé par la morphologie extérieure du système et sa structure géologique (différence de potentiel hydraulique entre points hauts et niveau de base, présence d'un impluvium non-karstique concentrant l'énergie en un point) ainsi que par les paramètres climatiques (quantité d'eau et de CO₂ disponibles) ;
- **l'état** est représenté par les paramètres internes du système, à savoir lithologie, teneur en insolubles, fracturation, porosité ;
- **le flux** est représenté par le flux d'eau et de CO₂ qui détermine la vitesse et l'intensité de la karstification.

La conséquence de cette formulation thermodynamique du processus de karstification est la possibilité d'utiliser la notion d'entropie pour caractériser le système karstique (Mangin, 1982). Cette notion traduit le degré d'organisation d'un système. Pour en comprendre l'intérêt, il faut rappeler que les systèmes ont trois comportements possibles en thermodynamique selon la nature de leurs échanges avec leur environnement :

- les systèmes isolés qui n'échangent ni énergie ni matière ;
- les systèmes fermés qui échangent de l'énergie mais pas de matière ;
- les systèmes ouverts qui échangent de l'énergie et de la matière.

Les systèmes ouverts possèdent une propriété particulière : lors de leur évolution ces systèmes montrent une décroissance de leur entropie ce qui implique que ces systèmes tendent à s'organiser.

Mangin (1982) montre que le système karstique appartient à cette troisième catégorie car il échange de la matière (les matières dissoutes) et de l'énergie (l'écoulement) avec le milieu extérieur. Il apparaît ainsi qu'au cours de son évolution et en l'absence de variations des conditions extérieures (remontée du niveau de base par exemple) la structure du système karstique s'organise. L'évolution aboutit à un développement plus ou moins important de la structure de drainage jusqu'à ce que s'établisse un équilibre.

Cette nature évolutive est fondamentale pour comprendre la spécificité de l'aquifère karstique, car elle entraîne d'importantes conséquences quant au rôle que joue la fracturation sur l'écoulement. C'est précisément ce point qui différencie pour une grande part les deux approches hydrogéologiques du milieu karstique :

L'aquifère karstique, un objet hydrogéologique traditionnel ?

- dans l'approche structurale, la fracturation guide le processus de karstification qui n'intervient que par l'élargissement des vides du réseau de fractures originel ; l'homogénéité du milieu fissuré originel se conserve ;
- dans l'approche fonctionnelle la fracturation ne joue pas un rôle aussi déterminant ; l'écoulement n'utilise que les fractures qui lui permettent de dissiper le minimum d'énergie, tendant même à colmater les vides inutilisés ; l'homogénéité du milieu fissuré originel disparaît et le milieu s'organise.

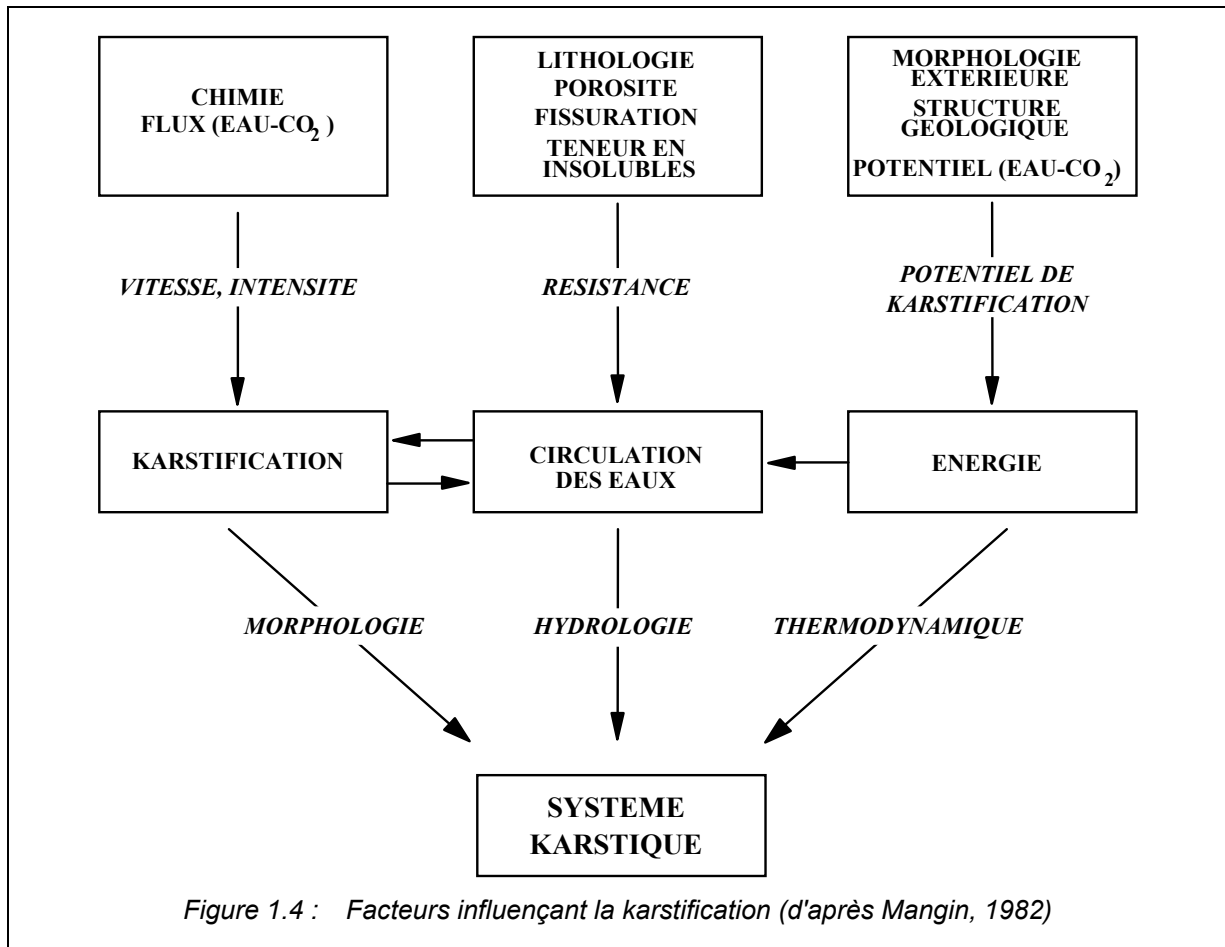


Figure 1.4 : Facteurs influençant la karstification (d'après Mangin, 1982)

Une première justification de cette différence de conception peut être recherchée dans la nature des aquifères étudiés pour mettre en évidence l'hétérogénéité ou l'homogénéité de la structure du milieu. C'est notamment ce que propose Burger (1983). En effet, l'approche structurale a été formulée en grande partie par l'école neuchâteloise à partir d'observations sur des karsts du Jura, alors que le modèle fonctionnel a été établi principalement à partir de l'étude de karsts Pyrénéens.

Un tel argument ne paraît pas acceptable ; il faudrait admettre que le processus de karstification lui-même est différent de région à région. Or, si à l'évidence des variations de la morphologie souterraine peuvent intervenir en fonction des paramètres sensibles aux conditions régionales (tectonique, structure générale des formations, degré de fracturation), en aucun cas la structure établie, qui est révélatrice de la nature intime du processus, ne peut-être fondamentalement différente. Comme exemple, on peut prendre les réseaux de surface dont le processus d'établissement est voisin de la karstification. On sait bien que les réseaux de surface ont toujours la même organisation hiérarchisée,

le même type de structure, même si les chevelus présentent des formes variables selon la géométrie, la morphologie et la nature des bassins versant.

Le point de vue thermodynamique proposé par Mangin montre sans équivoque que de part ses propres propriétés le karst constitue un système dont l'évolution ne peut que conduire à une organisation de la structure et des écoulements de la zone noyée. La proposition de Mangin (1984a, p 4) impliquant que la karstification organise le milieu et conduit à " (...) l'établissement d'une hiérarchisation de l'amont vers l'aval des vides et de l'écoulement conduisant les eaux à se concentrer vers un nombre restreint d'exutoires, voire un seul." est alors justifiée. Mangin (1984a) insiste sur le fait que l'hétérogénéité introduite par cette organisation persiste quelle que soit l'échelle d'observation et propose d'ailleurs l'utilisation de la géométrie fractale² pour la caractériser (Mangin, 1986).

De plus, il faut signaler que cette structure organisée coïncide avec les connaissances pragmatiques des hydrogéologues qui savent qu'un forage a d'autant plus de chance d'être productif, c'est-à-dire d'atteindre un vide karstique, qu'il est implanté près de l'exutoire. Ceci est d'ailleurs confirmé par des études statistiques réalisées sur le rendement d'ouvrages des aquifères karstiques du Levant Espagnol (Pulido-Bosch & Castillo E, 1984). Les auteurs montrent une nette croissance de la production en direction de l'exutoire.

La prise en compte de la nature évolutive de l'aquifère karstique permet aussi de reconsidérer le problème de la nature des vides. Il a été longtemps considéré que le milieu fissural restait actif et dominant malgré le processus de karstification, les vides assurant le stockage des eaux étant répartis dans des blocs capacitifs et constitués de fractures et fissures (Droque, 1971 ; Kiraly, 1975 ; Burger, 1983) alors que les grands vides n'intervenaient que localement (approche structurelle).

L'expérience de pompage à gros débits réalisée dans un gouffre du système du Baget (Collectif, 1992) a fourni de précieux enseignements pour comprendre ce problème. Lors du pompage, l'évolution linéaire des rabattements (environ 20 m) et l'absence d'égouttement dans la zone dénoyée montre que seuls des vides de grande taille, sans pertes de charge, participent à l'écoulement. Il faut donc admettre que le système fissural, dont l'existence est indispensable pour qu'il y ait karstification et qui est actif dans la zone d'infiltration, devient inactif dans la zone noyée. Les vides participant à l'écoulement sont donc de grande taille (conduits, cavités, etc.) et le système fissural n'intervient pas sur l'écoulement des eaux.

L'explication donnée est que, en raison de la mise en place d'une structure hiérarchisée, le rôle du système fissural va tendre à diminuer d'autant plus que le milieu s'organise. En effet, le développement de zones d'écoulement privilégiées va entraîner la création de contrastes de vitesses entre les vides organisés et le milieu fissural. Celui-ci va alors avoir tendance à se colmater, soit par dépôt de particules solides fines (argiles), soit par cristallisation, dans la mesure où les faibles vitesses d'écoulement ne permettent plus une exportation assez rapide des matières dissoutes.

Aussi, il ressort de ces considérations que le processus de karstification correspond à une organisation progressive des vides et des écoulements.

² La géométrie fractale permet de caractériser les structures dont la forme est indépendante de l'échelle à laquelle on les observe à partir d'une grandeur nommée dimension fractale.

<i>Paramètres</i>	<i>Expressions</i>
Flux	Flux d'eau et de CO ₂
Etat	Lithologie, porosité, fracturation...
Energie	Potentiel de karstification

Tableau 1.2 : Expression de la formulation thermodynamique au niveau évolutif

2.2.3. FONCTIONNALITE DES SYSTEMES KARSTIQUES.

Si l'on s'intéresse, d'un point de vue hydrodynamique, à la structure et au fonctionnement actuel d'un système karstique - c'est-à-dire à un instant donné de son évolution - les paramètres de la formulation thermodynamique prennent l'expression suivante (tableau 1.3):

- **l'énergie** est représentée par le *potentiel hydraulique* déterminé par les conditions aux limites du système ;
- **l'état** est représenté par la *structure* du système et son degré d'évolution à l'instant considéré ;
- **le flux** est représenté par *l'écoulement* aux limites du système.

Notons que l'on retrouve bien là l'expression générale d'une loi d'écoulement comme peut l'être la loi de Darcy, où les paramètres sont respectivement le gradient, la transmissivité et le débit. Ceci traduit le fait que l'écoulement dans un aquifère poreux ou fissuré est déterminé à la fois par sa *structure interne* (*porosité, fracturation*) et par l'énergie disponible pour mettre en mouvement les masses d'eau, c'est-à-dire le *potentiel hydraulique* défini par les limites de l'aquifère. Toutefois, il existe dans ces milieux une propriété déterminante : la loi de perte de charge est une loi de filtration, c'est-à-dire que la structure impose de très fortes pertes de charge et en conséquence, elle contrôle l'écoulement : quelle que soit la valeur du potentiel hydraulique (dans les domaines de gradient habituellement rencontrés), l'écoulement suit la loi de Darcy.

<i>Paramètres</i>	<i>Expressions</i>
Flux	Débit du système
Etat	Structure
Energie	Potentiel hydraulique aux limites

Tableau 1.3 : Expression de la formulation thermodynamique au niveau fonctionnel

Dans le cas du karst, il en va différemment. En effet, l'existence d'un comportement karstique est issu de la conjonction de deux facteurs : une structure karstique (vides hiérarchisés et de grande taille) et de grandes vitesses d'écoulement (donc un fort potentiel hydraulique). Dès lors, si un de ces deux éléments est modifié, le comportement n'est plus karstique. Pour représenter l'action conjointe de ces deux facteurs, la notion de fonctionnalité a été proposée par Mangin (1982) ; il différencie donc :

- *les systèmes fonctionnels* : la structure est karstique et le potentiel hydraulique est important : le système est dit fonctionnel car il a un comportement de type karstique. Son fonctionnement est en adéquation avec la structure.
- *les systèmes non-fonctionnels* : ici il faut distinguer deux cas :
 - il y a bien adéquation entre structure et fonctionnement mais le milieu est faiblement ou pas karstique, la structure s'apparentant à celle d'un milieu fissuré : on se retrouve dans le cas du milieu fissuré et la structure, *les conditions internes*, détermine l'écoulement car les pertes de charges sont très importantes. Le système est non-fonctionnel et ceci quelle que soit l'importance du potentiel hydraulique.
 - le milieu est karstique, les vides sont de grande taille, hiérarchisés, mais il y a inadéquation entre structure et fonctionnement car le potentiel hydraulique est faible et ne permet pas l'expression de grandes vitesses d'écoulement qui pourraient faire apparaître un comportement de type karstique : *les conditions externes* contrôlent l'écoulement. Or, l'existence d'un faible potentiel hydraulique est incompatible avec le développement d'une karstification qui nécessite au contraire que celui-ci soit important. Il faut donc admettre que le potentiel hydraulique a été réduit, et qu'il y a eu une (ou plusieurs) modification des conditions extérieures au cours du processus de karstification (remontée du niveau de base par exemple).

Mangin (1982) montre que l'identification du caractère fonctionnel ou non-fonctionnel d'un karst peut être réalisée à partir de la forme de son hydrogramme unitaire :

- un hydrogramme unitaire pointu (pic) : *karst fonctionnel* ;
- un hydrogramme étalé (bossage) : *karst non-fonctionnel*.

Nous reviendrons plus en détail sur les techniques d'identification de la fonctionnalité d'un système karstique lors de la deuxième partie de ce travail .

2.3. VARIABILITE DES SYSTEMES KARSTIQUES.

La formulation thermodynamique permet de mettre en évidence la principale caractéristique des systèmes karstiques : leur structure et leur fonctionnement évoluent au cours du temps. Il en résulte une diversité importante, rendant presque illusoire l'établissement d'une typologie détaillée.

Cependant, il est possible de montrer qu'à partir d'un même aquifère carbonaté originel, on peut expliquer tous les types de karsts présents dans la nature à partir des valeurs prises par les paramètres du processus de karstification. Pour ceci, il faut distinguer le rôle de chacun de ces paramètres qui n'agissent pas tous au même niveau :

- le potentiel de karstification représente une *condition nécessaire et suffisante*, de type binaire. Elle détermine ou non l'existence d'une karstification.
- la nature de l'impluvium et l'état (degré de fracturation, lithologie, porosité) sont des *variables* qui interviennent sur la forme, la disposition et la vitesse de mise en place. Comme elles n'interviennent pas sur le niveau évolutif, elles déterminent la *configuration* du système (Mangin, 1978).

- le temps, paramètre de tout processus dynamique, est une *variable* qui caractérise le degré d'évolution pour des conditions extérieures et un état stable donnés, ainsi que leurs variations éventuelles. Comme il intervient sur le niveau évolutif et non sur la forme et la disposition des vides, il définit le *type* de système.

2.3.1. DIFFERENTES CONFIGURATIONS DES SYSTEMES KARSTIQUES.

Les deux variables intervenant principalement sur la configuration du système karstique sont la nature de l'impluvium et l'état.

En fonction de la nature de l'impluvium, on distingue (figure 1.5) :

- les *karsts unaires* pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques ;
- les *karsts binaires* qui possèdent dans leur bassin versant des terrains non karstiques et imperméables, sièges d'un ruissellement. Les écoulements de surface qui se forment sur ces terrains pénètrent dans l'aquifère par l'intermédiaire de pertes généralement situées au contact entre les deux types de formations.

Le rôle d'un impluvium non-karstique est fondamental car il concentre l'énergie disponible en un point ce qui accélère et augmente le développement d'une structure de drainage. De plus il est responsable d'apport d'eaux de surface influant sur le colmatage (apports de particules fines) et la qualité des eaux.

En fonction de l'état on distingue (figure 1.7) :

- les *karsts vaclusiens* où la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base. L'exemple classique est la fontaine de Vaucluse qui a donné son nom à ce type de système.
- les *karsts jurassiens* où le réseau de drainage s'organise à proximité de ce même niveau.

Diverses explications ont été données pour expliquer le creusement des vides karstiques sous le niveau de base. La plus cohérente est issue de l'approche thermodynamique (Mangin, 1975). L'auteur s'appuie sur l'analogie avec une méthode géophysique classique, le sondage électrique, pour en préciser la raison. Lorsque l'on produit une différence de potentiel entre les deux électrodes, le courant se répartit dans le terrain en fonction de la résistivité électrique du milieu, et la profondeur de pénétration est d'autant plus importante que le milieu est résistant. Il en va de même pour les écoulements en milieu karstique. A potentiel de karstification égal, les écoulements préférentiels vont se situer d'autant plus en profondeur que la résistance du milieu à l'écoulement sera forte, c'est-à-dire que le degré de fracturation et les faiblesses lithologiques du massif seront faibles, ou encore que l'orientation des directions de fracturation sera opposé à la direction du gradient hydraulique.

2.3.2. TYPES DE SYSTEMES KARSTIQUES.

L'approche thermodynamique permet de considérer l'évolution d'un système karstique comme un continuum dont le point de départ est un aquifère carbonaté fissuré. Cependant, selon que les conditions extérieures vont rester stables ou non au cours de son évolution, la variabilité va devenir très grande. Aussi, pour faire apparaître cette distinction, il est possible de préciser la notion de fonctionnalité en introduisant la notion d'ordre :

- la *fonctionnalité de premier ordre* caractérise les systèmes se développant pour un contexte (conditions extérieures) donné et stable.

- la *fonctionnalité d'ordre n* correspond aux aquifères ayant subi au cours de leur histoire *n* modifications des conditions extérieures.

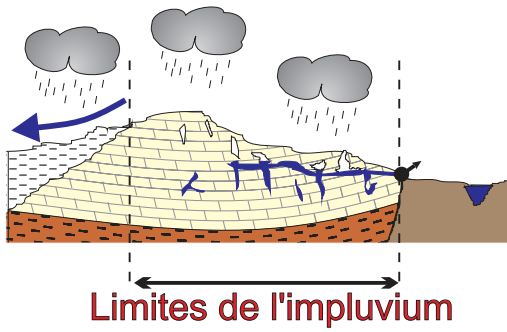
En tenant compte des différentes configurations et de la variable temps, on distingue huit cas pour le premier ordre, qui peuvent se regrouper en deux termes génériques (figure 1.6):

- les *karsts non-fonctionnels de premier ordre* qui correspondent au début du processus de karstification, l'élargissement et l'organisation des vides sont minimales, négligeables ; la structure et le fonctionnement de l'aquifère restent représentatifs d'un milieu fissuré. Ces aquifères sont des *karsts* (la karstification est engagée, il s'agit donc bien d'un karst) mais non *encore fonctionnels* (la karstification n'est pas suffisante pour que les modifications de la structure soient sensibles sur l'écoulement). Dans ce type d'aquifère, la structure est peu karstique mais les conditions aux limites du système imposent un fort potentiel hydraulique (condition nécessaire à l'existence d'un potentiel de karstification).
- les *karsts fonctionnels de premier ordre* dont la structure de drainage est plus ou moins évoluée mais qui dans tous les cas présentent un comportement de type karstique (fortes vitesses d'écoulement).

A partir de ces termes génériques, et si au cours du processus de karstification il intervient une (ou *n*) modification des conditions extérieures, une infinité de cas est envisageable selon le niveau d'évolution atteint auparavant et selon qu'un nouveau potentiel de karstification existe ou non (figure 1.7³). On peut cependant encore regrouper les différents cas possibles en cinq termes génériques :

- les *karsts non-fonctionnels à structure karstique et faible potentiel hydraulique*. Ce sont les karsts fonctionnels d'ordre *n-1* pour lesquels la modification des conditions extérieures correspond à une diminution du potentiel hydraulique. Il s'agit donc d'un karst qui *n'est plus fonctionnel* car les conditions d'écoulement imposées par les limites du système contrôlent l'écoulement et ne permettent plus l'expression d'un comportement karstique.
- les *karsts non-fonctionnels à structure peu karstique et fort potentiel hydraulique* : C'est le cas des karsts non-fonctionnels d'ordre *n-1* pour lesquels la modification des conditions extérieures entraîne une nouvelle phase de karstification qui est à son début d'évolution. Il présente donc les mêmes caractéristiques qu'un karst non-fonctionnel de premier ordre.
- les *karst non-fonctionnels à structure peu karstique et faible potentiel hydraulique* : ce sont les karsts non-fonctionnels d'ordre *n-1* dont le début d'évolution est stoppé par la modification des conditions extérieures, avant que la karstification ne soit suffisamment avancée pour induire un comportement karstique.
- les *karsts fonctionnels polyphasés* qui correspondent aux karsts fonctionnels d'ordre *n-1* pour lesquels la modification des conditions extérieures entraîne l'établissement d'une nouvelle structure de drainage, plus ou moins évoluée, et abandonnant, intégrant ou colmatant les anciennes (paléostructures de drainage). Le comportement de ce type d'aquifère, où se superposent dans le temps et l'espace les effets de structures fonctionnelles et non fonctionnelles, est généralement complexe (hydrogramme composite).

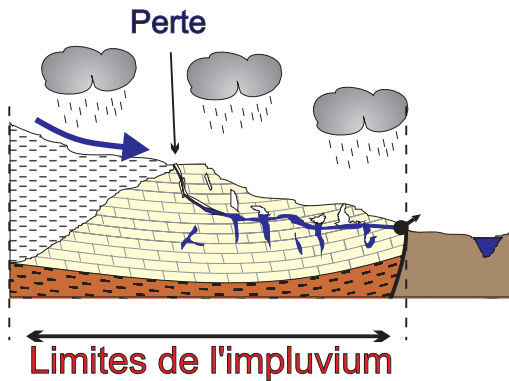
³Dans un but de simplification, il n'est plus représenté l'influence de la nature de l'impluvium et de l'état qu'il faut cependant garder à l'esprit. La figure ne présente donc que des termes génériques.



Système unaire

L'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstifiables.

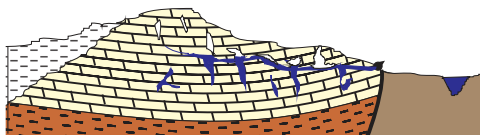
Le drainage s'effectue principalement à l'aval.



Système binaire

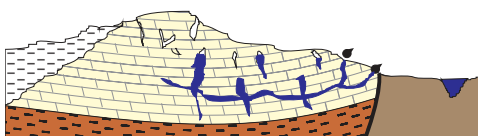
Une partie de l'impluvium est constituée de terrains non karstifiables qui concentrent l'infiltration des eaux en un point.

Le drainage est très développé.



Système jurassien

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une faible résistance à l'écoulement des eaux. Le drainage s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire.



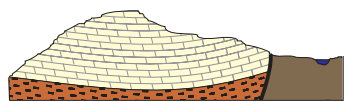
Système vaclusien

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une forte résistance à l'écoulement des eaux. Le drainage s'organise sous le niveau de l'exutoire.

|

|

AQUIFERE CARBONATE FISSURE



Potentiel hydraulique
Quantité de CO2
Pluviométrie

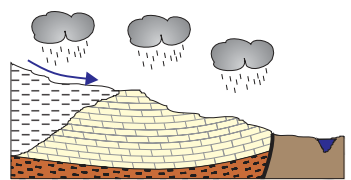
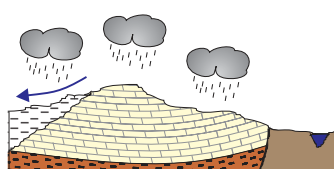
EXISTENCE
D'UN POTENTIEL
DE KARSTIFICATION

NON

EXISTENCE D'UN IMPLUVIUM
NON-KARSTIQUE

NON

OUI



*Conditions
extérieures*

DEGRE DE FRACTURATION

FORT

FAIBLE

DEGRE DE FRACTURATION

FORT

FAIBLE

Etat

DEGRE D'EVOLUTION

FAIBLE

DEGRE D'EVOLUTION

FAIBLE

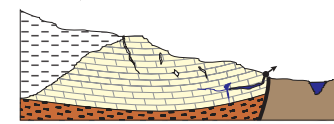
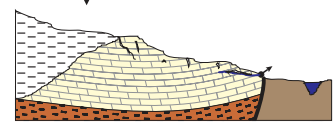
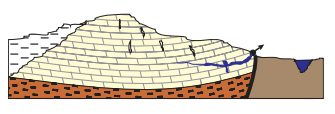
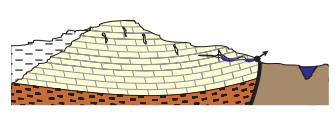
DEGRE D'EVOLUTION

FAIBLE

DEGRE D'EVOLUTION

FAIBLE

Temps



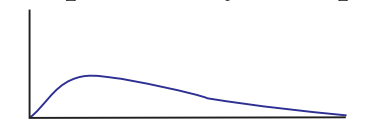
FORT

FORT

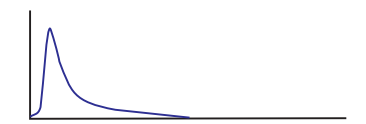
FORT

FORT

**KARSTS
NON-FONCTIONNELS**
Structure non karstique
Fort potentiel hydraulique



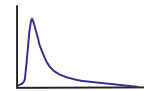
KARSTS FONCTIONNELS
Structure karstique
Fort potentiel hydraulique



Condition nécessaire et suffisante



Variable



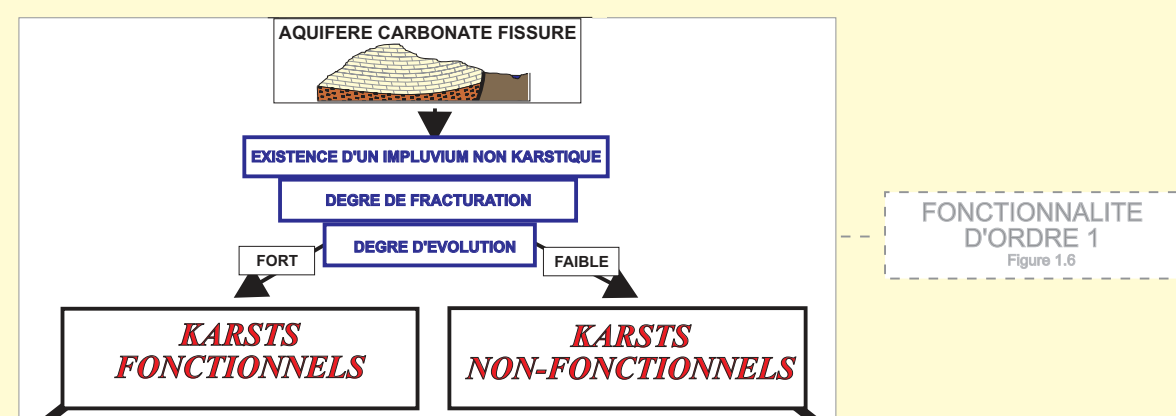
Hydrogramme unitaire

*Fonctionnalité d'ordre 1
et facteurs influançant la karstification
Figure 1.6*

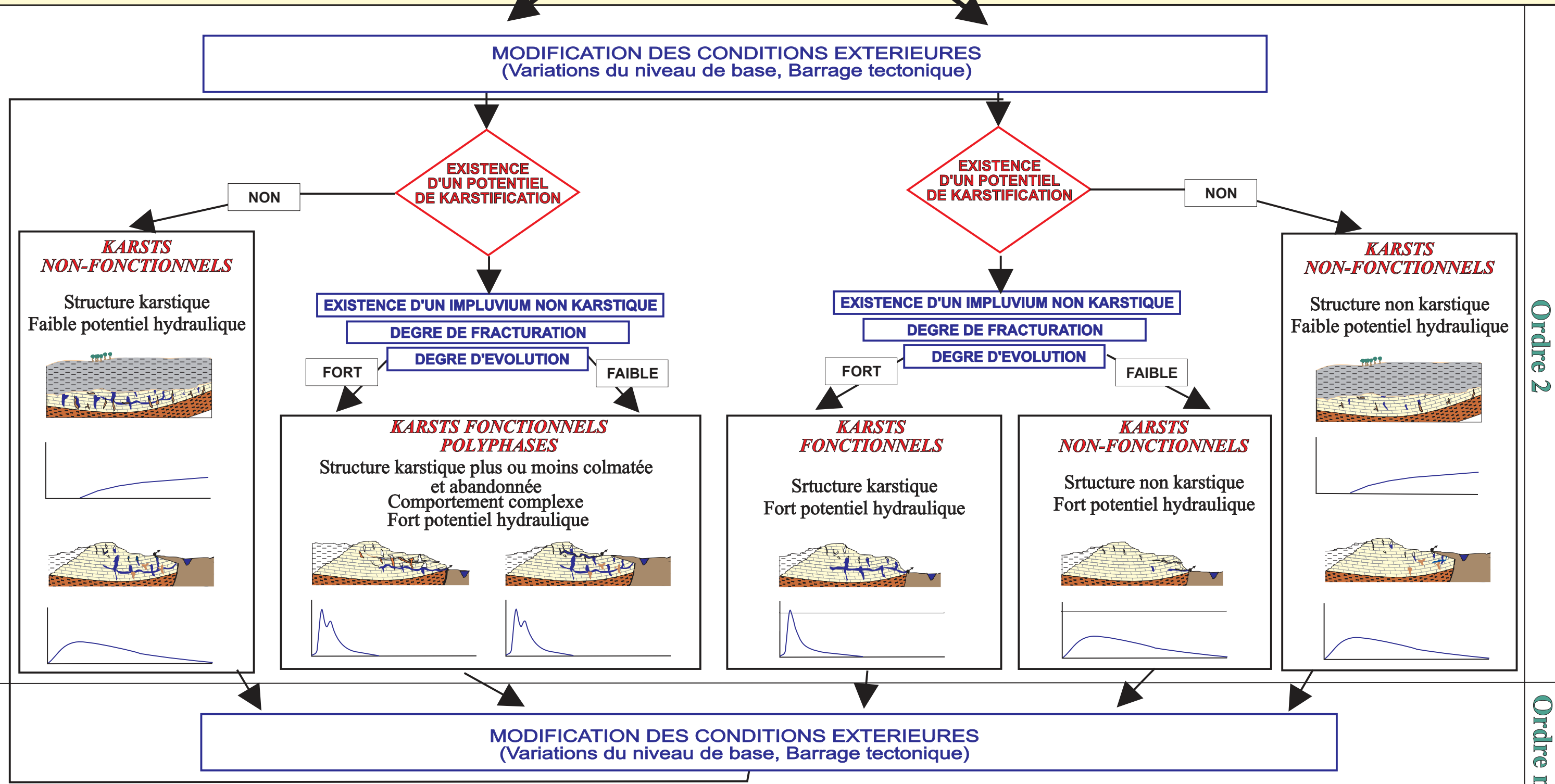
Ordre 1

|

|



FONCTIONNALITE D'ORDRE 1
Figure 1.6



Ordre 2

Ordre n



Fonctionnalité d'ordre n
Figure 1.7

- *les karsts fonctionnels à structure karstique et fort potentiel hydraulique* issus de karsts non-fonctionnels d'ordre n-1 pour lesquels la modification des conditions extérieures entraîne l'établissement d'une nouvelle structure de drainage évoluée. Ils ont un comportement similaire aux karsts fonctionnels de premier ordre.

Enfin, il faut prendre en considération que la durée de mise en place d'une structure karstique est d'environ 10000 à 20000 ans. Cette durée étant faible face à celle des événements géologiques pouvant modifier les conditions extérieures, les systèmes karstiques atteignent généralement le terme de leur évolution avant les éventuelles modifications, et ils marquent ainsi chaque étape. Il en résulte que :

- la fonctionnalité de premier ordre correspond à des cas théoriques indispensables mais rarement présents dans la nature.
- les structures karstiques (fonctionnelles ou non) sont très souvent polyphasées.

2.3.3. CONCLUSION.

La principale caractéristique d'un aquifère karstique est sa nature évolutive. C'est un processus dynamique, la karstification, qui est responsable de la création des vides et qui détermine les propriétés aquifères. Il y a évolution des vides à partir d'une porosité originelle (primaire ou secondaire) ce qui conduit à l'établissement d'une structure de drainage. L'aquifère karstique est donc le seul aquifère présent dans la nature dont les propriétés évoluent au cours du temps.

La nature évolutive des aquifères karstiques conduit donc à l'établissement d'une infinité de types. Toutefois il est possible de regrouper les différents cas en trois grandes familles selon que la structure est karstique ou non, que le potentiel hydraulique est fort ou faible.

- **Type 1** : *Systèmes non-fonctionnels à faible ou fort potentiel et structure peu karstique.* Ce cas correspond aux karsts non-fonctionnels de premier ordre ou n^{ième} ordre qui ne sont pas encore assez évolués pour que la structure de drainage ait une influence notable sur l'écoulement. On peut donc considérer le milieu comme fissuré, la karstification n'intervenant ici que sur l'ordre de grandeur des composantes du tenseur de perméabilité.

Il s'agit des systèmes pour lesquels, ni les vides, ni les écoulements ne sont organisés.

- **Type 2** : *Systèmes fonctionnels à fort potentiel et structure karstique* : c'est le cas de tous les karsts fonctionnels de premier et n^{ième} ordre, polyphasés ou non. L'existence d'une structure organisée et d'un fort potentiel hydraulique entraîne l'existence d'un comportement karstique. L'organisation de la structure de drainage est plus ou moins évoluée. Dans ce type, sont aussi rangés les aquifères polyphasés présentant une structure non-fonctionnelle et une structure fonctionnelle active uniquement en hautes eaux.

Il s'agit des systèmes pour lesquels les vides et les écoulements sont organisés.

- **Type 3** : *Systèmes non-fonctionnels à faible potentiel et structure karstique* : dans ce cas, la structure tend à imposer un écoulement de type karstique, mais les conditions extérieures déterminent un faible potentiel et donc de faibles vitesses d'écoulement. Il en résulte que l'écoulement n'est plus contrôlé par la structure interne de l'aquifère mais par les conditions aux limites.

Il s'agit des systèmes pour lesquels les vides sont organisés mais les écoulements ne rendent pas compte de cette organisation.

2.4. DESCRIPTION DES SYSTEMES KARSTIQUES.

2.4.1. TYPE 1

Il s'agit des systèmes karstiques pour lesquels le développement de la karstification n'est pas suffisant pour qu'il existe une structure de drainage modifiant la dynamique des écoulements. Dans ce cas la dépendance du comportement du système vis-à-vis de la structure du milieu originel reste prépondérante, et le milieu peut être assimilé à un milieu fissuré.

L'absence d'organisation des écoulements est marquée par le nombre important de sources drainant ces aquifères, un exutoire principal étant rarement individualisé.

La limite pour laquelle on peut considérer que la structure de drainage n'est suffisamment développée pour avoir une influence sur la dynamique des écoulements n'est pas précisée à l'heure actuelle. Elle possède un caractère arbitraire et subjectif, car le ou les paramètres permettant de la quantifier de manière absolue ne sont pas connus.

C'est pourquoi Mangin (1982) propose une classification relative à partir des caractéristiques de l'hydrogramme unitaire d'exemples représentatifs (cf. deuxième partie).

2.4.2. TYPE 2

Ce type de système correspond aux aquifères typiquement karstiques décrits par le schéma fonctionnel proposé par Mangin en 1975. Dans ce type d'aquifères, les vides et les écoulements sont organisés, le degré d'organisation se traduisant par un drainage plus ou moins facile des réserves.

Outre l'impluvium non-karstique, l'auteur y distingue deux sous-systèmes correspondant à la zone d'infiltration et à la zone noyée.

2.4.2.1. Zone d'infiltration.

Elle représente la partie non saturée de l'aquifère qui assure l'écoulement des eaux d'infiltration au travers du massif karstique (figure 1.8). Elle est très hétérogène : globalement elle possède une porosité moyenne de 1 à 2 %, alors que dans sa partie la plus proche de la surface, où les phénomènes d'altération sont très importants, les porosités atteignent des valeurs de l'ordre de 10 % (Mangin, 1986). Dans ces zones, les eaux d'infiltration peuvent être retenues momentanément et il se crée à ce niveau des réserves importantes dans un aquifère temporaire : *l'aquifère épikarstique*.

L'aquifère épikarstique joue un rôle important dans la détermination du chimisme des eaux d'infiltration. Puisque proche de la surface, il met en contact les eaux d'infiltration avec les horizons pédologiques, au niveau desquels les eaux d'infiltration vont acquérir une partie de leur pouvoir de dissolution par la mise en solution de CO₂. En outre, l'aquifère épikarstique constitue le réservoir principal d'alimentation pour l'évapotranspiration. Le fait que les plantes puisent l'eau dans cet aquifère va entraîner une concentration, plus ou moins importante selon le temps de séjour, en certains éléments comme l'ion chlorure (Cl⁻) qui seront des marqueurs du temps de séjour des eaux dans cet aquifère.

Une des particularités de la zone d'infiltration est de posséder plusieurs modalités d'infiltration. Puisqu'il est responsable d'un stockage momentané des eaux, la présence ou l'absence de l'aquifère épikarstique dans la zone superficielle permet de distinguer les deux premiers types d'infiltration : on parle ainsi d'*infiltration différée* lorsqu'il est présent et d'*infiltration directe* lorsqu'il est absent.

Les deux autres modalités sont définies en fonction des types de vides dans lesquels l'eau circule (Bakalowicz, 1979):

- la circulation s'effectue dans des vides de petite taille avec de fortes pertes de charges : c'est l'*infiltration lente*. Elle est de type diphasique (phase liquide et phase gazeuse) et elle assure l'alimentation de l'atmosphère souterraine en CO₂ gazeux. Des observations, basées sur des études isotopiques, ont montré que les eaux pouvaient mettre plusieurs mois pour parcourir les 10 ou 15 premiers mètres de la zone d'infiltration (Fleyfel in Bakalowicz, 1982).
- la circulation s'effectue dans des discontinuités verticales et subverticales largement ouvertes, l'écoulement s'apparentant à un ruissellement souterrain à composante verticale : c'est l'*infiltration rapide*. Ces eaux gardent quasiment intact leur pouvoir de dissolution, c'est-à-dire une forte teneur en CO₂ dissous car elles transitent jusqu'à la zone noyée en un temps bref (quelques heures).

Pour finir, il faut signaler l'existence éventuelle, à l'aval de la zone d'infiltration et à l'amont de la zone noyée, d'une zone de transition où les composantes de l'écoulement en provenance de la surface (infiltration rapide) deviennent horizontales. Bien que située au même niveau que la zone noyée, cette zone appartient au sous-système infiltration puisqu'elle est non saturée. Elle prend le nom de zone de *ruissellement souterrain*.

2.4.2.2. Zone noyée.

Mangin (1975) y distingue (figure 1.9) deux types de structure, un axe de drainage ou *drain* et les *systèmes annexes au drainage* (SAD).

En continuité avec la zone de ruissellement souterrain et aboutissant à l'exutoire du système, l'axe de drainage est constitué d'un ensemble de conduits. Il représente une porosité d'environ 0.5 % . Il constitue l'ossature autour de laquelle s'organise la zone noyée. Il peut se développer dans la partie supérieure de la zone noyée (karst jurassien) ou au contraire être situé en profondeur sous le niveau de l'exutoire (karst vaclusien). L'écoulement, généralement turbulent, y est très rapide (plusieurs mètres par seconde lors des crues). En étiage, il assure le drainage des SAD alors qu'il les alimente en période de crue.

Situés de part et d'autre du drain, les SAD sont constitués par des vides de taille importante, anastomosés. La porosité constituée par ces vides peut représenter jusqu'à 20 %. Ils sont organisés en ensembles bien individualisés, indépendants. La situation spatiale des systèmes annexes correspond aux lieux où la zone d'infiltration concentre les apports à fort pouvoir de dissolution. Ils sont donc situés préférentiellement au voisinage des noeuds du réseau de fracture. Les vides qui les composent peuvent être disposés sous le niveau de l'exutoire et sous le niveau du drain. La relation avec l'axe de drainage s'effectue par l'intermédiaire de conduits de taille variable disposés plus ou moins en profondeur. Bien qu'indépendants les uns des autres, les systèmes annexes sont donc tous en relation par l'intermédiaire de l'axe de drainage.

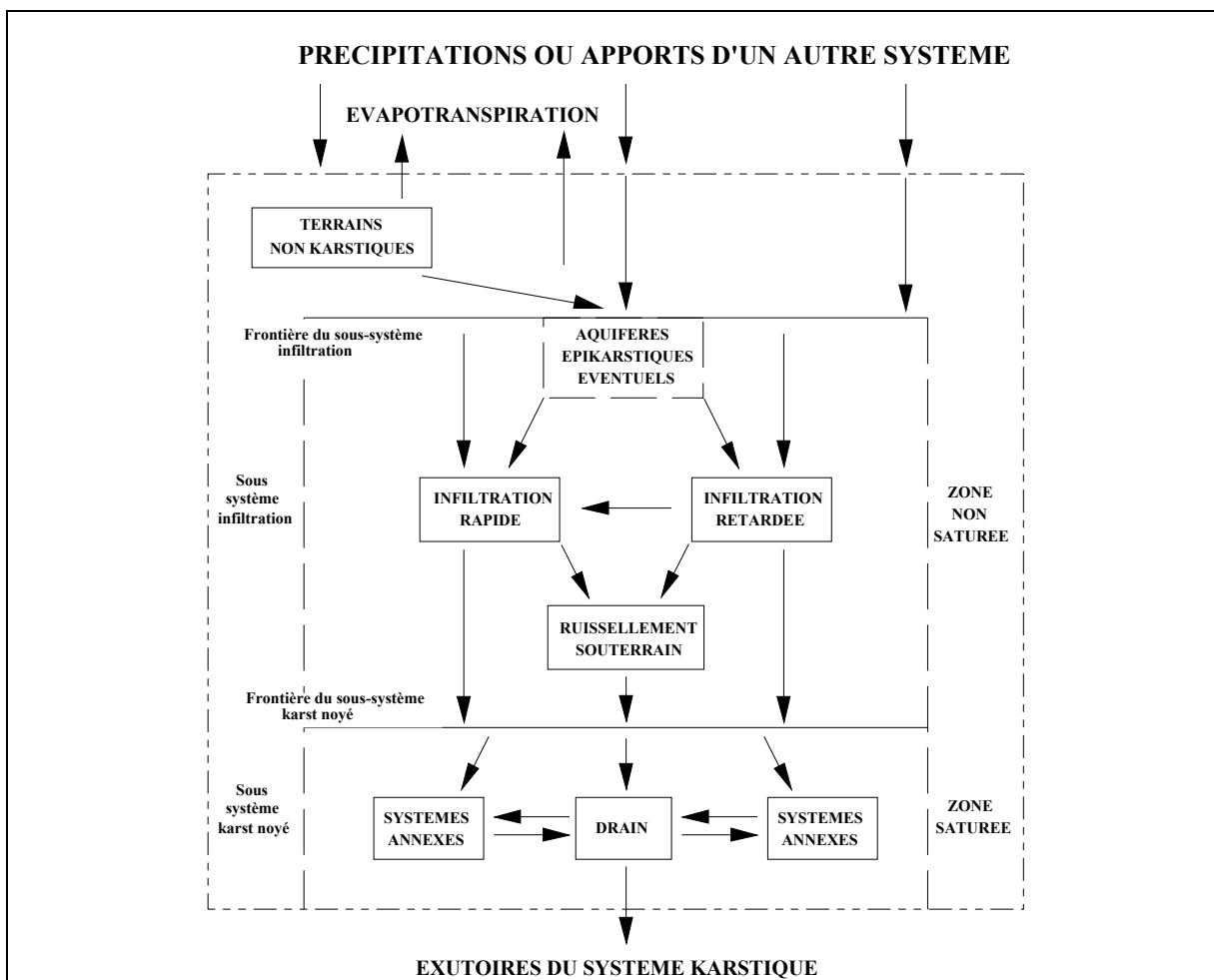


Figure 1.8 : Schématisation d'un système karstique (Mangin, 1975)

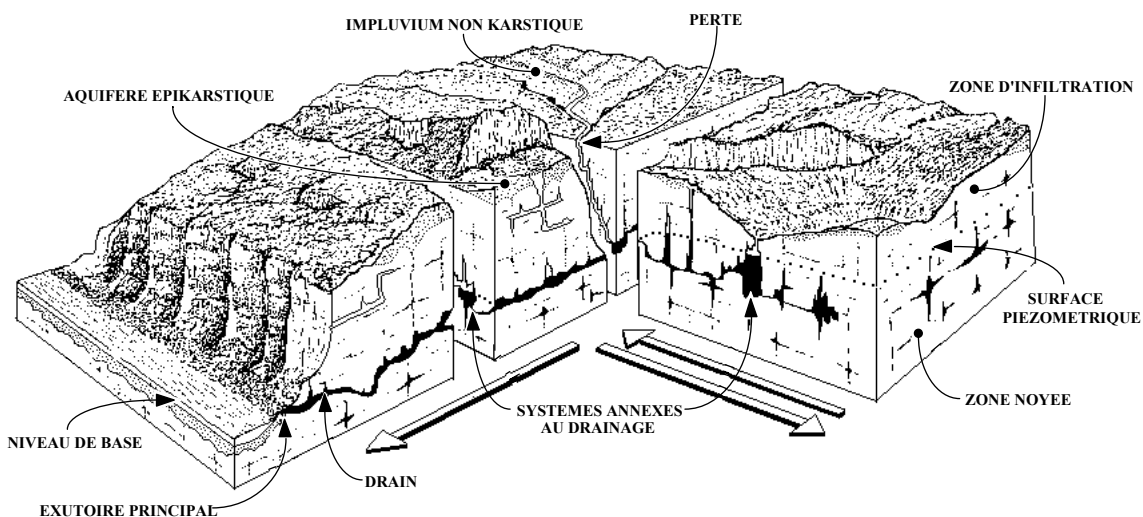


Figure 1.9 : Représentation du système karstique par Mangin, 1975 (Dessin Rouch)

2.4.2.3. Conséquences de l'organisation des vides et de l'écoulement pour la structure et le fonctionnement.

Au fur et à mesure de son évolution, la structure s'organise et tend à établir deux types de vides : les SAD et l'axe de drainage.

Une telle structure explique la différence fondamentale existant entre la zone saturée des karsts et celle des aquifères poreux ou fissurés. Dans ces milieux, chaque pore ou fissure assure à la fois la fonction transmissive (écoulement) et la fonction capacitive (stockage) de l'aquifère. Dans le cas de la zone noyée des karsts ces deux fonctions sont séparées : le drain assure la *fonction transmissive* et les systèmes annexes la *fonction capacitive*.

Une des conséquences majeures de l'établissement de cette structure de drainage est l'introduction d'une forte hétérogénéité au sein du karst noyé. Hétérogénéité des types de vides, bien sûr, puisqu'il faut distinguer les SAD et le drain. A cette distinction il faut ajouter l'hétérogénéité dans la répartition des masses d'eau puisque les SAD représentent une porosité qui peut atteindre 20 % alors que le drainage ne représente que 0.5 à 1 %. Hétérogénéité des vitesses d'écoulement enfin, car dans les SAD, les vitesses d'écoulement sont lentes (de l'ordre de 10^{-2} m.s⁻¹), avec une composante verticale de la vitesse importante. A l'inverse, l'écoulement dans l'axe de drainage s'effectue avec des composantes principalement horizontales et de fortes vitesses (pouvant dépasser 10^{-1} m.s⁻¹).

En relation cette forte hétérogénéité, il faut souligner le caractère discontinu du karst noyé. La relation entre SAD et axe de drainage s'effectue par l'intermédiaire de conduits de tailles et de profondeurs variables. Dans ces conduits, les pertes de charges sont différentes selon la qualité de la relation entre le drain et les systèmes annexes (taille et forme des conduits) et selon la dynamique de l'écoulement. Ainsi, chaque système annexe a un niveau piézométrique propre mais dont les variations sont en relation avec la dynamique générale du système par l'intermédiaire du drainage. C'est ainsi que l'on observe fréquemment dans certains SAD des niveaux piézométriques supérieurs à ceux de SAD pourtant situés à l'amont.

Cette indépendance est confirmée par les différences de faciès chimiques des eaux de différents SAD qui traduisent des temps de séjour plus ou moins long et donc des relations plus ou moins faciles avec le drainage (Bakalowicz, 1979). De même les peuplements de micro-crustacés sont souvent différents d'un SAD à l'autre (Rouch, 19)

Ces caractères hétérogènes et discontinus du karst noyé ont pour conséquence certains comportements particuliers. A l'étiage, les SAD alimentent le drain. Lors d'une crue brutale et importante, la charge augmente dans le drainage et dépasse le niveau piézométrique des SAD. Cependant, malgré ces conditions de charge défavorables, les écoulements du drain n'alimentent pas immédiatement les SAD, ceux-ci pouvant même continuer à alimenter le drainage.

Ce phénomène tient à la fois à l'importance des masses d'eau contenues dans les SAD qui sont en mouvement vers le drain et à la nature des pertes de charge existant entre les SAD et le drain. Il existe à ce niveau des pertes de charge singulières ou pertes à la Borda, qui sont liées à la présence de singularités (étranglement, élargissement, passage d'un réservoir à un conduit, coude, branchement de plusieurs conduits) et qui prennent localement des valeurs importantes. Elles imposent une dissipation d'énergie cinétique, en mettant brutalement en contact des masses d'eau animées de vitesses différentes. Elles sont prépondérantes lorsque la relation entre SAD et drain est de mauvaise qualité et qu'il apparaît des contrastes de vitesses d'écoulement qui peuvent atteindre lors des crues des valeurs de plusieurs centaines de mètre par heure. Dès lors, si les masses d'eau contenues dans les SAD sont importantes, et bien qu'elles s'écoulent à une vitesse faible, la quantité de mouvement exprimée par ce

mouvement détermine une inertie importante, et les eaux continuent à s'écouler vers le drain alors que le contexte de charge ne devrait plus le permettre (Mangin, 1973)

On observe notamment ce phénomène lors des crues de début de cycle hydrologique qui affectent le système sans participer à la reconstitution des réserves. C'est aussi pourquoi la recharge s'effectue principalement lors de longues périodes pluvieuses (Mangin, 1975).

Tous ces éléments conduisent à considérer l'expression de deux propriétés fondamentales des systèmes : la stationnarité et la linéarité⁴. La réponse du karst noyé à une impulsion est variable. En fonction du temps tout d'abord, c'est-à-dire en fonction de l'état des réserves qui règle les conditions de charge existant entre SAD et drain. En fonction de l'entrée ensuite, car selon l'intensité, l'importance et la durée d'une crue les contrastes de vitesses seront plus ou moins importants, privilégiant ainsi l'écoulement dans le drain ou la recharge des systèmes annexes. Contrairement à un milieu homogène comme le milieu poreux, le système karstique est donc un système non-linéaire et non stationnaire.

2.4.3. TYPE 3

Ce cas correspond aux aquifères karstiques pour lesquels la structure karstique n'est plus active en raison d'une modification des conditions extérieures, une remontée du niveau de base par exemple.

Le potentiel hydraulique étant alors faible, l'écoulement s'effectue à vitesse réduite dans le drainage, et les pertes de charges dues aux contrastes de vitesses ne jouent plus un rôle prépondérant. La dissociation des fonctions capacitatives (SAD) et transmissives (drain), bien que toujours présente, n'intervient plus sur la dynamique des écoulements.

Ainsi, bien que la structure du milieu reste hétérogène et discontinue, son fonctionnement ne présente plus les caractéristiques d'un écoulement karstique, et le système fonctionne comme un milieu poreux homogène et continu.

C'est notamment le cas des aquifères karstiques rencontrés en profondeur dans les bassins sédimentaires, dans lesquels on observe une dynamique globale des écoulements de type milieu poreux ou fissuré, alors que la présence de vides importants apparaît lors de la réalisation d'un forage (chute d'outils, venues d'eau localisées et ponctuelles) et d'essai de pompage (forte productivité).

⁴ Un système est *stationnaire* (ou invariant) si les propriétés du système ne varient pas en fonction du temps ce qui s'exprime de la manière suivante (Margrita & al, 1976) :

si $S_i(t)$ est la sortie correspondant à une entrée $E_i(t)$ à la date t , la sortie correspondant à une même entrée différée de τ , $E_i(t-\tau)$ est la sortie initiale différée de la même valeur τ , $S_i(t-\tau)$.

Un système est *linéaire* s'il répond aux deux principes suivants (Margrita & al, 1976, Marsily, 1978):

- *principe de proportionnalité* : si E_i une l'entrée et S_i la sortie correspondante, alors à une entrée $\lambda.E_i$ correspond une sortie $\lambda.S_i$, avec λ une constante
- *principe d'additivité* : Si à E_i correspond une sortie S_i et si à E_j correspond une sortie S_j , alors à une entrée $E_i + E_j$ correspond une sortie $S_i + S_j$.

Il faut remarquer que dans ce type de système, la diminution des vitesses d'écoulement entraîne généralement un colmatage plus ou moins important du karst noyé (Mangin, 1982).

Un problème se pose cependant lorsque l'on effectue des essais de pompage dans ce type de système, ou l'introduction de gradients locaux importants produisent une augmentation des vitesses d'écoulement. Les réactions sont alors de nouveau conditionnées par des pertes de charges singulières. L'application de la technique du krigeage de la nappe de l'étang de Thau (aquifère calcaire karstifié du Jurassique) illustre bien ce propos (Martin & al, 1989). Alors que les niveaux piézométriques mesurés permettent l'établissement d'une carte piézométrique cohérente, les auteurs montrent que les valeurs de transmissivité calculée par des méthodes traditionnelles sur plusieurs forages sont quasi-indépendantes les unes des autres et présentent un caractère quasi-aléatoire.

2.5. CONCLUSION

L'originalité du karst provient de son processus de genèse : la karstification. Il s'agit d'un processus d'érosion physico-chimique qui élargit les vides originels. Il en résulte l'établissement d'une morphologie particulière, tant en surface qu'en profondeur. De la distinction de ces formes sont issues les deux plus anciennes visions du milieu karstique, à savoir les approches spéléologiques et géomorphologiques. Toutefois, ces approches ne permettent pas de répondre aux questions que se pose l'hydrogéologue. Il est donc apparu une vision hydrogéologique du milieu, considérant le karst comme un véritable aquifère.

Tout d'abord perçu comme le simple prolongement du milieu fissuré, il est rapidement apparu que l'aquifère karstique possède des caractéristiques propres qui le différencient des autres aquifères. Abordé par la notion de système karstique, il apparaît que la karstification n'est pas un simple processus d'élargissement des vides, mais qu'il s'agit d'un processus évolutif qui établit progressivement une structure de drainage organisée et isole les vides karstiques du milieu fissuré originel.

En fonction du degré d'évolution atteint par les systèmes karstiques, des différents événements intervenant au cours du processus de karstification et des différentes configurations possibles (présence ou non d'un impluvium non-karstique, systèmes jurassiens, et vauclusiens), il existe une infinité de type de système qui peuvent être regroupés en trois grandes familles :

- **Type 1** : les systèmes karstiques non fonctionnels car peu évolués et qui peuvent être assimilés à des aquifères fissurés. Ni les vides ni les écoulements ne sont organisés ;
- **Type 2** : les systèmes karstiques fonctionnels dans lesquels vides et écoulements sont organisés. Il résulte nombre de caractéristiques qui le rendent spécifique par rapport aux autres milieux :
 - vides de grandes tailles ;
 - dissociation des fonctions capacitives (SAD) et transmissives (drain);
 - hétérogénéité et discontinuité de la zone noyée ;
 - existence de forts contrastes de vitesse ;
 - perte de charge singulières entraînant des phénomènes d'inertie ;
 - comportement conditionné par l'état du système et les caractéristiques de la fonction d'entrée, conférant au système un caractère non-linéaire et non-stationnaire.
- **Type 3** : les systèmes rendus non-fonctionnels en raison d'une modification des conditions extérieures, et qui présentent un comportement de milieu poreux à l'échelle globale et un

comportement karstique à l'échelle locale car les vides sont organisés mais les écoulements ne rendent pas compte de cette organisation.

C'est à partir de la connaissance de ces trois grandes familles de système karstique et de leur caractéristiques propres qu'il faut évaluer l'adaptation d'une démarche d'étude traditionnelle et de ses méthodes.

3. CONSEQUENCES POUR LES RESULTATS EXPERIMENTAUX.

La description réalisée au chapitre précédent montre qu'il existe trois grands types de système karstique. Nous allons discuter des conséquences de diversité pour l'utilisation des lois et méthodes de l'hydrogéologie traditionnelle. Pour ces dernières, nous nous limiterons aux trois techniques les plus employées :

- essais de pompage ;
- traçages ;
- techniques de modélisation.

Avant de commencer cette discussion, il faut rappeler certaines notions que nous utiliserons.

Un modèle (Walliser, 1977, p116) "*dans sa définition la plus large, (...) recouvre toute représentation d'un système réel, qu'elle soit mentale ou physique, exprimée sous forme verbale, graphique ou mathématique.(...)*".

Nous utiliserons la notion de modèle aussi bien dans son sens le plus large de représentation du milieu (perméabilité, transmissivité, loi de Darcy) que dans son sens le plus restreint de technique de modélisation (schémas d'interprétation de pompage, modèles maillés, etc.).

La représentativité d'un modèle peut-être évaluée par la relation qui le lie à l'objet qu'il modélise :

- relation isomorphique (bijection) : chaque propriété du modèle est représentative de celle de l'objet étudié et inversement. C'est le cas des modèles descriptifs, qui représentent la structure du milieu et utilisent des lois analytiques intégrant les caractéristiques de la structure pour simuler le fonctionnement.
- relation homomorphique (surjection) : certaines propriétés de l'objet sont représentatives du modèle, mais en aucun cas celles du modèle ne sont toutes représentatives de l'objet. C'est le cas des modèles équivalents qui, en hydrogéologie, sont généralement des modèles de comportement, qui simulent le fonctionnement d'un milieu sans en représenter la structure exacte.

3.1. VALIDITE DES LOIS DE L'HYDRAULIQUE SOUTERRAINE EN MILIEU KARSTIQUE.

3.1.1. VALIDITE DE LA LOI DE DARCY.

La loi de Darcy traduit la proportionnalité existant entre la charge et le flux au moyen d'un paramètre caractéristique, la perméabilité. Elle suppose que les pertes de charge dans le milieu soient telles que la relation entre la vitesse d'écoulement et la charge est linéaire. Mangin (1975) montre que "*rechercher la validité de la loi de Darcy revient à examiner si cette relation linéaire est vérifiée.*"

Pour ce faire, il faut étudier la nature des pertes de charge en milieu karstique. D'une manière générale on distingue en hydraulique deux types de pertes de charge :

- les pertes de charge conventionnelles liées aux frottements visqueux ;
- les pertes de charge singulières liées à la structure du milieu ; elles correspondent à une dissipation d'énergie cinétique.

3.1.1.1. Pertes de charge conventionnelles.

Ce sont celles prises en compte par la loi de Darcy. L'expression de ces pertes de charge est bien connue : elles sont linéaires en milieu poreux et fissuré à condition que l'écoulement soit cylindrique.

L'étude de la validité de la loi de Darcy dans le cas d'une structure karstique organisée a été menée par Mangin (1975). En s'appuyant sur les travaux de C. Louis (1968), l'auteur montre qu'en raison de la taille des vides karstiques et des vitesses d'écoulement, les pertes de charge ne sont plus linéaires pour des nombres de Reynolds très faibles (écoulement turbulent). Il conclue que les pertes de charge peuvent être considérées comme linéaire uniquement dans les cas suivants :

- en période de hautes eaux, les vitesses d'écoulement sont telles que le domaine des pertes de charge linéaires est limité aux fissures dont l'ouverture est comprise entre 5 et 100 μm pour une hauteur mouillée de 1 m ;
- en période d'étiage, les vitesses d'écoulement diminuent et le domaine des pertes de charge linéaires s'étend pour des fissures dont l'ouverture peut être supérieure à 100 μm .

En dehors de ces plages, la loi de perte de charge est quadratique.

3.1.1.2. Pertes de charge singulières.

Ce type de pertes de charge, aussi nommé "pertes à la Borda" (Carlier, 1972) est généralement inexistant dans les milieux poreux et fissurés. C'est à ce type de perte de charge que correspondent les pertes de charges quadratiques observées dans les forages.

Leur prise en compte est indispensable dès lors que les écoulements s'effectuent dans des vides irréguliers et de grande taille comme le sont les vides karstiques des systèmes des type 2 et 3. Elle correspondent à la hauteur représentative de la vitesse perdue (théorème de Bélanger ou de Borda). Elles sont de type quadratique.

L'expression de ces pertes de charge est différente selon que l'écoulement s'effectue à surface libre ou en charge (Lencastre, 1961; Carlier 1972).

- lorsque l'écoulement est en charge, les pertes de charge peuvent s'écrire sous la forme générale :

$$\Delta h = k \cdot \frac{V^2}{2g}$$

avec Δh la perte de charge, V la vitesse moyenne d'écoulement et k un coefficient dont la valeur dépend de la forme et des dimensions des singularités. Le coefficient k est généralement déterminé à partir de démarches expérimentales. Il peut atteindre des valeurs très importantes, s'étendant de 0 à plus de 200 (Carlier, 1972 ; Lencastre, 1961).

- dans les écoulements à surface libre, l'effet des singularités (seuil, rétrécissement, élargissement) est beaucoup plus complexe et fait intervenir le régime d'écoulement. Les différentes formules proposées pour des cas particuliers sont empiriques et s'apparentent à celles utilisées pour l'établissement des stations de jaugeage et dont on sait qu'elles ont généralement une forme quadratique.

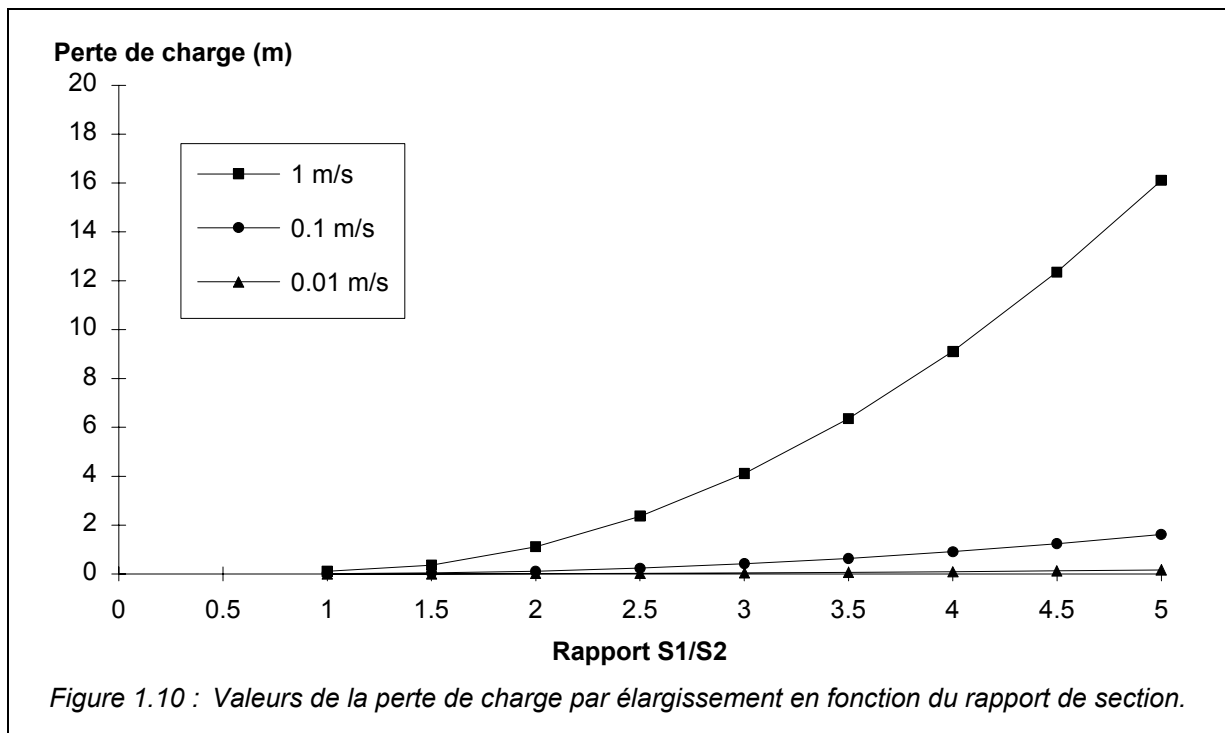
Etant donné la nature des vides karstiques, leur prise en compte est indispensable notamment pour les écoulements en charge. Dans tous les cas, il est important de constater que ces pertes de charge sont directement proportionnelles au terme $V^2/2g$ qui représente la charge dynamique significative de l'énergie cinétique. Dans l'hydraulique des milieux poreux et fissurés ce terme est négligeable, ce qui explique que ce type de pertes de charge ne soit pas pris en compte.

Il faut toutefois remarquer qu'il faut deux conditions pour que ces pertes de charge soient sensibles. Tout d'abord, la vitesse d'écoulement doit être suffisamment importante (de l'ordre de 10^{-1} m.s^{-1}) pour que le terme $V^2/2g$ prenne une valeur significative. Toutefois, ces valeurs restent faibles (5.10^{-3} m pour $V = 10^{-1} \text{ m.s}^{-1}$). Il faut donc aussi que le coefficient de perte de charge k soit élevé. Pour estimer l'ordre de grandeur que peut atteindre ce coefficient dans le cas des aquifères karstiques on peut s'intéresser aux résultats obtenus en hydraulique pour des formes simples.

Dans le cas des branchements et coudes, la valeur de k est de l'ordre de 1 à 2 dans les conditions les plus défavorables. C'est pour des variations brusques de section que les valeurs de ce paramètre deviennent importantes. Par exemple pour un élargissement brusque dans une conduite, la valeur de k est liée au rapport des sections S_1/S_2 par la formulation suivante (Carlier, 1972):

$$k = \left(\frac{S_2}{S_1} - 1 \right)^2 + \frac{1}{9}$$

La figure 1.10 donne la perte de charge introduite pour différents rapports de section en fonction de la vitesse moyenne d'écoulement.



On remarque que pour l'ordre de grandeur des vitesses observées dans un drain (10^{-1} m.s^{-1}) la valeur de la perte de charge est de l'ordre du mètre lorsque le rapport de section est de 4, c'est-à-dire lorsque le rapport des diamètres est de 2.

Bien qu'il ne s'agisse ici que d'un résultat théorique, une telle configuration correspond par exemple à ce que l'on pourrait observer pour une réduction de section dans un drain.

En outre, il faut considérer le fait que la répétition des obstacles, rétrécissements, élargissements et autres aspérités que l'on peut observer dans les vides karstiques provoque une accumulation de ces pertes de charge. Il en résulte que celles-ci peuvent atteindre localement des valeurs très importantes. C'est notamment le cas de la relation SAD-drain, qui s'effectue par des conduits de taille variable. Il y a dans ce cas une perte de charge importante, due au rétrécissement, au branchement et à l'élargissement à l'entrée du SAD. Ceci explique en grande partie les effets d'inertie que l'on observe dans le karst noyé.

Il faut ajouter que ce type de perte de charge possède une propriété particulière : lorsque l'obstacle n'est pas symétrique la valeur de la perte de charge introduite est fonction du sens des écoulements. On montre ainsi que les pertes de charge par élargissement sont généralement supérieures aux pertes de charge par rétrécissement, d'autant plus que la partie rétrécie possède une certaine longueur et s'éloigne d'un effet de diaphragme. Ce phénomène doit être pris en compte car toutes les représentations de la zone noyée supposent des inversions du sens d'écoulement entre les phases de crue et d'étiage.

Enfin, il faut insister sur le fait que ces pertes de charge étant liées au carré de la vitesse, elles sont soumises à une forte variabilité temporelle et spatiale :

- en fonction du temps, elles prennent une importance prépondérante en période de crue, ce qui explique les effets de déconnexion entre SAD et drain (Mangin, 1973), alors qu'à l'étiage leur rôle devient mineur ;
- en fonction de l'espace, l'hétérogénéité des vitesses d'écoulement du karst noyé existant entre SAD et drain implique que les pertes de charge singulières interviennent de manière plus importante sur le drainage et à la frontière entre SAD et drain.

3.1.1.3. Conclusion.

En milieu poreux, la loi de Darcy traduit le fait que les vitesses sont suffisamment faibles pour que les pertes de charge soient liées principalement à la viscosité du fluide, c'est-à-dire aux forces de frottement, celles dues aux termes cinétiques étant négligeables. En milieu fissuré, la limite est déterminée par l'ouverture des fissures. Nous admettrons une limite identique pour le type 1.

Dans le cas des systèmes du type 2, les vitesses sont telles qu'il n'est plus possible de négliger l'énergie cinétique mise en jeu : les pertes de charge sont aussi fonction des forces d'inertie ce qui implique que :

- les pertes de charge conventionnelles obéissent à des lois quadratiques pour des vides de dimensions importantes ;
- il faut prendre en compte le rôle des pertes de charges singulières qui peuvent atteindre des valeurs très importantes, notamment en période de crue et dans les zones où les écoulements sont les plus rapides (drain et relation SAD-drain).

En conséquence, la validité de loi de Darcy paraît limitée à l'étiage au cours duquel les vitesses d'écoulement observées sont faibles : les pertes de charge conventionnelles ainsi que les pertes de charge singulières redeviennent linéaires (écoulement laminaire) puisque $V^2/2g$ tend à devenir négligeable (Mangin, 1975). Il faut toutefois remarquer qu'un tel résultat ne permet pas de conclure à

la validité des *paramètres* de la loi de Darcy à l'étiage ; il permet seulement d'affirmer qu'en étiage la loi de perte de charge globale suit une loi linéaire.

Dans le cas du type 3, la loi de Darcy est utilisable à l'échelle globale car les écoulements s'effectuent à faible vitesse et les pertes de charges restent linéaires. En revanche, lors d'un essai de pompage, les forts gradients introduits provoquent une augmentation des vitesses d'écoulement et les pertes de charges singulières apparaissent au voisinage du point de pompage, n'autorisant plus l'utilisation d'une telle loi.

3.1.2. VALIDITE DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES.

3.1.2.1. Porosité et perméabilité.

3.1.2.1.1. Définition.

L'écoulement de filtration dans un milieu poreux doit en toute rigueur être décrit à l'échelle des pores, à partir des équations de Naviers. Cependant, une telle approche est délicate et complexe, aussi il s'est vite imposé une description macroscopique de l'écoulement. Cependant, une telle démarche implique la définition de grandeurs macroscopiques comme la porosité et la perméabilité.

De Marsily (1981) montre que la porosité et la perméabilité sont des caractéristiques ponctuelles du milieu qui paradoxalement ne peuvent être définies ponctuellement. En effet dans un vide, la perméabilité est infinie et la porosité égale à 1, alors que dans une partie solide la perméabilité et la porosité sont nulles (ou quasiment).

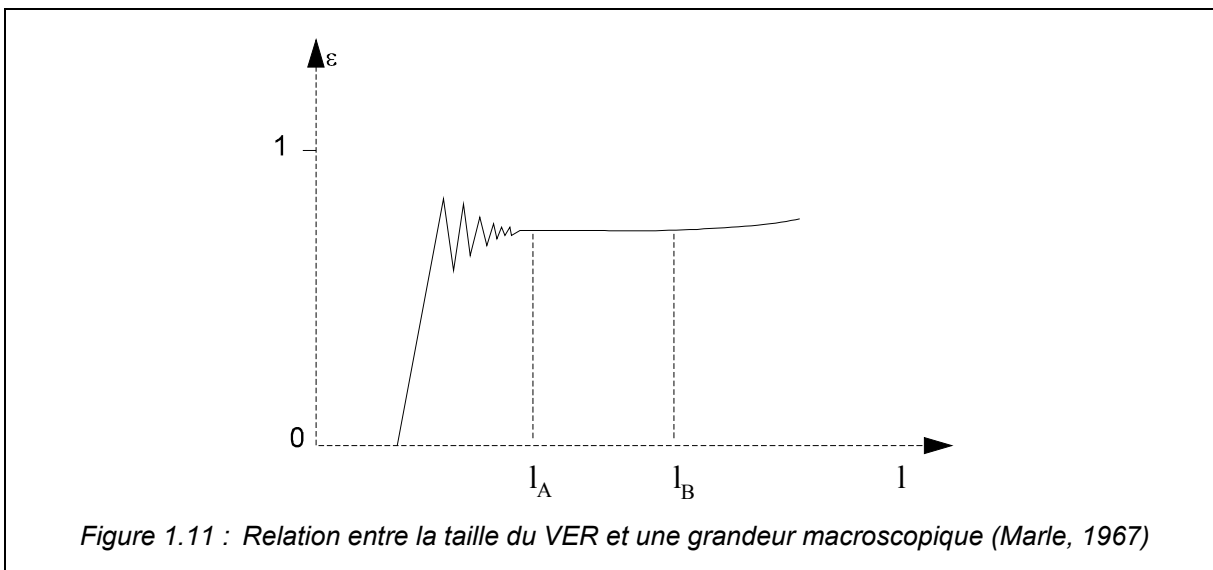
Il existe deux manières d'aborder le problème de la définition de ces grandeurs : l'approche "Volume Élémentaire Représentatif" (VER) et l'approche "Fonction Aléatoire" (FA)(Marsily, 1981).

L'approche VER consiste à affecter en un point la valeur de la perméabilité moyenne mesurée pour un certain volume de terrain, le *Volume Élémentaire Représentatif*. La figure 1.11, qui représente la variation d'une propriété en fonction de la dimension l du VER, met en évidence les caractéristiques de la définition du VER. Il doit être suffisamment grand ($> l_A$) pour qu'une propriété (la perméabilité ou la porosité) reste approximativement constante et suffisamment petit ($< l_B$) pour que les variations spatiales de la propriété soient approchées par des fonctions continues et qu'il n'y ait pas d'effet des valeurs lointaines. Dans ces conditions, perméabilité et porosité correspondent donc à une intégration dans l'espace.

Dans l'approche Fonction Aléatoire le milieu est considéré comme une réalisation d'un phénomène aléatoire. La perméabilité et la porosité sont alors des propriétés assimilables à des fonctions aléatoires dont on connaît les lois de distribution et de conciliation. Dès lors, perméabilité et porosité peuvent être définies comme des variables régionalisées.

3.1.2.1.2. Discussion.

En milieu karstique, en raison de la taille des vides observés, le terme de conductivité hydraulique est souvent préféré à celui de perméabilité (Burger, 1983), mais le problème de la représentativité du paramètre reste entier.



Quelle que soit l'approche retenue, le milieu étudié doit présenter une des propriétés suivantes pour autoriser son emploi (Mangin, 1984a) :

- posséder une homogénéité permettant de calculer une grandeur moyenne, c'est-à-dire qu'il est possible de définir un VER (Approche VER). C'est le cas du milieu poreux où la répartition des pores est aléatoire, mais où leur forme et leur disposition confèrent au milieu une *homogénéité statistique* (approche FA). La perméabilité est un scalaire ;
- posséder une structure dont on connaît les caractéristiques de distribution (loi de probabilité, loi de conciliation) ce qui permet de représenter le milieu comme homogène à un niveau d'échelle supérieur (approche FA), ce niveau d'échelle définissant la taille du VER (approche VER). C'est le cas du milieu fissuré où, pour respecter l'orientation du champ de contraintes, la perméabilité est un tenseur.

Posé en ces termes, la validité de la notion de la perméabilité et de la porosité dans le karst est entièrement dépendant des propriétés géométriques de la structure de la zone noyée et plus particulièrement de l'existence d'une éventuelle homogénéité.

Kiraly (1975) a montré qu'il n'existait pas dans le karst de palier entre la perméabilité et les dimensions du VER, c'est-à-dire que la valeur de la grandeur macroscopique est dépendante de l'échelle à laquelle on la mesure. Certains auteurs proposent alors de lier la définition d'une loi de distribution des vides karstiques à la distribution de la fracturation (Kiraly, 1968, 1969, 1978 ; Drogue, 1969, 1971, 1980 ; Burger, 1969 ; Legrand & Stringfield, 1973). La structure du milieu karstique est alors définie à partir de l'étude de la fracturation du massif et le champ de perméabilité avec trois paramètres principaux (Kiraly, 1978) :

- la distribution statistique des valeurs de perméabilité dans les blocs capacitifs ;
- la densité et l'organisation du réseau karstique qui se développent à partir des fractures ouvertes en direction du gradient hydraulique ;
- l'effet d'échelle sur la perméabilité.

La détermination de la perméabilité des blocs capacitifs est obtenue à partir de la méthodologie classiquement utilisée dans les milieux fissurés :

- la mesure et la cartographie de la répartition des fractures à partir de relevés de terrain et d'images aériennes (Drogue, 1974, 1980) ;
- la mesure des caractéristiques hydrauliques (k , T , S) à partir des résultats de pompage d'essai (Tripet, 1972) dont l'interprétation fait appel aux schémas classiques des milieux fissurés.

La détermination directe de la perméabilité du réseau étant difficilement réalisable, une méthode indirecte est proposée par Kiraly (1978). A partir de la connaissance de la perméabilité des blocs capacitifs et de l'hydrogramme de l'exutoire, l'auteur propose de construire un modèle mathématique dans lequel on introduit un "réseau équivalent", le calage du modèle consistant à ajuster la forme et la conductivité hydraulique de ce réseau.

Mangin (1975) montre que la dépendance existant entre la valeur de la perméabilité mesurée et le volume de terrain servant à la mesure est une caractéristique de la structure de l'aquifère karstique : la nature hiérarchisée a pour conséquence le fait que la structure persiste quelle que soit l'échelle d'observation. L'auteur montre en outre que la structure de l'aquifère obéit à une géométrie fractale (Mangin, 1986, 1994) qui ne peut être représentée par des modèles analytiques basées sur des équations différentielles.

Aussi, une définition de la perméabilité à partir de l'observation du réseau fissural ne paraît pas utilisable pour les systèmes karstiques du type 2 car elle suppose un lien direct entre vides karstiques et fracturation, lien dont on sait qu'il n'est pas compatible avec l'organisation de la structure de drainage qui, au contraire, isole les vides karstiques du réseau fissural. En conséquence, l'absence d'homogénéité statistique à une échelle quelconque dans le milieu karstique n'autorise pas l'emploi de la notion de perméabilité (sous forme de tenseur ou de scalaire) pour ces types de karst. Dans le cas de la porosité, le problème posé par la représentativité de la grandeur macroscopique est identique à celui de la perméabilité.

Pour le type 3, ces paramètres peuvent être utilisés pour caractériser un milieu équivalent, mais uniquement à l'échelle globale, les valeurs obtenues ne pouvant être utilisées à l'échelle locale ou elles perdent leur sens.

Les définitions macroscopiques de la perméabilité et de la porosité restent en revanche utilisables (dans la limite de leur validité en milieu fissuré) pour les systèmes du type 1 qui conservent les propriétés de l'aquifère fissuré originel.

3.1.2.2. Transmissivité.

La transmissivité étant définie comme le produit de l'épaisseur de la zone saturée par la perméabilité, sa validité est à l'évidence en grande partie limitée par celle de la perméabilité.

En outre, l'utilisation de la transmissivité suppose la bi-dimensionnalité de l'écoulement. Pour le type 2 une telle hypothèse est difficilement concevable car :

- la bi-dimensionnalité suppose que les écoulements verticaux soient négligeables, c'est-à-dire que la composante verticale de la vitesse soit nulle (hypothèse de Dupuit en écoulement libre). Or, il apparaît que l'on observe fréquemment des écoulements verticaux dans la zone noyée des karsts. C'est le cas lorsque, au cours de traçages sur des plans d'eau libre, on observe un départ rapide du traceur en profondeur (Mangin, 1975).

- il est incontestable qu'en milieu karstique les écoulements s'effectuent vers des sources distinctes et en nombre limité et non pas sous forme de front de nappe. Une telle convergence des écoulements ne peut être prise en compte par une réduction bi-dimensionnelle.

La notion de transmissivité, si elle correspond bien à un concept général, ne paraît donc pas être utilisable dans la forme analytique classiquement employée en hydraulique souterraine pour caractériser les systèmes des type 2. Ceci est d'autant plus vrai que la structure karstique dissocie les fonctions capacitatives et transmissives et qu'il serait aberrant de caractériser par une même propriété des vides assurant des fonctions différentes.

Dans le cas des type 1 et 3, les limites d'utilisation sont identiques à celles de la perméabilité et de la porosité.

3.1.2.3. Emmagasinement.

3.1.2.3.1. Définition.

L'emmagasinement représente le volume d'eau libéré par une colonne verticale du milieu aquifère saturé ayant une section horizontale unité et une hauteur égale à l'épaisseur de l'aquifère quand la cote de la surface piézométrique diminue d'une unité. Il caractérise l'aptitude d'un volume unitaire d'aquifère à libérer ou à stocker du fluide sous l'effet d'une variation instantanée de pression de celui-ci.

En écoulement libre, il est égal à la porosité de drainage, alors qu'en milieu captif le volume libéré est représentatif de deux phénomènes (De Marsily, 1981) :

- volume d'eau issu de la décompression de l'eau ;
- volume d'eau issu de la décompression et des réarrangements de la partie solide.

La formulation proposée par C. E. Jacob (1940) est :

$$S = \rho \cdot g \cdot \omega \cdot e \left(\beta_1 - \beta_s + \frac{C\alpha}{\omega} \right)$$

- avec
- ρ : masse volumique ;
 - g : accélération de la pesanteur ;
 - ω : porosité ;
 - β_1 : compressibilité de l'eau ;
 - β_s : compressibilité des particules solide ;
 - C : degré de cimentation des particules solides ;
 - α : compressibilité du milieu.

Le coefficient C représente le degré de cimentation des particules solides : il est égal à 1 pour un sable non consolidé (cas général du milieu poreux) et est pratiquement égal à la porosité en milieu calcaire (Lohman, 1972 in Mangin 1975). Le terme $C\alpha/\omega - \beta_s$ traduit à la fois l'influence des réarrangements des éléments constitutifs de la roche et la déformation de ces mêmes éléments.

3.1.2.3.2. Discussion.

En milieu karstique la compressibilité des calcaires est faible et peut être négligée. De même, la constitution des roches calcaires rend difficilement envisageable des réarrangements (Mangin 1975).

L'aquifère karstique, un objet hydrogéologique traditionnel ?

La validité de l'emmagasinement se réduit donc à un problème de la compressibilité de l'eau et la formulation précédente peut donc s'écrire :

$$S = \rho g \omega e \beta_1$$

Cette formulation représente simplement l'application de la loi définissant la compressibilité volumique d'un fluide (loi de Hooke) :

$$S = dV = \beta_1 \cdot V \cdot dp \quad \text{avec} \quad dp = dh \cdot \rho \cdot g \\ \text{et} \quad dh = 1$$

Le problème revient donc à discuter deux éléments en fonction des types de système:

- dans quelle mesure la compressibilité de l'eau intervient-elle sur l'écoulement dans les aquifères karstiques ?
- dans quelle mesure le volume V peut-il être représenté par le produit de l'épaisseur de l'aquifère par la porosité et par la section unitaire ?

1 - Intervention de la compressibilité de l'eau.

- Dans le cas des systèmes du type 1, il en va comme pour les aquifères fissurés.
- Dans les autres cas, il faut tout d'abord rappeler certaines acceptations. On observe fréquemment dans la zone noyée des karsts des *écoulements en charge* pour lesquels la prise en compte des phénomènes de compressibilité de l'eau peut-être nécessaire. Il ne s'agit pas pour autant de considérer l'aquifère comme *captif* dans le sens couramment utilisé en hydrogéologie. Des écoulements en charge peuvent en effet se produire sans que les formations aquifères soient contenues entre un mur et un toit imperméable. Il faut donc distinguer :
 - les aquifères karstiques situés en surface pour lesquels on observe des zones où les écoulements sont à surface libre (généralement les SAD) et, des zones où l'écoulement s'apparente à une circulation dans des conduites en charge (communication SAD-drainage, drainage). Ce cas est particulièrement fréquent dans les systèmes vauclusiens ;
 - les aquifères karstiques profonds (généralement des systèmes du type 3 situés dans les bassins sédimentaires) pour lesquels l'ensemble du karst noyé (incluant parfois une paléo-zone d'infiltration et un paléo-épikarst) est situé entre des épontes imperméables et qui peuvent être assimilés à des aquifères captifs.

Dans le cas d'un aquifère situé en surface et où l'écoulement s'effectue à surface libre, la compressibilité est négligeable et le fluide peut être considéré incompressible comme en hydraulique (Lencastre, 1961). Toutefois, Mangin (1975) a montré que, si au sein d'un tel aquifère une partie non négligeable des écoulements s'effectue en charge il peut apparaître sur les hydrogrammes, à l'étiage, des phénomènes de marées terrestres, signe de l'intervention de la compressibilité de l'eau dans les écoulements.

Dans le cas d'un aquifère profond, captif, l'observation de phénomènes de marées terrestres est quasi-systématique (Mangin, 1975, Marsaud et al, 1993). En outre, ils s'y superposent en général les effets barométriques. La compressibilité de l'eau intervient.

2 - Utilisation de la porosité.

Pour le second point, c'est la validité de la porosité qui constitue le facteur limitant. Les conclusions sont donc identiques à celles proposées pour la perméabilité (§ 3.1.1.1.2). La formulation classique ne sera donc utilisable que pour les aquifère du type 1.

3.1.2.4. Conclusion.

La recherche des limites de validité des paramètres hydrogéologiques permet de déterminer dans quelles mesures ils sont utilisables pour caractériser un système karstique.

En fonction des différents types de karsts il apparaît les résultats suivants :

- perméabilité, porosité et transmissivité : limite déterminée par l'existence d'une éventuelle homogénéité de la structure de la zone noyée et la validité des hypothèses nécessaires à la bi-dimensionnalité de l'écoulement (hypothèse de Dupuit). La représentativité de ces paramètres est donc limitée aux aquifères pour lesquels la karstification n'introduit pas d'organisation des écoulements : type 1. Toutefois ils peuvent être utilisés comme paramètres équivalents du type 3, mais uniquement à l'échelle globale.
- emmagasinement, dans sa formulation analytique, limité au type 1 par la validité de la porosité. Pour le type 2 la formulation n'est pas utilisable mais la compressibilité de l'eau doit être prise en compte si une grande partie des écoulements s'effectue en charge. Pour le type 3, il peut être utilisé comme paramètre d'un milieu équivalent (échelle globale).

Dans tous les cas, il apparaît que le facteur limitant est conditionné par les propriétés géométriques de la structure de la zone noyée. Ces paramètres sont utilisables uniquement si la structure est homogène à un certain niveau d'échelle (type 1), et ils perdent leur sens descriptif dans le cas d'une structure organisée quel que soit le niveau d'échelle considéré (type 2 et 3).

3.1.3. CONCLUSION.

Tous ces éléments conduisent à considérer que deux facteurs principaux limitent l'utilisation des lois de l'hydraulique souterraine en milieu karstique :

- la structure de la zone noyée et ses propriétés géométriques ;
- l'ordre de grandeur des vitesses d'écoulement qui intervient sur la nature des pertes de charges.

Ainsi, l'utilisation des lois de l'hydraulique souterraine est possible pour caractériser l'écoulement dans un système du type 1, dans la formulation retenue pour les milieux fissurés .

Dans le cas du type 2, l'organisation des vides et de l'écoulement n'autorise l'emploi de ces mêmes lois ni au titre de modèle descriptif, ni au titre de modèle équivalent car les phénomènes considérés sont fondamentalement différents (perte de charges non linéaires).

Dans le cas du type 3, l'utilisation est possible au titre de modèle équivalent, mais uniquement à l'échelle globale.

3.2. VALIDITE DES SCHEMAS INTERPRETATIFS DES POMPAGES D'ESSAI.

3.2.1. CONCEPTS, GENERALITE.

La technique du pompage d'essai consiste à imposer une sollicitation artificielle maîtrisée à une nappe et à observer la réponse obtenue, soit au point où la sollicitation est émise, soit en un point d'observation quelconque. On distingue (Castany & Margat, 1977), l'essai de puits qui permet de mesurer certaines caractéristiques inhérentes à l'écoulement dans le puits de pompage, et l'essai de nappe dont l'objectif est la mesure des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

Diverses fonctions de transfert analytiques, représentant autant de schémas interprétatifs ont été proposées pour l'interprétation des essais dans les milieux poreux et fissurés.

Nous ne reprendrons ici que les grandes caractéristiques des principales solutions que l'on peut ajuster sur la réponse à un pompage, en se limitant aux schémas applicables en régime transitoire. Le lecteur trouvera plus amples détails sur les schémas et les méthodes dans différents ouvrages généraux et récapitulatifs (notamment Da Prat, 1990 ; Kruseman & de Ridder, 1991 ; Marsily de G., 1981 ; Leblanc, 1987).

Trois principaux types de modèle sont abordés :

- les modèles du milieu poreux ;
- les modèles du milieu fissuré ;
- les modèles du milieu karstique;

3.2.2. PRINCIPAUX SCHEMAS INTERPRETATIFS.

3.2.2.1. Milieu poreux homogène isotrope.

Le schéma correspond à la solution de l'équation de diffusivité en régime transitoire donnée par Theis en 1935. Les hypothèses nécessaires à l'établissement de la solution sont :

- le milieu est homogène et isotrope;
- l'épaisseur est constante ;
- l'extension latérale est infinie ;
- le niveau initial est le niveau statique ;
- la charge est constante sur une verticale (nappe captive ou hypothèse de Dupuit en nappe libre) ;
- le puits est complet et de rayon négligeable ;
- une baisse de pression entraîne une libération instantanée de l'eau contenue.

A partir de ces hypothèses, l'auteur arrive à la formulation, aujourd'hui classique, utilisant une exponentielle intégrale (fonction tabulée) :

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} \cdot du \text{ avec } u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Le schéma permet de déterminer la valeur de la transmissivité et du coefficient d'emménagement (si l'on dispose d'un piézomètre ou si la courbe caractéristique est connue).

Une approximation de la solution de Theis a été fournie par Jacob, mais elle est aujourd'hui peu utilisée en raison du développement des logiciels d'interprétation qui facilitent les traitements et permettent de prendre en compte des variations de débit au cours de l'essai. En outre, elle repose sur la notion de régime permanent qui a été fortement remise en cause.

Diverses variantes de ce schéma ont été établies pour répondre à certains cas particuliers (Marsily de G., 1981):

- effet de drainance (Boulton, Hantush) ;
- prise en compte de l'effet de capacité (Papadopoulos et Cooper, 1967) ;
- puits artésien (Jacob et Lohman, 1972) ;
- nappe libre et puits incomplet (Neuman, 1974).

3.2.2. Milieu fissuré.

L'interprétation des essais de pompage en milieu fissuré peut être abordée à partir de trois représentations différentes du milieu fissuré :

- milieu anisotrope affecté d'une fracture unique ;
- milieu poreux homogène et anisotrope ;
- milieu à double porosité.

3.2.2.2.1. Milieu homogène affecté d'une fracture unique.

Cas de la fracture verticale.

Dans ce schéma, le puits de pompage intercepte une fracture unique affectant un milieu homogène (figure 1.12). Les hypothèses sont celles du milieu homogène (schéma de Theis) auxquels s'ajoutent celles concernant la fracture :

- la fracture est verticale et unique ;
- la conductivité hydraulique de la fracture est infinie et la charge en tout point dans la fracture est égale à celle du puits ;
- la section de la fracture est faible par rapport à sa longueur ($2x_f$).

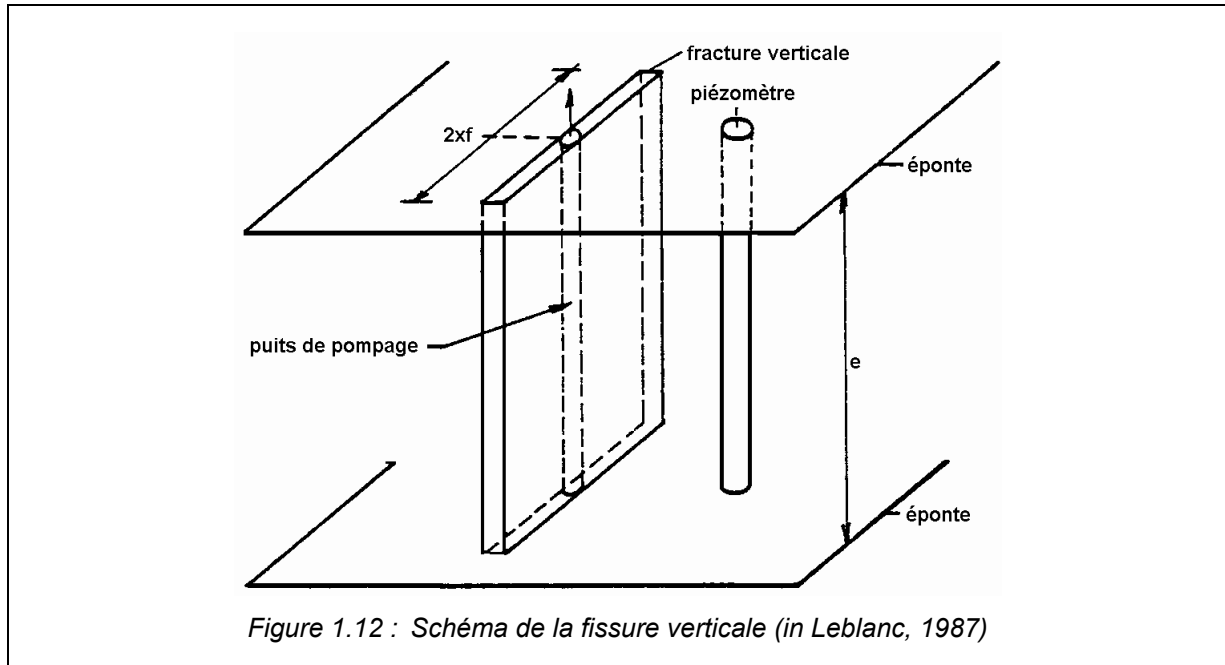
Dans ces conditions, tout se passe comme si le puits était remplacé par un système "puits-fracture" (puits étendu) ayant la forme de la fracture.

La solution a été donnée par Gringarten & Ramey (1974). L'écoulement au début de l'essai s'effectue uniquement de la matrice vers la fracture et perpendiculairement à celle-ci, ce qui se traduit par une pente de droite 0.5 en coordonnées bilogarithmiques. Ensuite l'évolution du rabattement est donnée par la solution de Theis, à une constante près, qui dépend du point de mesure et de la direction de la fracture.

Le schéma permet de calculer T et le produit Sx_f^2 (en l'absence de piézomètre il n'est pas possible de dissocier S et x_f^2) :

$$T = \frac{Q}{4\pi} \cdot \frac{s_a}{s}$$

$$S \cdot x_f^2 = 4T \frac{t}{t_a} = \frac{Qt}{\pi t_a} \cdot \frac{s_a}{s}$$



Cas de la fracture horizontale.

La démarche est identique, mais dans ce cas les hypothèses complémentaires à celles du schéma de Theis sont :

- le forage traverse en son centre une fracture horizontale circulaire (rayon r) située à mi-hauteur de la couche aquifère ;
- la fracture est de faible épaisseur par rapport à son rayon et à l'épaisseur de l'aquifère ;
- le débit est capté par la fracture et non par le puits ;
- la conductivité hydraulique de la fracture est infinie et la charge en tout point dans la fracture est égale à celle dans le puits.

Le schéma permet de calculer la transmissivité du milieu homogène et le produit Sr_f^2 (seule l'interprétation à l'aide d'un piézomètre permet de déterminer S et r_f^2) :

$$T = \frac{Q}{4\pi} \cdot \frac{s_a}{s}$$

$$S \cdot r_f^2 = 4T \frac{t}{t_a} = \frac{Qt}{\pi t_a} \cdot \frac{s_a}{s}$$

Qu'il s'agisse du cas de la fracture verticale ou de la fracture horizontale, tout se passe comme si l'on était en présence d'un milieu homogène, perturbé par l'introduction d'une fracture très transmissive et peu capacitive. Aussi, la réponse correspond à celle du milieu homogène (solution de Theis) d'autant plus rapidement que :

- la perturbation est faible (dimension de la fracture);

- le milieu homogène est capable d'effacer la perturbation c'est-à-dire à une transmissivité forte, ou plutôt un contraste de transmissivité vis-à-vis de la fracture faible.

Lorsque l'épaisseur de la fracture est importante, il est nécessaire de prendre en compte l'effet de capacité introduit et l'effet d'éventuelles pertes de charge singulières.

Diverses variantes de ce type de schéma ont été proposées :

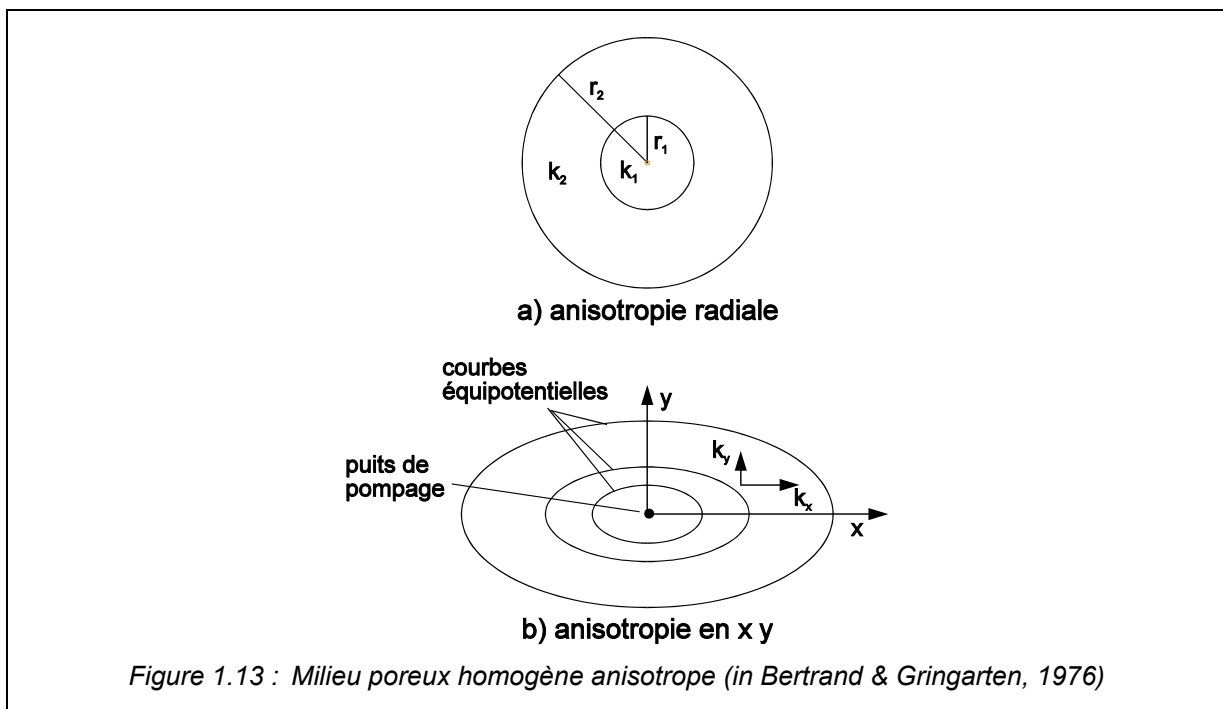
- milieu anisotrope (Gringarten et Witherspoon, 1972) ;
- fracture inclinée (Cinco & al, 1975) ;
- fracture à conductivité variable (Cinco & al, 1976).

3.2.2.2. Milieu poreux homogène anisotrope

Dans ce type de schéma, le milieu fissuré est considéré comme un milieu poreux homogène mais anisotrope. Les paramètres déterminés sont donc des paramètres équivalents.

Le schéma d'anisotropie radiale est constitué (figure 1.13a) de deux régions concentriques, homogènes et isotropes, mais de perméabilité différentes (Adams et al, in Bertrand & Gringarten, 1976). La région la plus éloignée du puits, à grande perméabilité, représente les fractures.

Dans le schéma d'anisotropie bi-dimensionnelle (figure 1.13b), la perméabilité maximale représente la perméabilité de la direction principale de fracturation, et la perméabilité minimale, celle de la matrice.



La réponse obtenue comporte trois périodes successives (graphique bilogarithmique):

- une période initiale où le rabattement correspond aux effets locaux (effet de puits, pertes de charge) ;
- une période intermédiaire qui exprime le régime transitoire entre les deux milieux ;
- une période finale traduisant l'effet des limites de l'aquifère.

Un modèle, développé par Papadopoulos en 1963, nécessite l'utilisation de trois piézomètres. La méthode utilisée est celle de Theis, la transmissivité étant remplacée par un tenseur de transmissivité sur le plan horizontal (l'écoulement étant traité de manière bi-dimensionnelle). Une variante utilisant plus de trois piézomètres a été fournie par Thiery en 1980.

3.2.2.2.3. Milieu à double porosité

La notion de milieu à double porosité et les modèles qui en découlent repose sur la théorie développée par Barenblatt & al en 1960. Les auteurs montrent qu'une roche poreuse affectée d'importantes fractures peut être représentée par la superposition de deux milieux poreux avec des pores de tailles différentes.

Le milieu est constitué de blocs de dimensions irrégulières séparés par des fissures. Ces deux éléments ont chacun une perméabilité et une porosité propre, mais la continuité du milieu est respectée. Lors d'un pompage, le comportement particulier se traduit par un rééquilibrage de la pression différentielle entre les fissures et les blocs ce qui induit un déplacement du fluide depuis les blocs vers les fissures qui intervient comme un terme source.

Cette théorie est considérée à l'heure actuelle comme le point de départ de la modélisation mathématique des milieux fissurés.

Warren & Root ont proposé en 1963 un schéma d'interprétation des pompages d'essai basé sur ce concept (figure 1.14). Le modèle proposé correspond aux hypothèses suivantes :

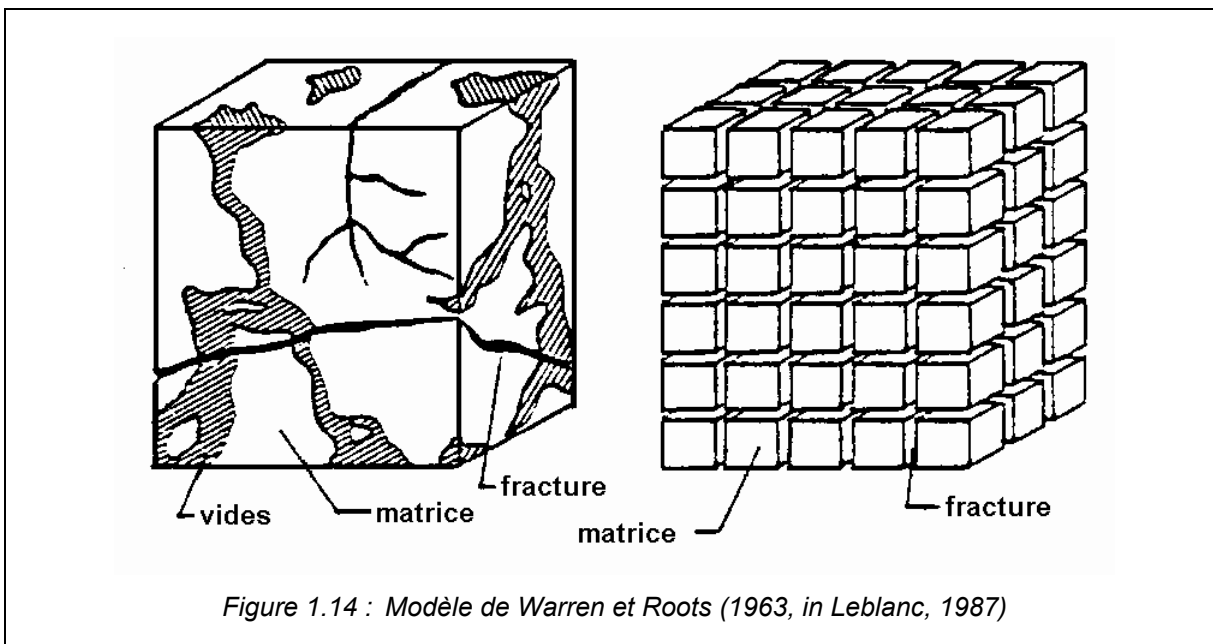
- la matrice (porosité primaire) est un milieu homogène isotrope ;
- la matrice est constituée de blocs parallélépipédiques et rectangulaires identiques entre eux ;
- les fractures constituent un système orthogonal continu selon les trois directions principales de perméabilités ;
- la matrice a une forte capacité d'emmagasinement et une faible transmissivité ;
- l'écoulement entre la matrice et les fissures est pseudo-permanent ;
- l'écoulement radial vers le puits provient uniquement du réseau de fracture.

La solution proposée est caractérisée par deux paramètres :

- un paramètre sans dimension décrivant la capacité d'emmagasinement de la porosité de matrice par rapport à celle du système ;
- un paramètre sans dimension caractérisant l'écoulement entre les deux porosité.

Les auteurs donnent l'expression de la pression en fonction du temps pour un réservoir infini ou non, mais ne donnent la solution pour un essai de pompage uniquement pour un réservoir d'extension infinie. La réponse obtenue (graphique logarithmique) pour un créneau de pompage se présente sous la forme de deux sections de droite reliées par une courbe de raccordement.

Kazemi (1969) propose une schématisation semblable mais de géométrie différente et prenant en compte un régime transitoire entre les deux porosités. Le milieu fissuré est assimilé à un aquifère stratifié composé d'une couche de faible épaisseur, mais de forte conductivité, et d'une couche épaisse à faible conductivité et fort coefficient d'emmagasinement. Le terme source représentant l'écoulement d'interporosité est remplacé par une condition aux limites. Les réponses obtenues ont une forme voisine de celles du modèle de Warren & Root.



Da Swaan (1976) fournit un schéma voisin de celui de Kazemi, mais dans lequel les couches de faible épaisseur sont remplacées par des fissures horizontales. Toutefois, la solution ne permet pas de décrire la courbe de transition entre les deux droites. A partir de ce modèle, Najurieta (1980) développe une solution complétant ce point à partir de quatre paramètres caractéristiques. Boulton & Streltsova (1977) proposent un modèle identique utilisable en écoulement libre et en écoulement captif.

Enfin, Bourdet & Gringarten (1980) ont proposé une solution prenant en compte les effets de puits intervenant fréquemment en début de pompage et l'existence de fortes pertes de charges pour l'écoulement d'interporosité.

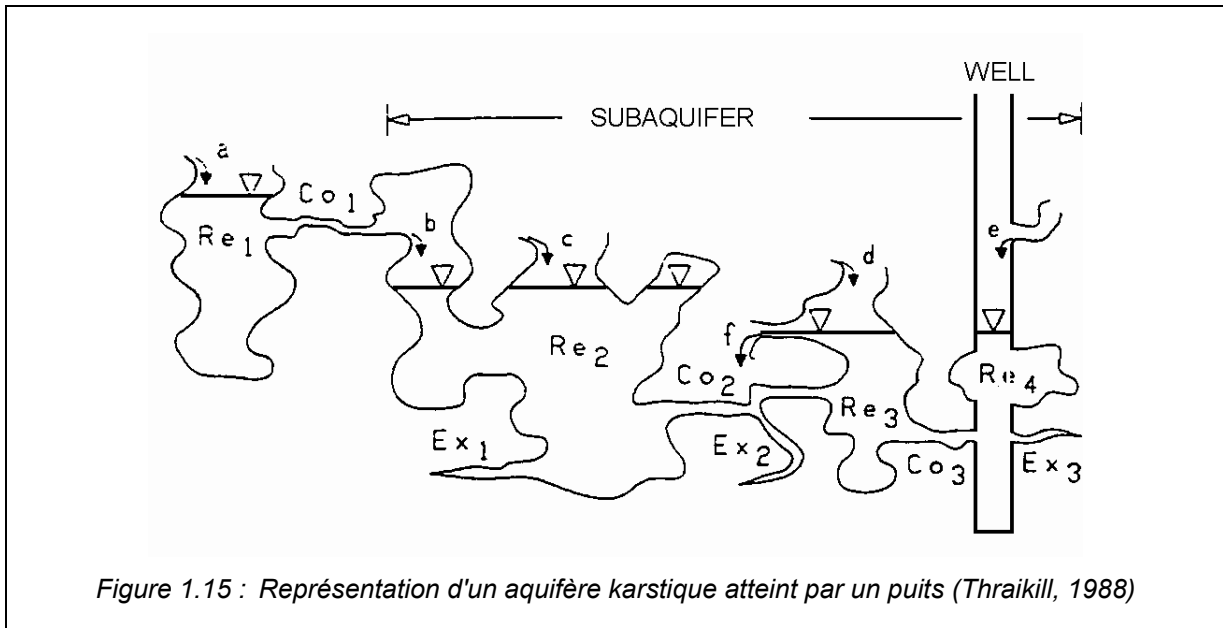
3.2.2.3. Schémas spécifiques au karst.

3.2.2.3.1 Schéma de J. Thraikill (1988).

La méthode d'interprétation repose sur le concept de "shallow conduit flow aquifer" des auteurs anglo-saxons. La représentation en deux dimensions de l'aquifère atteint par le puits est donnée sur la figure 1.15. Le karst est assimilé à un ensemble de réservoirs de forme et de distribution quelconques, reliés par des conduits. Le puits peut recouper un vide, un conduit ou même les deux.

Diverses hypothèses sont formulées :

- le rabattement dans le forage n'est dû qu'à la perte de charge existant entre le forage et le réservoir ;
- les réservoirs, tout comme le puits, peuvent recevoir un débit de recharge ;
- l'écoulement s'effectue à surface libre ;
- le fluide et le squelette solide sont incompressibles ;
- l'extension de la partie de l'aquifère influencée par le pompage est limitée par la présence de seuils hydrauliques.

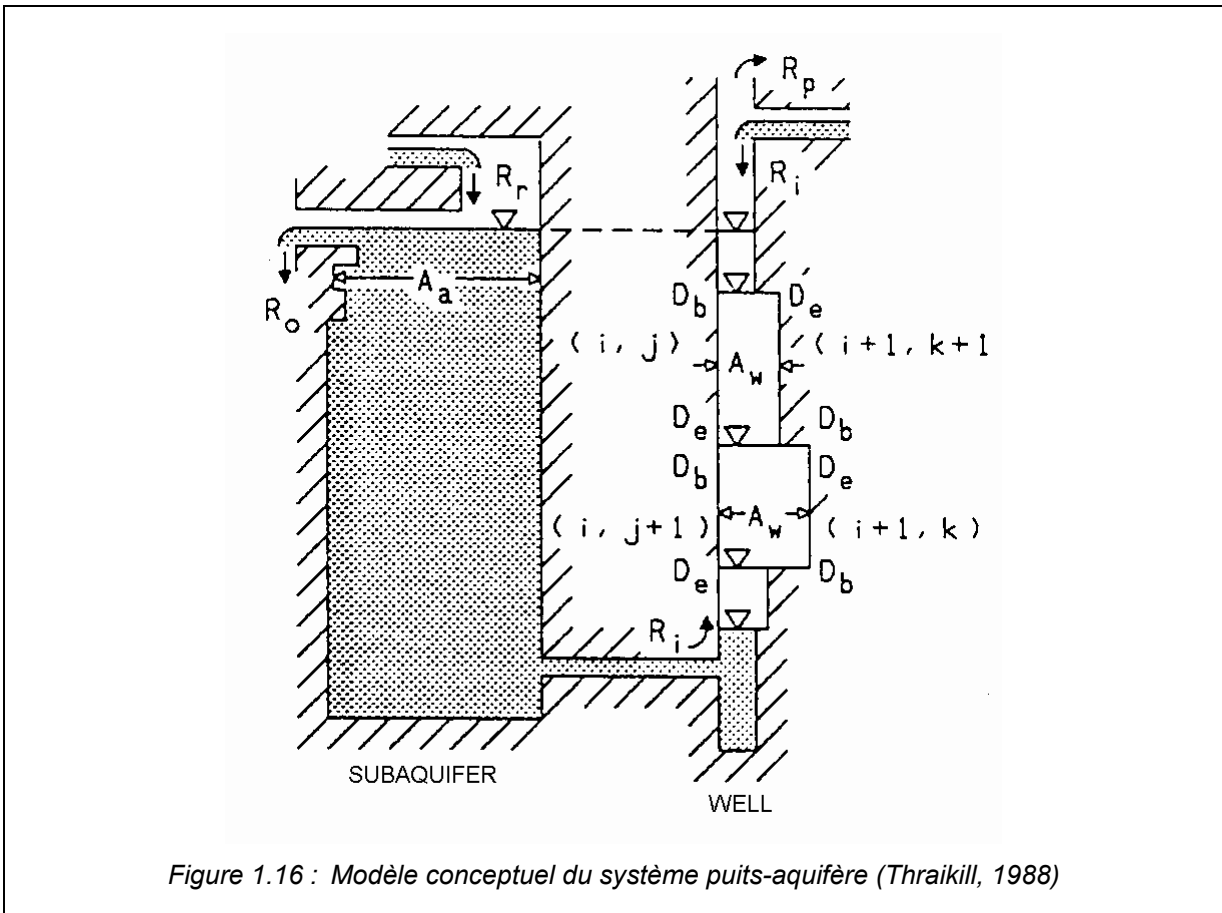


L'interprétation proposée (Drawdown Interval Analysis) est basée sur la technique de pompage par paliers non enchaînés et s'appuie sur un modèle conceptuel constitué d'un réservoir connecté au puits (figure 1.16).

L'interprétation consiste à mesurer le débit moyen de réalimentation au cours d'un palier de pompage en comparant les vitesses moyennes de descente et de remontée de chaque palier. Si un seul palier est réalisé, le pompage est divisé arbitrairement en périodes de temps successives, correspondant à autant de paliers enchaînés mais à même débit.

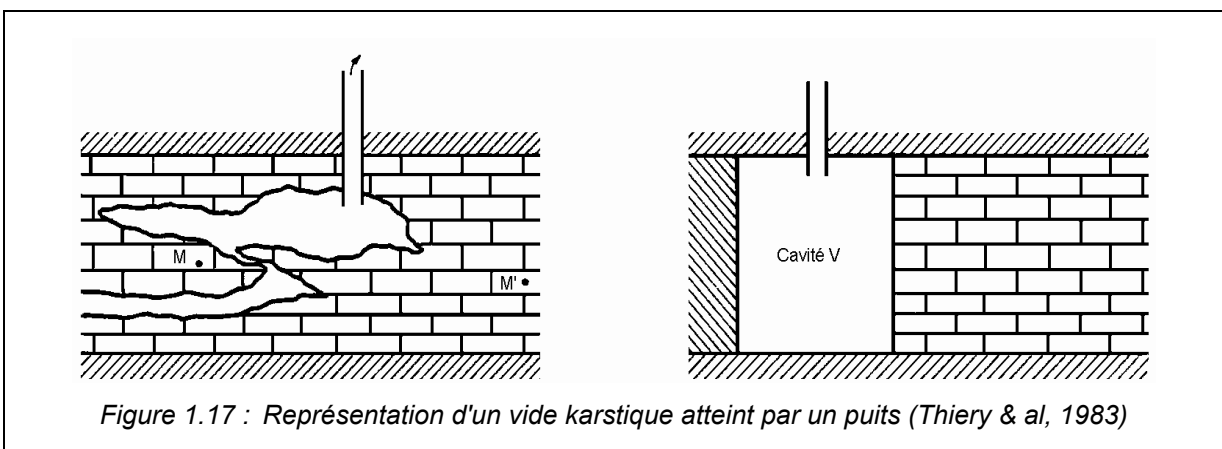
L'auteur donne deux solutions différentes :

- une solution où la charge dans le réservoir reste constante au cours des différents paliers de débit, le pompage ne produisant donc aucun rabattement au sein de l'aquifère. Dans ce cas l'interprétation permet de déterminer pour chaque palier :
 - le débit d'alimentation du forage ;
 - la section moyenne du forage ;
 - les paramètres C et n correspondant à une loi d'écoulement de la forme :
$$Q = CH^n \quad \text{avec } 0 \leq n \leq 1 .$$
- une solution où le pompage induit un rabattement dans le réservoir (dont la valeur doit être mesurée). Dans ce cas deux paramètres supplémentaires sont utilisés :
 - la section moyenne du réservoir pour chaque palier ;
 - le débit d'alimentation du réservoir.



3.2.2.3.2 Schéma de Thiery, Vandenbeush & Vaubourg (1983)

Un modèle d'interprétation de pompage dans un cavité karstique a été proposé par Thiery & al en 1983. La représentation retenue par les auteurs considère un vide karstique de forme quelconque auquel est juxtaposé un milieu possédant une porosité de matrice (figure 1.17).



L'aquifère karstique, un objet hydrogéologique traditionnel ?

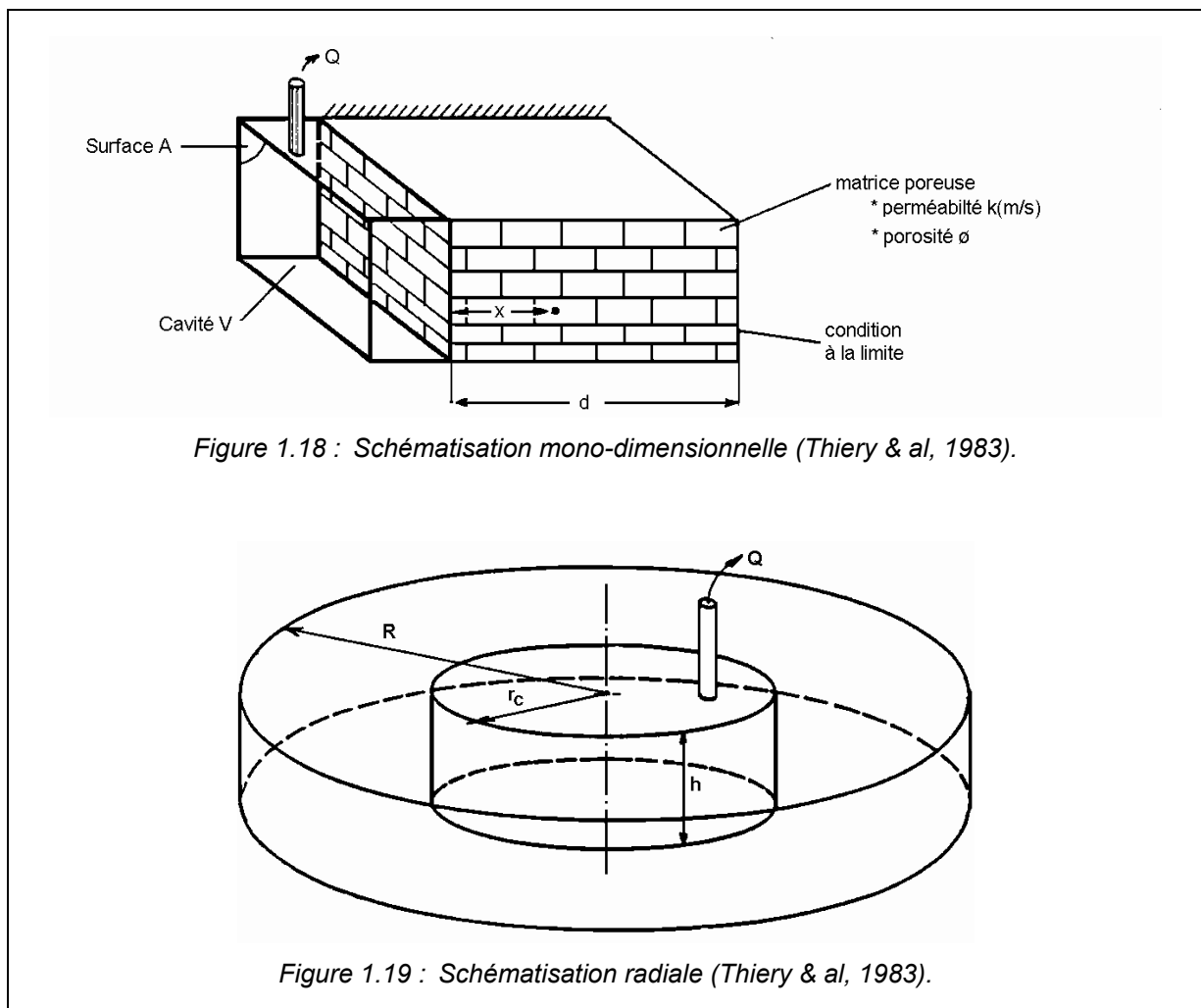
Dans les vides karstiques sans pertes de charge, le rabattement est identique à celui observé dans le puits de pompage (diminué de celui des éventuels effets de puits). Dans la matrice, l'évolution de la pression est fonction :

- de la position du point d'observation par rapport à la cavité ;
- de la position du point d'observation par rapport au puits de pompage.

Le système est considéré comme captif et lors de la mise en production, le débit extrait est fourni :

- par la décompression de l'eau au niveau de la cavité ;
- par un afflux d'eau de la matrice vers la cavité, provoqué par l'onde de pression induite par la dépression dans la cavité à partir de la surface latérale A.

La résolution des équations déterminant la réponse s'appuie sur deux schématisations différentes : une schématisation mono-dimensionnelle et une schématisation radiale (figure 1.18 et 1.19)



Dans les deux cas, la méthode est une méthode récurrente consistant à calculer pour chaque pas de temps la pression au point d'observation. Seule diffère l'expression analytique du volume de la cavité et les fonctions utilisées pour calculer la valeur du flux fourni par la matrice :

- fonction d'erreur standard dans le schéma monodimensionnel

- fonction tabulée $G(\tau)$ (fonction exprimant le débit d'un forage jaillissant dans une nappe captive à épontes étanches) pour le schéma radial.

Les auteurs fournissent en outre une solution prenant en compte l'effet de conditions aux limites du milieu poreux (flux nul, potentiel imposé) par la méthodes des images.

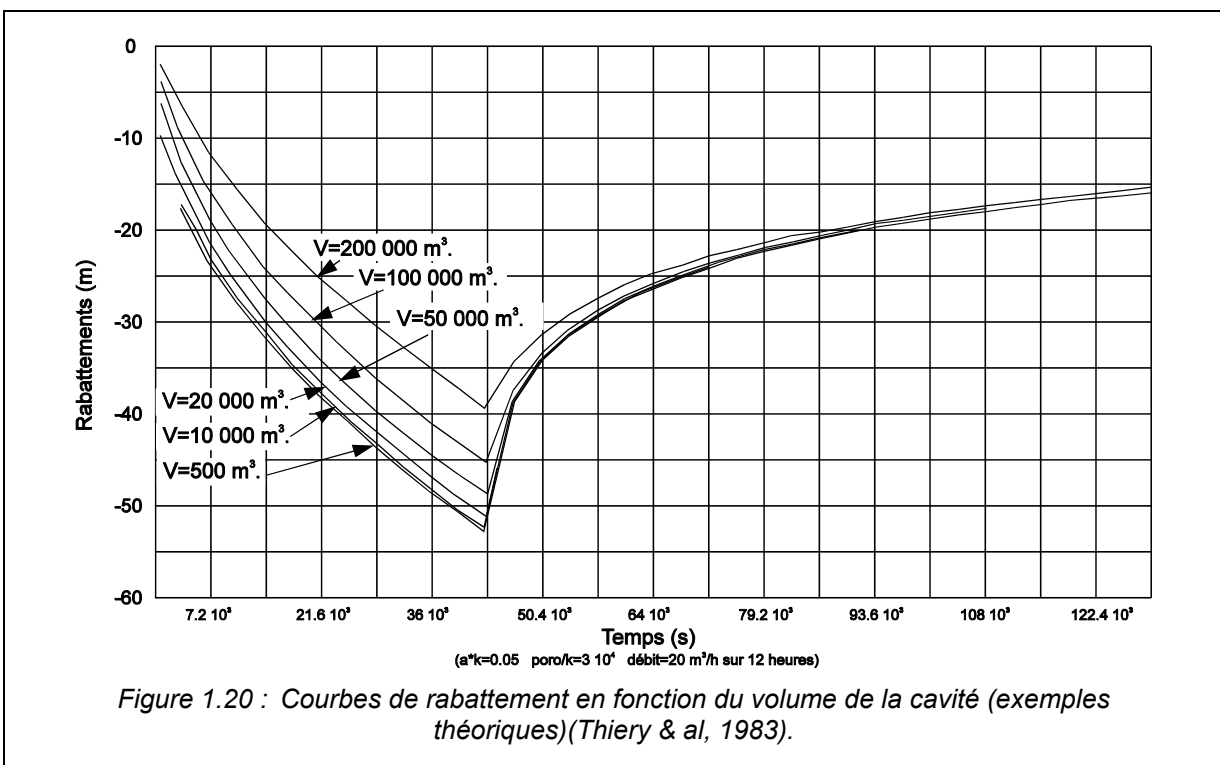
Les paramètres pris en compte sont :

- schéma monodimensionnel : volume et surface latérale équivalente de la cavité, perméabilité et emmagasinement de la matrice, et éventuellement distance à la limite ;
- schéma radial : volume et rayon équivalent de la cavité, perméabilité et emmagasinement de la matrice et, éventuellement rayon à la limite

A titre indicatif, les auteurs fournissent une simulation théorique à partir du schéma monodimensionnel, et avec les éléments suivants :

- perméabilité de la matrice $K = 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$;
- porosité de la matrice $\phi = 3\%$;
- surface latérale équivalente $A = 50000 \text{ m}^2$;
- limite à flux nul à une distance $d = 5000 \text{ m}$;
- débit et durée de pompage : $Q = 20 \text{ m}^3.\text{h}$ et $D = 12 \text{ h}$;

La figure 1.20 présente les résultats obtenus pour différentes valeurs du volume de la cavité.



En conclusion, les auteurs soulignent que de telles schématisations impliquent de nombreuses simplifications qui ne peuvent être validées que par la connaissance du contexte hydrogéologique et géologique. Il ne peut donc s'agir d'un schéma général.

Il faut toutefois remarquer que les solutions proposées dans le cas du schéma monodimensionnel diffèrent peu de celles fournies par Carslaw & Jaeger (in Marsily G. de, 1981) pour des nappes semi-captives semi-infinies ou finies, et alimentées par une rivière subissant une variation brusque de charge. La différence tient à la prise en compte de la compressibilité de l'eau dans la cavité karstique.

3.2.2.4. Le problème de l'équivalence source-puits.

L'exutoire d'un système karstique est un endroit privilégié pour effectuer des tests de pompage. C'est donc très logiquement que l'on a tenté de qualifier ou quantifier les caractéristiques de l'aquifère à partir de la réponse obtenue. Cependant, les essais de pompage sur les sources posent un problème d'interprétation.

Il n'existe pas de schéma d'interprétation spécifique et toutes les interprétations sont basées sur l'équivalence source-puits. Une étude approfondie a été donnée par Forkasiewicz et Margat (1976), précisant notamment la validité de ce type d'approche dans le cas des sources karstiques.

Les auteurs montrent qu'une source est assimilable à un puits, généralement incomplet, dans lequel un pompage à débit variable impose un rabattement constant. Lorsque la source se situe sur une limite étanche, la source doit être assimilée à un demi-puits, c'est-à-dire un puits coïncidant avec son image, où est prélevé un débit égal. L'interprétation peut alors être menée comme pour un puits incomplet en nappe captive à partir du schéma de Theis, et en tenant compte de l'effet de capacité.

Les auteurs montrent que les conditions de validité d'une telle interprétation sont :

- l'aquifère dont la source est l'exutoire doit être assimilable à un monocouche ;
- la "couche" aquifère doit répondre aux conditions simplificatrices admises par le schéma interprétatif de Theis ;
- l'effet de capacité ne doit pas être trop important pour rendre la durée des essais réaliste ;
- le régime naturel du système doit être permanent (étiage) de l'état initial à l'état final.

3.2.2.5. DISCUSSION.

Avant toute chose, il faut rappeler à la suite de Mangin (1975) que, si l'interprétation d'essais à l'aide de certains schémas permet d'ajuster parfois les réponses obtenues, il ne s'agit pas là d'une preuve de leur capacité à représenter les caractéristiques de l'aquifère karstique. Cela signifie simplement que le milieu étudié et le schéma utilisé possèdent des propriétés communes, mais pas obligatoirement que le schéma est représentatif du milieu. En ce sens, nous ne pouvons souscrire à la démarche de Gouin (1987) qui cherche à caractériser le milieu étudié en fonction du modèle auquel correspond la réponse d'un pompage.

Le premier problème posé par la technique des essais de pompage tient à son caractère ponctuel. Par définition, les paramètres déterminés lors d'un essai de pompage ne peuvent rendre compte de caractéristiques générales de l'aquifère que si les hypothèses d'homogénéité du milieu sont vérifiées et si l'on admet que la variation spatiale des paramètres est faible. Or, dans le cas du milieu karstique, il existe une organisation des vides plus ou moins poussée en fonction du degré d'évolution du système, et le milieu ne peut pas être considéré comme homogène.

En conséquence, le problème de la validité des schémas interprétatifs se pose en fonction de :

- l'existence (type 2 et 3) ou non (type 1) d'une structure de drainage organisée ;

- lorsqu'elle existe, de la position du point de pompage par rapport à cette structure de drainage, celui-ci pouvant être sur :
 - un SAD ;
 - le drain ou son extrémité, la source ;
 - hors de la structure de drainage ;

- 1 - Dans le cas des systèmes du type 1, les schémas de pompages utilisés pour le milieu fissuré et le schéma de Theis - s'il est admissible au titre de schéma équivalent - sont donc utilisables car il n'y a pas d'organisation des écoulements. C'est l'approche retenue par Tripet (1984) qui teste les modèles de Theis de Gringarten sur un aquifère qui paraît être de ce type et montre que la méthode de Gringarten donne les meilleurs résultats.
- 2 - Dans le cas des systèmes du type 2 et 3, et pour les pompages réalisés sur des forages implantés hors de la structure de drainage, aucune étude particulière ne permet de conclure. Il est toutefois probable que là aussi les modèles du milieu fissuré sont utilisables, la structure karstique intervenant alors comme une condition aux limites alimentée ou non selon le degré de colmatage du karst noyé.
- 3 - Dans le cas des systèmes de type 2 et des points de pompages positionnés sur la structure karstique, l'utilisation du schéma de Theis est limitée car il implique de nombreuses hypothèses (milieu homogène, épaisseur constante,...) qui ne correspondent pas avec la réalité de l'aquifère karstique. Par voie de conséquence, les essais sur les sources ne peuvent être interprétés par une équivalence source-puits basée sur ce type de modèle, les hypothèses nécessaires n'étant pas admissibles.

Il en va de même pour le schéma proposé par Thraikill (1988), qui bien que considérant des vides de grandes tailles, assimile l'aquifère karstique à un simple réservoir et ne tient compte ni de l'organisation du milieu ni de la dynamique des écoulements.

Plus intéressants sont les schémas basés sur la notion de double porosité et le schéma de Thiery & al (1983). Ils traduisent tous un double comportement dans la réponse de l'aquifère, qui est expliqué par la présence de deux milieux de capacité et transmissivité différentes. Il s'agit respectivement soit du couple fracture-milieu poreux, soit de deux milieux poreux de porosité différentes, soit encore un vide et un milieu poreux. L'intérêt de ces modèles est de dissocier une fonction capacitive (la fracture, le milieu le plus poreux ou le vide) et une fonction transmissive (toujours représentée par un milieu poreux).

L'application de ce schéma est séduisante dans la mesure où l'on a longtemps considéré que le milieu karstique pouvait être représenté par un milieu fissuré alimenté par un réseau de fracture. Or si cette représentation est acceptable pour les systèmes du type 1, elle ne l'est pas pour les systèmes du type 2 pour lesquels l'établissement d'une structure de drainage isole le réseau fissural par colmatage. Aussi, s'il existe bien une dissociation des fonctions capacitives et transmissives dans le karst noyé, elle est due à la présence de deux types de vide, les SAD et le drain et non pas à la sollicitation d'un réseau fissural.

Dès lors, l'utilisation d'un milieu poreux et des lois analytiques attachées à sa définition pour décrire la fonction capacitive et son comportement n'est pas correcte. Cette représentation ne peut pas non plus être retenue comme un schéma équivalent car elle ne peut rendre compte de certains comportements particuliers liés à cette dissociation :

- détournements locaux des écoulements ;
- déconnexions des SAD.

C'est ainsi que l'apparition d'un régime transitoire lors d'un pompage dans un SAD ne traduit pas obligatoirement la propagation d'une onde de pression dans une matrice poreuse, et on peut l'expliquer par le détournement progressif des écoulements du drain en fonction d'une condition de charge.

Aussi, pour les systèmes du type 2 pour lesquels le pompage affecte directement la structure karstique, aucun des schémas décrits auparavant n'est satisfaisant, ni au titre de modèle descriptif, ni au titre de modèle équivalent II en va de même pour l'équivalence source-puits pour laquelle les hypothèses nécessaires concernant la géométrie du milieu ne sont pas respectées.

- Dans le cas des systèmes du type 3, et notamment dans le cas des systèmes captifs situés dans les bassins sédimentaires, la position du point de pompage sur la structure de drainage importe moins car la structure n'est plus fonctionnelle. Il n'en demeure pas moins que les lois d'écoulement linéaires utilisées dans les différents schémas ne permettent pas de rendre compte des pertes de charge singulières qui apparaissent autour du puits (Mangin, 1975).

Certaines expériences réalisées sur des forages atteignant des aquifères de ce type (Crochet, communication personnelle) montre toutefois qu'il est possible dans certains cas d'ajuster des essais de pompage en utilisant le schéma de Theis mais avec des valeurs de coefficient d'emmagasinement aberrantes (supérieures à 2000) et des limites étanches très proches. Les courbes obtenues présentent une grande similitude avec celles données par le modèle de Thiery & al.

Il semble donc que ce modèle permette de caractériser certains comportements observés. Mais ceci n'est pas un cas général car il existe de nombreux contre-exemples. Il faut cependant garder à l'esprit que les paramètres déterminés ne peuvent être considérés comme des paramètres équivalents, et que toute prévision d'exploitation présente un risque d'erreur important.

3.3. VALIDITE DES SCHEMAS INTERPRETATIFS DE TRAÇAGES.

3.3.1.1. Concept.

Le principe du traçage consiste à associer aux molécules d'eau une substance permettant de suivre leurs mouvements. L'information que l'on retire de l'écoulement du traceur est utilisée pour caractériser celui des molécules d'eau (figure 1.21).

Généralement on considère que la relation existant entre l'information fournie par le traceur et celle désirée sur l'écoulement doit répondre aux trois conditions suivantes qui définissent un bon traceur (Nir, 1975 in I.A.E.A 1990) :

- le traceur et les molécules d'eau doivent avoir les mêmes propriétés physiques et chimiques (viscosité, densité) ;
- les variations de concentration du traceur ne doivent pas affecter les propriétés des molécules d'eau ;
- les variations en concentration du traceur doivent être mesurables.

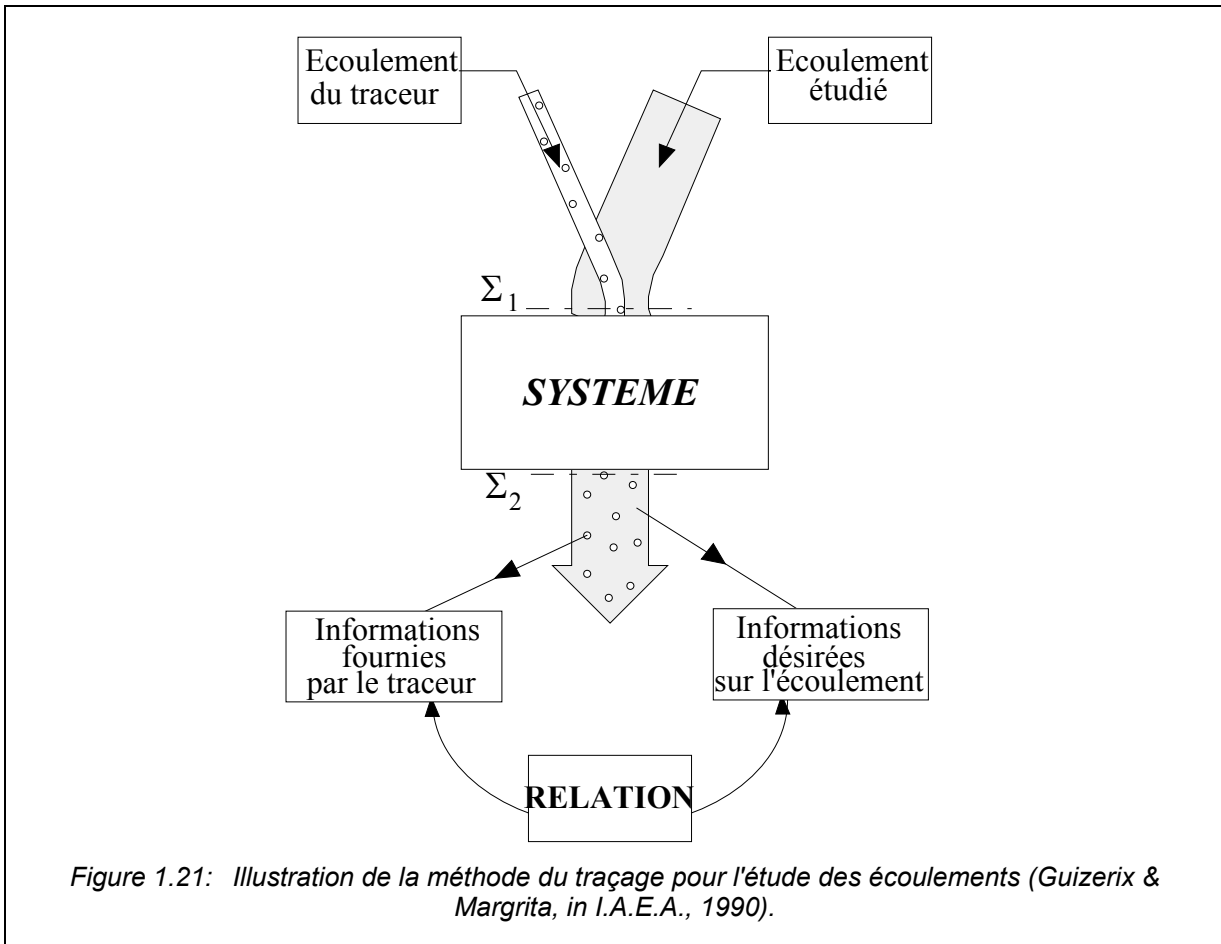


Figure 1.21: Illustration de la méthode du traçage pour l'étude des écoulements (Guizerix & Margrita, in I.A.E.A., 1990).

3.3.1.6. Principaux schémas analytiques.

Les traçages sont couramment utilisés pour étudier les phénomènes physiques intervenant sur le transport dans différents milieux aquifères.

Les différents phénomènes intervenant sont (Marsily De, 1981) :

- la convection qui correspond à l'entraînement par le mouvement du fluide des éléments en solution ;
- la dispersion hydrodynamique qui comprend :
 - la diffusion moléculaire qui résulte de l'agitation moléculaire et traduit les rééquilibrages de concentration entre les différentes parties d'un fluide en fonction des gradients de concentrations. Elle est généralement décrite à partir d'une loi phénoménologique, la loi de Fick.
 - la dispersion cinématique qui est due à l'hétérogénéité des vitesses d'écoulement. On distingue la dispersivité longitudinale et transversale. Le nombre de Peclet, qui est fonction de la distance, de la vitesse moyenne d'écoulement et de la dispersivité (latérale ou longitudinale) sert à caractériser ces phénomènes de dispersion.

Pour quantifier ces phénomènes, et donc expliciter la relation existant entre l'écoulement et le déplacement du traceur, divers modèles mathématiques sont proposés pour les écoulements en régime stationnaire:

- le modèle piston ou convection : l'écoulement s'effectue en tranches parallèles qui n'effectuent pas d'échanges entre elles. La réponse impulsionnelle est un signal de Dirac :

$$h(t) = \delta(t - \bar{t})$$

- le modèle mélangeur parfait dans lequel le fluide se mélange instantanément et uniformément dans tout le volume du système. La réponse impulsionnelle est une exponentielle décroissante :

$$h(t) = \frac{1}{\bar{t}} e^{-t/\bar{t}}$$

- le modèle à n mélangeurs parfaits en série constitué de n modèles mélangeurs de volumes et débits différents. La réponse impulsionnelle est :

$$h(t) = \left(\frac{n}{\bar{t}}\right)^n \frac{t^{n-1} e^{-nt/\bar{t}}}{(n-1)!}$$

Lorsque le nombre de mélangeurs est supérieur à 100, le modèle produit une réponse identique à celle du modèle piston.

- le modèle piston-dispersion ou convection-dispersion. Il s'agit d'un modèle piston auquel se surimpose une dispersion hydrodynamique. C'est le modèle le plus couramment utilisé dans les milieux poreux et fissurés. Diverses solutions analytiques ont été proposées pour ces milieux et pour différents schémas hydrauliques (écoulement monodimensionnel uniforme suivant un ou deux trajets, bidimensionnel uniforme, radial-convergent)(Sauty & Kinzelbach, 1987, 1989) ou pour des écoulements de surface (Jamier, 1976, in Burger, 1983). La réponse impulsionnelle est de la forme :

$$h(t) = \frac{1}{2} \frac{L}{\sqrt{\pi D t^3}} e^{-\frac{(L-ut)^2}{4Dt}}$$

- les modèles piston ou piston-dispersion avec échange avec de l'eau immobile dans lequel le flux échange de la matière avec une zone d'eau stagnante par diffusion (Sheppard, 1962 et Villiermaux 1969 in I.A.E.A. 1990). La forme mathématique est complexe et difficilement ajustable aux données expérimentales (Margrita, in I.A.E.A., 1990).
- signalons encore des modèles mathématiques généraux permettant à partir d'une formulation statistique de prendre en compte tous les types de mélange possibles à partir des modèles pistons et mélangeurs (Amin & Campane, 1992).

3.3.2. DISCUSSION.

Dans le cas des systèmes du type 1, les techniques d'interprétation en milieu fissuré peuvent être utilisées. Nous ne reviendrons pas sur les conditions d'applications, largement décrites par ailleurs (voir notamment Sauty & Kinzelbach, 1987; Meus, 1993)

Dans le cas des systèmes des types 2, l'utilisation des techniques de traçage qualitatives et leur interprétation posent certains problèmes liés à la nature des phénomènes de transport. Il paraît en effet difficile de résumer le transport aux simples phénomènes de convection, dispersion et diffusion.

En premier lieu, il est évident que ces mécanismes interviennent tous à un certain degré, mais aussi qu'ils sont influencés par la nature des vides karstiques. Ceux-ci imposent par la présence d'obstacles, d'aspérités, de diffuence ou de convergence d'écoulements, des phénomènes locaux modifiant les paramètres dispersifs et convectifs. En outre il faut prendre en compte les éventuelles dilutions intervenant lors de mélange de fluides comme cela peut se produire lors du traçage d'un drain alimenté par un SAD. De même il existe probablement des échanges par diffusion avec des "zones d'eaux mortes", ainsi que des piégeages de traceur notamment au cours de l'étiage. L'ensemble de ces phénomènes explique que le transport en milieu karstique est un phénomène complexe peu compatible avec une étude par modèles simples.

Les travaux de Meus (1993) mettent en évidence cette complexité en montrant la mauvaise restitution par les modèles analytiques des longues traînes observées lors des traçages dans le karst et qui constituent pourtant une information réelle. En outre l'auteur constate que les valeurs de dispersivité calculées à l'aide des modèles sont généralement très élevées (plusieurs centaines de mètres), ce qui correspond à l'intégration des phénomènes locaux dans les phénomènes purement dispersifs.

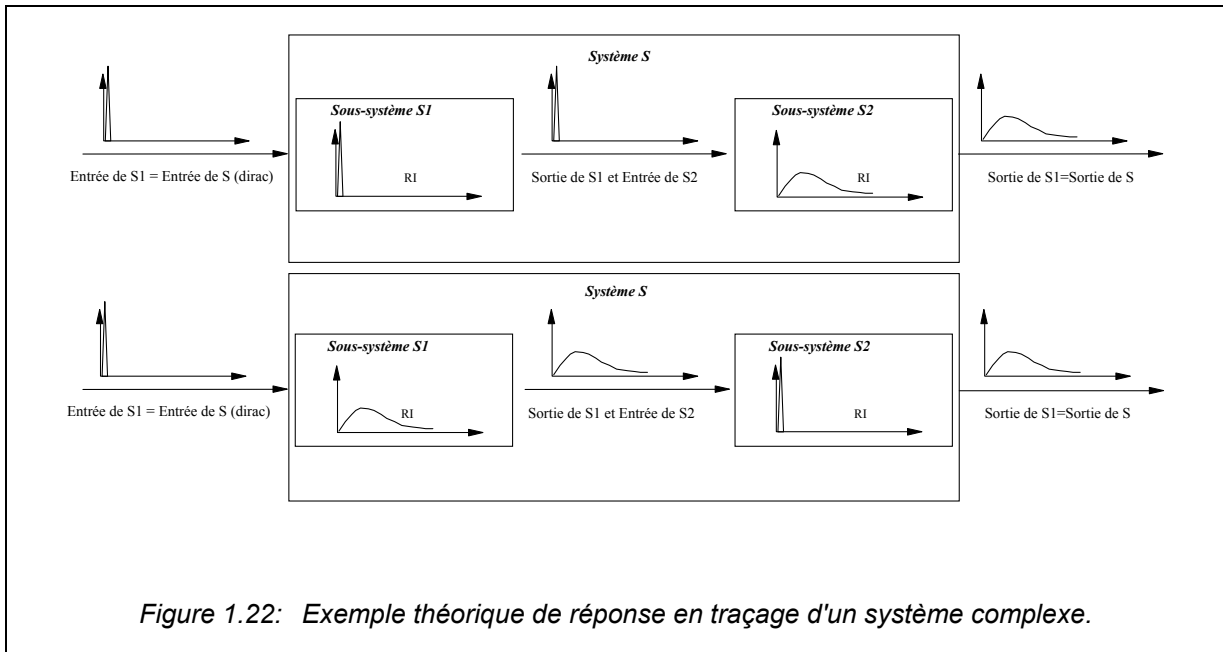
Les modèles analytiques décrits au paragraphe précédent fournissent des paramètres moyens mesurés sur l'ensemble de la partie du milieu parcouru par le traceur. Ainsi, la dispersivité mesurée lors d'un traçage en milieu poreux correspond à la dispersivité moyenne du milieu. Ceci est possible en milieu poreux et fissuré car il existe une homogénéité spatiale autorisant le calcul de valeurs moyennes.

Dans le cas du karst, une telle approche n'est pas rigoureuse car la structure du milieu dissocie les fonctions transmissives (le drain) et capacitives (SAD). Or, en raison de l'hétérogénéité des vitesses d'écoulement, le comportement de ces deux éléments pourra être très différent. On imagine aisément que dans les drains, la nature tubulaire et les hautes vitesses privilégient les phénomènes dispersifs. Dans le cas des SAD, les vitesses d'écoulement sont faibles, et les phénomènes convectifs et diffusifs prennent une importance accrue sur la propagation du traceur.

Il apparaît donc aberrant de caractériser ces deux phénomènes par une seule et même grandeur moyenne. La figure 1.22 illustre théoriquement ce problème. Elle montre la réponse obtenue lors du traçage d'un système composé de deux sous-systèmes disposés en série, et dont un des sous-système est caractérisé par une réponse impulsionnelle assimilable à un Dirac ne modifiant pas la fonction d'entrée. Il est évident que l'information obtenue à la sortie du système et les paramètres moyens que l'on pourrait utiliser pour la caractériser ne sont représentatifs que d'une partie du système, et ceci quelle que soit la position des sous-systèmes.

De plus, l'approche théorique du traçage montre la nécessité de réaliser les traçages avec un régime d'écoulement stationnaire, ou au moins pseudo-stationnaire. Le problème posé ici est donc, premièrement, de savoir quelle va être la relation existant entre deux réponses d'un même système obtenues pour des régimes pseudo-stationnaires différents et, deuxièmement, d'évaluer les conséquences d'une variation de régime au cours d'une expérience de traçage.

Concernant le premier point la relation liant les réponses d'un système obtenues pour des régimes pseudo-stationnaires différents a été étudiée de manière théorique notamment par Niemi (1977), Zuber (1986), Lewis et Nir (1978), de manière géométrique par Guizerix (1988) et par rapport au milieu karstique par Dzikowski (1992).

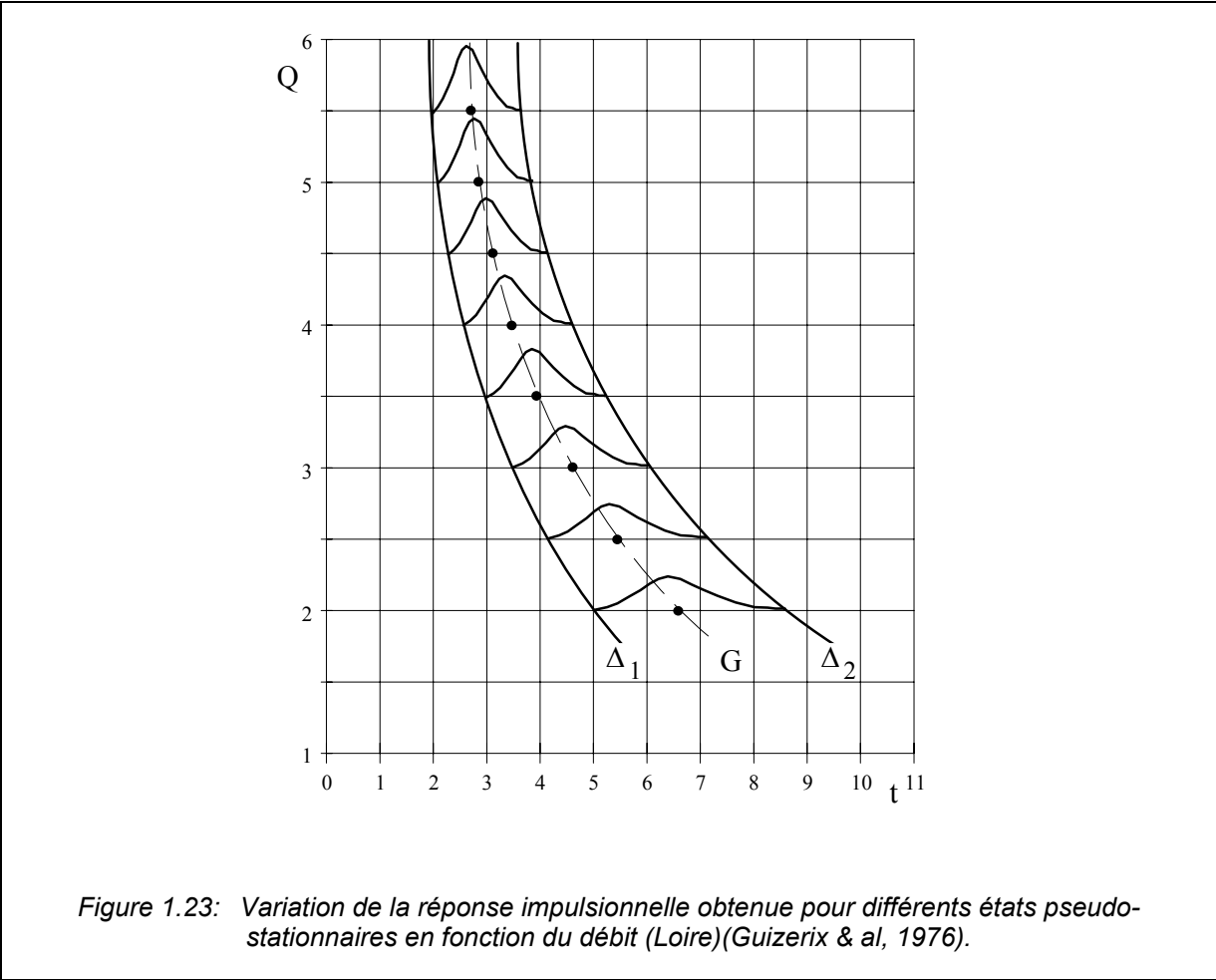


Les méthodes proposées reposent sur des changements de variable consistant à rendre la réponse indépendante du débit à partir de la mesure du volume de Allen (cf. annexe). Guizerix (1988) montre que ces méthodes correspondent à une succession de transformations géométriques simples, les réponses obtenues pour différents débits correspondant à une seule réponse exprimée dans un espace adimensionnel (figure 1.23). Les méthodes proposées issues des travaux du génie chimique supposent différentes conditions résumées dans le tableau 1.4 :

Méthode	Conditions
Réponse à différents régimes pseudo-stationnaires et volume constant	la répartition relative des vitesses à l'intérieur du système est constante
Réponse à différents régimes pseudo-stationnaires et à différents volumes constants	
Réponse en régime variable et volume constant	
Réponse en régime variable et volume variable	connaissance de la variation de volume par une mesure indirecte

Tableau 1.4 : Conditions d'application théoriques des méthodes de transformation de la réponse à un traçage (d'après Guizerix, 1988).

Ces différentes conditions sont difficilement satisfaites dans le cas d'un aquifère karstique qui est un système non-stationnaire. Lors des variations de régimes, les vitesses d'écoulement varient fortement ainsi que leur répartition relative (utilisation de cheminements différents) et même leur sens (inversion des écoulements entre systèmes annexes et drain). De plus, il n'existe pas de méthode indirecte de mesure du volume de la partie du système intéressée par le traçage, la seule mesure possible étant issue des traçages eux-mêmes (volume de Allen).



Il semble toutefois que la non-stationnarité s'exprime par seuil et dans ces conditions, les modèles du type de celui proposé par Dzikowski (1993) transformant les réponses pour des valeurs de débits différentes paraissent applicables. Divers éléments étayent cette hypothèse :

- des traçages réalisés entre les mêmes points d'injection et de restitution et pour des régimes pseudo-permanents faiblement différents fournissent des réponses identiques (Mangin, communication personnelle) ;
- les résultats des analyses corrélatoire et spectrale réalisées sur le Baget (Mangin, 1981b).
- les travaux de Dzikowski réalisés sur le système karstique de l'Ouyse (1992).

Cependant, cette évolution par seuil ne concerne que des valeurs de débits proches, l'état hydrodynamique et la répartition relative des vitesses variant peu. En aucun cas, elle ne paraît applicable entre des réponses de traçage en crue et en étiage.

Concernant la variation des conditions hydrodynamiques au cours d'une expérience de traçage, il faut prendre en compte le fait que la réponse impulsionnelle en traceur varie avec le temps. Il n'existe pas dans la littérature de véritable étude de ce problème. Il semble cependant que cette variation entraîne l'apparition de phénomènes de non-linéarité qui sont à l'origine des restitutions à plusieurs "pics" ("restitutions par bouffées").

L'ensemble de ces considérations montre que l'utilisation des résultats d'un traçage pour des prévisions de propagation de polluant présente un risque certain, les caractéristiques de la partie du système tracé

pouvant varier considérablement. Il importe donc de considérer les résultats d'un traçage comme uniquement représentatifs du transport pour une partie du système et pour un régime donné.

Pour les systèmes du type 3, le manque de représentativité des modèles analytiques est identique à celui du type 2, puisque la structure de milieu est organisée. Toutefois, les phénomènes liés au fonctionnement (dissociation des fonctions capacitatives et transmissives, hétérogénéité des vitesses, piégeage, dilutions) n'apparaissent plus car la structure n'est pas fonctionnelle. Le traceur ne traduira donc que les caractéristiques liées à la structure du milieu : vides de grande taille, cheminement imposé. De même, l'effet d'une variation des conditions hydrodynamiques sera moindre car la dynamique de ces systèmes est beaucoup plus lente.

C'est d'ailleurs la principale propriété utilisée pour différencier les systèmes des types 1 et 2 qui, si ils possèdent des comportements hydrodynamiques voisins, diffèrent généralement par leurs réponses à un traçage (cf. deuxième partie).

3.3.2.3. Conclusion.

Si l'information recherchée par une opération de traçage est relative à la connaissance de la structure karstique, l'emploi des schémas analytiques classiques est limité au type 1. Dans les autres cas, la structure des vides et le fonctionnement particulier de l'aquifère karstique ne sont pas assimilables à des modèles simples.

Il n'en va pas de même lorsque l'on s'intéresse à la prévision de la propagation de polluants où les informations recherchées sont principalement les valeurs de concentration et de temps de transit. Dans ce cas, les paramètres déterminés par les modèles seront considérés comme des paramètres de calage sans sens réel.

C'est l'approche utilisée par Beaudoin & al (1989) qui utilisent les résultats de traçages réalisés en hautes et basses eaux pour prédire la propagation de substances polluantes. Il ne faut cependant pas perdre de vue les risques présentés par une telle approche qui néglige les conditions de linéarité et stationnarité imposées par la technique du traçage.

3.4. MODELISATION.

Au cours des vingt cinq dernières années, différents types de modèles ont été employés pour tenter de simuler le comportement des aquifères karstiques, avec plus ou moins de succès. Il existe dans la littérature peu de revues exhaustives de ces modèles. A notre connaissance, seul Padilla-Benitez a tenté cet exercice en 1990. Outre le passage en revue des types de modèle, l'intérêt de ce travail réside dans le fait que l'auteur compare les résultats obtenus par chaque méthode pour trois mêmes aquifères karstiques, par ailleurs très bien décrits.

C'est donc à partir de ce travail et des exemples d'application disponibles dans la littérature que nous aborderons le problème de l'emploi des techniques de modélisation.

Nous n'aborderons pas ici le cas de l'analyse du tarissement à partir du modèle de Maillet qui procède d'une démarche différente, problème qui sera abordé ultérieurement dans la deuxième partie de ce travail.

3.4.1. PRINCIPAUX TYPES DE MODELES.

3.4.1.1. La déconvolution.

Dans ce type de démarche, on cherche à déterminer par déconvolution l'hydrogramme unitaire du système, assimilable à une réponse impulsionnelle. La réponse obtenue est soit relative à l'ensemble du système si l'on utilise la pluie brute, soit relative à une partie seulement si l'on utilise les pluies efficaces.

Différents essais ont été menés sur les aquifères karstiques. Mangin & De Marsily ont appliqué cette méthode en 1971 sur le système du Baget.

Le pas de temps utilisé est de 4 heures. L'hydrogramme unitaire est calculé sur une période de 24 jours en utilisant les pluies brutes (figure 1.24) et présente deux bossages successifs qui, tout d'abord interprétés comme l'existence d'un double comportement, ont par la suite été attribués à la non-linéarité du système (Mangin, 1981b).

La reconstitution sur une période de 36 jours est peu satisfaisante (figure 1.25). Les auteurs expliquent ce résultat par le fait que les plages de débits sont très différentes entre la période de calcul et la période de reconstitution, que l'on utilise la pluie brute et que la longueur de l'hydrogramme unitaire est trop courte (10 jours).

Mangin (1982) signale des résultats semblables obtenus par De Marsily (1978) sur la source du Toulon.

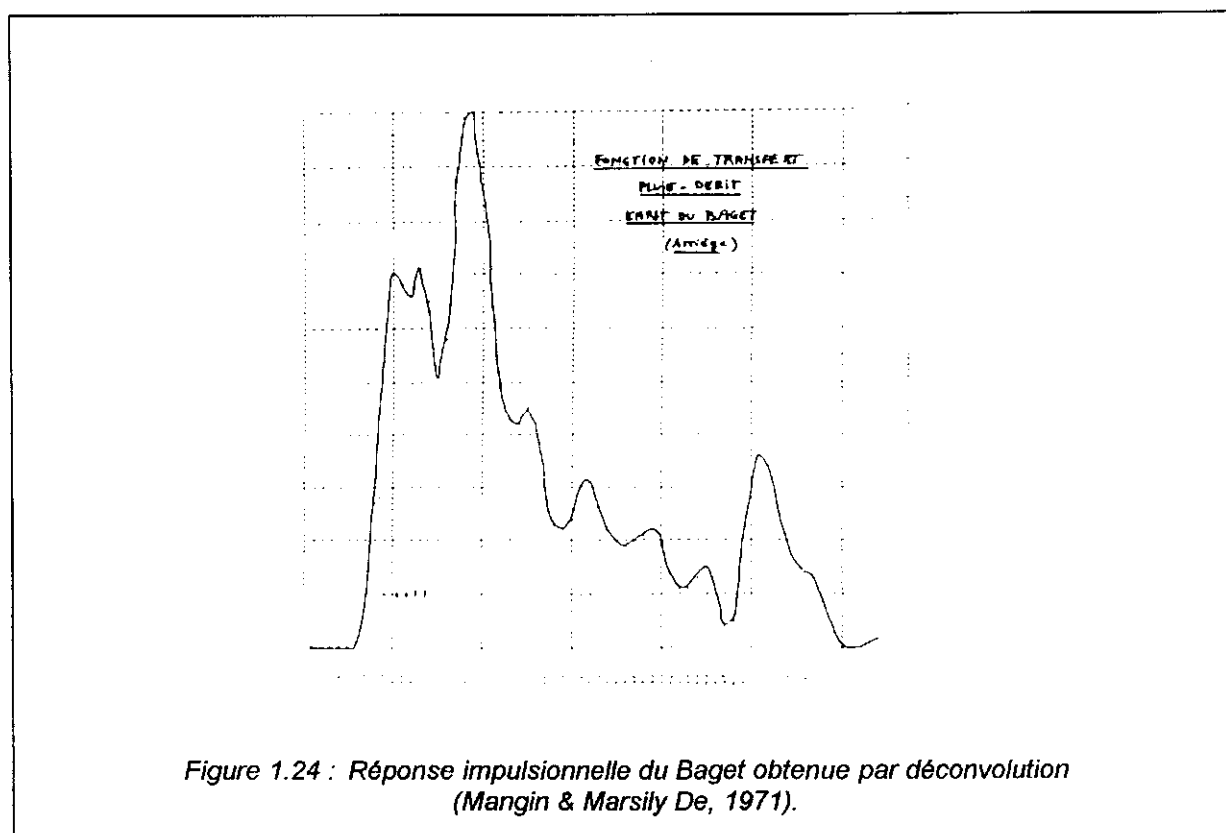
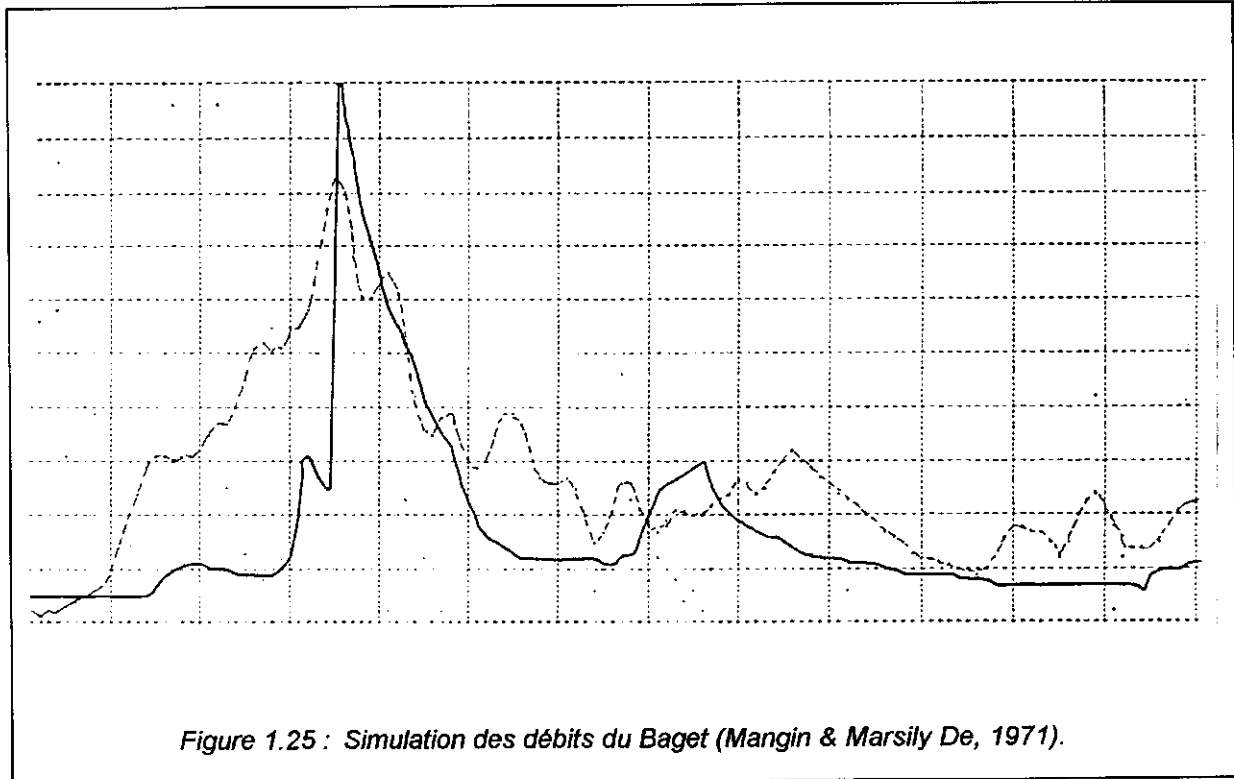


Figure 1.24 : Réponse impulsionnelle du Baget obtenue par déconvolution (Mangin & Marsily De, 1971).



Une approche plus poussée a été réalisée par Bouillin & al en 1973 sur le système de la Fontaine de Vaucluse. Dans ce cas la fonction d'entrée utilisée est la pluie efficace calculée par le modèle *Vaucluse* (cf. 3.4.4.2.1), le système est considéré comme non-stationnaire (l'hydrogramme unitaire déterminé est dépendant d'un paramètre représentant l'état du système) et des contraintes de lissage de l'hydrogramme unitaire sont imposées. La mémoire du système est fixée à 320 jours. Le paramètre représentant l'état du système est le débit à l'exutoire selon deux classes (1 valeur en basses eaux, une valeur en hautes eaux) ; deux hydrogrammes unitaires sont donc déterminés (figure 1.26). La reconstitution est de relativement bonne qualité (figure 1.27).

Dreiss (1979) utilise une approche différente du problème et met en évidence la non-linéarité du système karstique : la réponse impulsionnelle obtenue varie en fonction des caractéristiques de l'épisode pluvieux considéré et le système karstique ne peut être assimilé à un système stationnaire et linéaire seulement pour des événements pluvieux de courte durée et isolés.

3.4.1.2. Les modèles réservoirs

Ce type de modèle est une adaptation à l'hydrogéologie des modèles mis au point par les hydrologues pour appréhender le cheminement des eaux dans et sur le sol en vue de reconstituer les débits des cours d'eau. Le principe est de simuler par une succession de réservoirs les principaux mécanismes du cycle de l'eau (pluie, évaporation, infiltration, écoulement). Les transferts d'un réservoir à l'autre sont régis par des lois simples, elles mêmes contrôlées par les paramètres du modèle (réserve utile, temps de transfert, seuils de débordement, etc.)

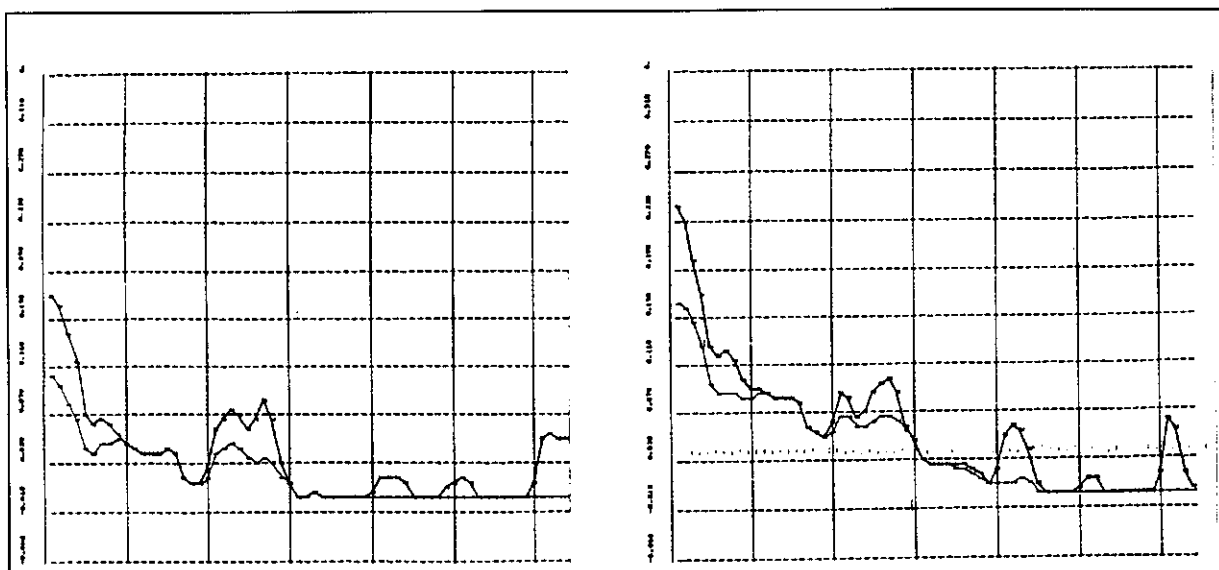


Figure 1.26 : Réponses impulsionnelles de la Fontaine de Vaucluse (hautes eaux à droite, basses eaux à gauche)(Bouillin & al, 1973)

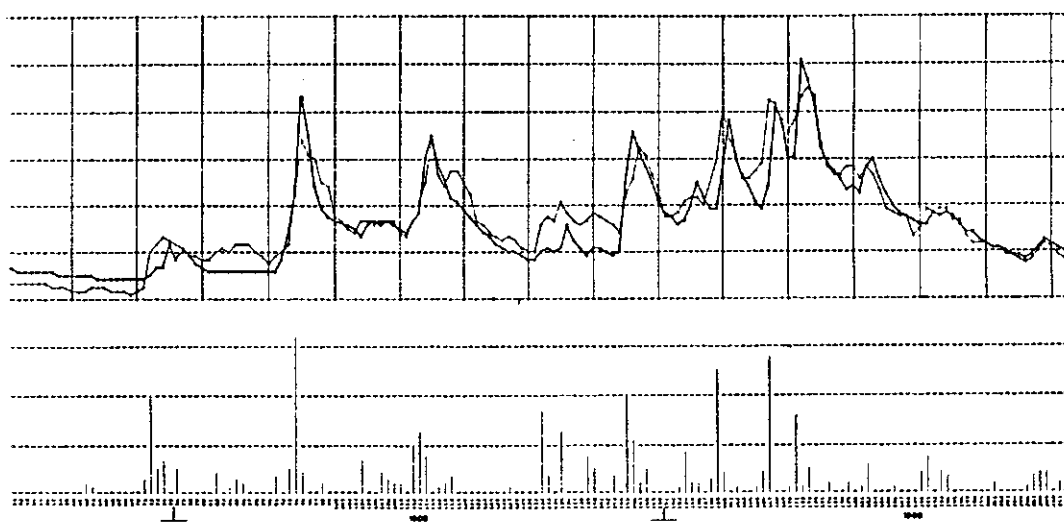


Figure 1.27 : Exemple de simulation des débits de la Fontaine de Vaucluse (Bouillin & al, 1973).

En général un modèle comporte deux fonctions distinctes (Boisson & Thiery, 1991) :

- une fonction de production qui détermine quelle quantité d'eau sera apportée au modèle et quelle quantité sera évaporée ou s'infiltrera dans les horizons inférieurs ;
- une fonction de transfert qui détermine à quel moment l'eau qui n'a pas été évapotranspirée ressortira à l'exutoire du bassin ou arrivera à la nappe.

Ce type de modèle peut être utilisé pour représenter un niveau piézométrique ou le débit à l'exutoire du bassin. Dans le cas de l'application aux aquifères karstiques c'est principalement le débit à l'exutoire qui est recherché.

3.4.1.2.1. Le modèle Méro (Méro, 1963).

Ce modèle a été créé à l'origine par un ingénieur israélien pour calculer la pluie efficace, et introduit en France par Degallier en 1972. Il a subi par la suite de nombreux aménagements pour prendre en compte des réservoirs souterrains. Nous faisons ici référence à la huitième version présentée par Gdalia en 1980.

Le modèle est constitué de 4 réservoirs nommés U, L, R3 et R4 :

- *fonction de production* :

- U représente les premiers mètres du sol dans lesquels est effectué le calcul de l'évapotranspiration. Celui-ci est réalisé à partir d'un index de valeurs d'évaporation décadaire (méthode de Thornthwaite)
- L représente la zone d'écoulement hypodermique qui régule la reprise par évapotranspiration et le taux d'infiltration. Il comprend deux sous-unités correspondant aux phénomènes de stockage par capillarité et d'infiltration par gravité ;

Les précipitations alimentent en premier lieu le réservoir U jusqu'à son remplissage maximal, puis l'eau excédentaire, soustraction faite s'il y a lieu du ruissellement est répartie entre L et l'écoulement souterrain en fonction du taux de remplissage de L. De même, l'évapotranspiration joue d'abord directement sur le réservoir U puis ensuite sur L en fonction du taux de remplissage de celui-ci.

- *fonction de transfert* :

- R3 et R4 représente l'écoulement souterrain avec deux constantes de temps différentes.

L'ensemble du modèle est régi par 10 paramètres :

- 4 constantes de temps de tarissement ;
- les niveaux maximum des réservoirs L et U ;
- 4 paramètres de répartition des surplus vers les différents réservoirs.

Ce modèle a été utilisé principalement par Chemin (1974) pour vérifier la validité du calcul de la pluie efficace sur le système de la source du Lez. L'auteur ne procède pas à une reconstitution des débits.

Une variante a été proposée par Bouillin & al (1973) pour l'application à la fontaine de Vaucluse, d'où le nom de *modèle Vaucluse*. La fonction de production utilise des données journalières de pluie et un index de valeurs d'évaporation potentielle. Les données sont exprimées en lame d'eau uniforme sur l'aire du bassin et la fonction de production permet de calculer la pluie efficace sous forme d'une lame d'eau infiltrée moyenne. Le calage s'effectue par rapport au volume de transit interannuel calculé sur un ou plusieurs cycles. La fonction de transfert, qui est de type convolution a été décrite au § 3.4.2.1.

3.4.1.2.2. Le modèle Crec (Cormary & Guilbot, 1969).

Le modèle du Centre de Recherches et d'Essais de Chatou (CREC) a été créé au laboratoire d'hydrologie mathématique de Montpellier.

Il comporte 5 réservoirs dont deux servent à introduire, par effet de capacité, un déphasage sur le ruissellement (figure 1.28). Les autres réservoirs sont notés S, H et G :

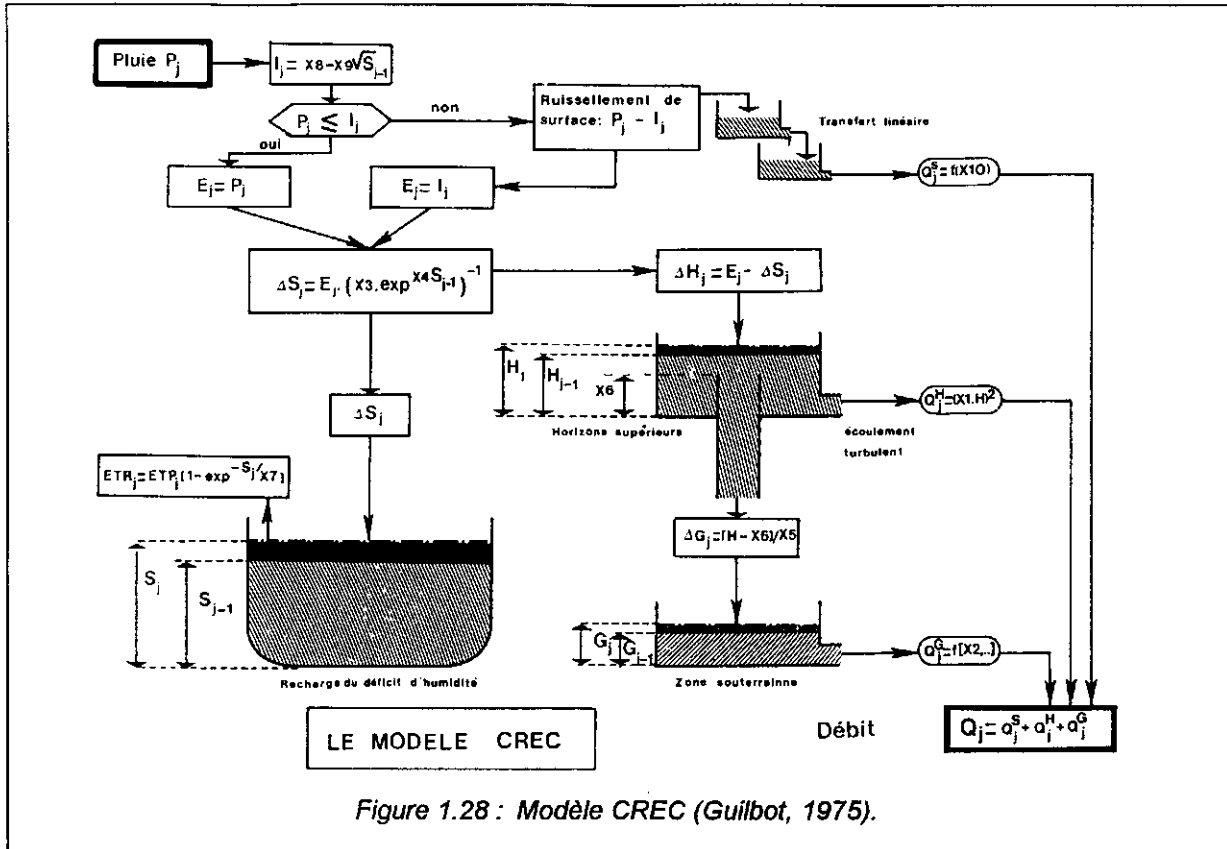


Figure 1.28 : Modèle CREC (Guilbot, 1975).

- fonction de production :

- le réservoir S représente la partie superficielle de la zone non saturée au niveau de laquelle trois lois sont utilisées. La première détermine la vitesse d'infiltration potentielle en surface qui sépare les composantes du ruissellement et de l'infiltration. La seconde régit l'alimentation du réservoir dans la zone non saturée par une loi empirique tenant compte de l'intensité de la pluie. La reprise par évaporation s'effectue à partir d'un indice d'évapotranspiration (Thornthwaite mensuelle) réduit selon l'état d'humidité du sol. L'écoulement vers le réservoir inférieur correspond au solde de ces trois composantes ;

- - fonction de transfert :

- le réservoir H correspond à l'écoulement provenant de l'eau s'infiltrant et circulant latéralement dans les horizons supérieurs et qui est capté par de petits cours d'eau pour ruisseler ou être réinfiltré. La part correspondant au ruissellement s'écoule vers l'exutoire par une loi de vidange non-linéaire. La partie réinfiltrée est représentée par un débit de percolation vers le réservoir souterrain G lorsqu'un seuil d'emmagasinement potentiel est atteint.
- le réservoir G représente l'écoulement souterrain. Il est alimentée par le débit de percolation en provenance de H et se vidange à partir d'une loi linéaire.

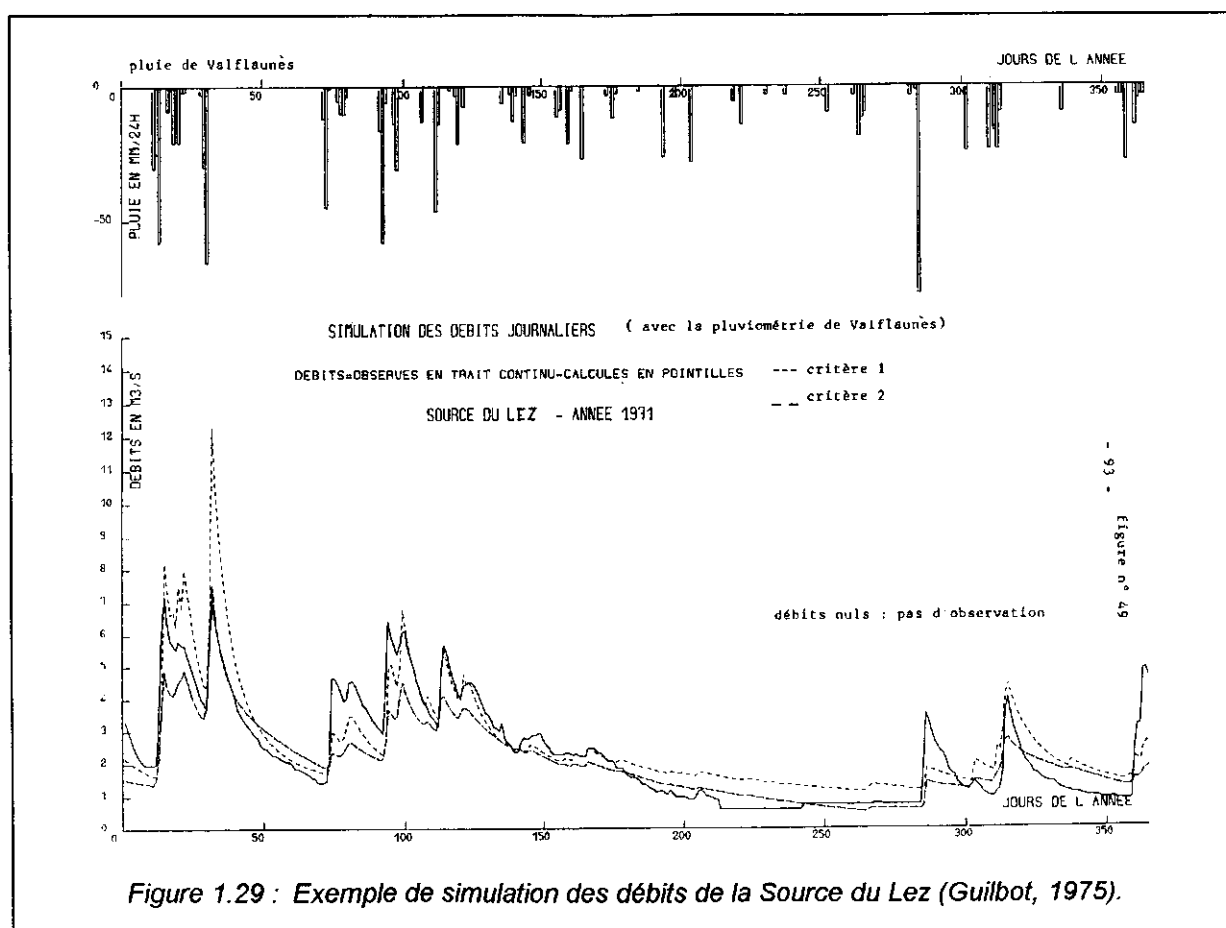
Le modèle est réglé par 10 paramètres :

- 5 pour le réservoir S (4 pour l'alimentation, 1 pour la reprise par évapotranspiration) ;
- 1 pour les réservoirs de transfert du ruissellement ;
- 3 pour le réservoir H ;
- 1 pour le réservoir G.

Ce modèle a été utilisé sur la source du Lez par Guilbot (1975) au pas de temps mensuel et journalier.

Les résultats obtenus au pas de temps journalier sont satisfaisants (figure 1.29).

Gdalia (1980) utilise ce modèle sur plusieurs systèmes karstiques méditerranéens et cherche à caractériser les différents systèmes en fonction des paramètres du modèle. L'auteur conclue sur le fait que si les paramètres sont bien corrélés avec certaines caractéristiques des systèmes, il n'existe pas de relation univoque et simple.



3.4.1.2.3. Le modèle Bemmer (Bezes, 1976)

Contrairement aux deux modèles précédents, ce modèle a été conçu spécifiquement pour les aquifères karstiques par Bezes en 1976 au laboratoire du CERGH.

Le modèle comporte 5 réservoirs notés de 1 à 5 (figure 1.30) :

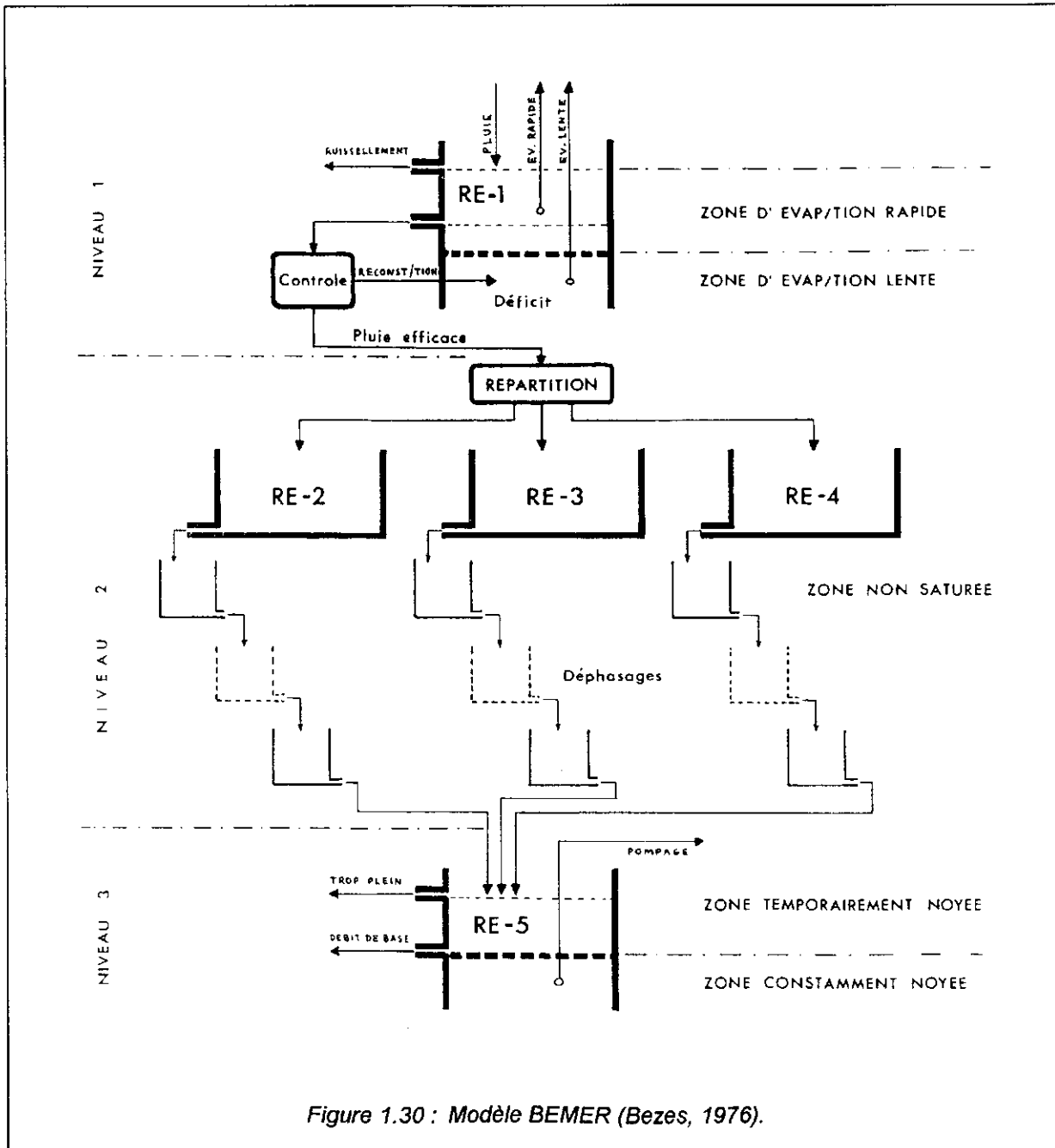


Figure 1.30 : Modèle BEMER (Bezes, 1976).

- fonction de production :

- le réservoir RE 1 correspond à la zone superficielle. Le ruissellement de surface et la pluie efficace sont régis par niveaux de débordement, l'écart entre ces deux seuils distinguant une évapotranspiration rapide et une évaporation lente (Thornthwaite mensuelle). La vidange du réservoir peut être linéaire ou non.

- fonction de transfert :

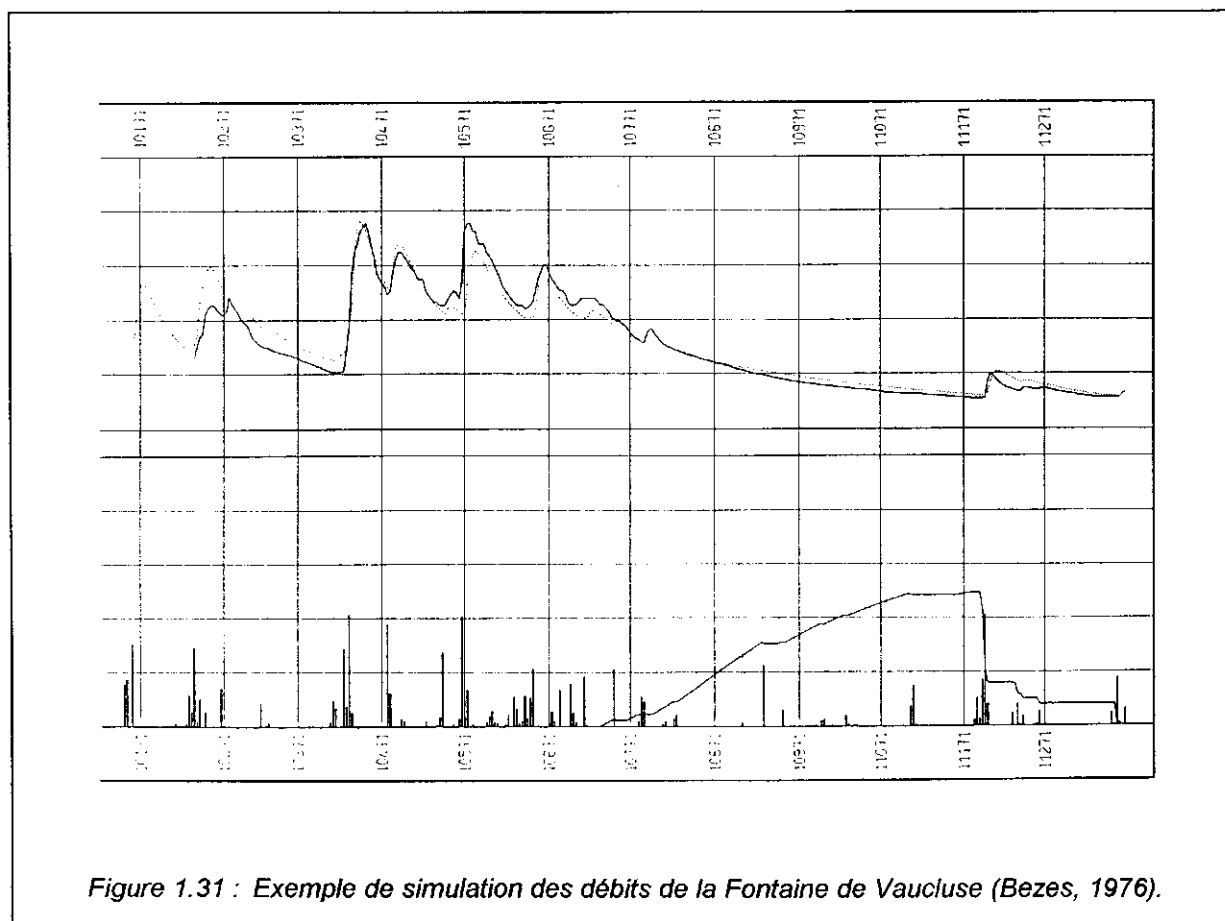
- les réservoirs RE 2, RE 3 et RE 4 correspondent à la zone non saturée. La répartition de la pluie efficace s'effectue en fonction de la décomposition de la courbe de tarissement en trois exponentielles successives. Ils sont alimentés proportionnellement à la surface obtenue par planimétrie de chaque exponentielle. RE 2 et RE3 correspondent à un transfert rapide et ne fonctionnent qu'en période de crue, alors que RE 4 donne le débit de tarissement. Des déphasages peuvent être introduits par l'intercalation de réservoir à effet de capacité.
- le réservoir RE 5 représente la zone noyée avec distinction d'une zone noyée temporaire au-dessus de l'exutoire. Ce réservoir simule en outre la présence de trop-plein et permet la prise en compte de pompages dans la zone noyée ou à l'exutoire.

Le modèle est réglé par 22 paramètres :

- 4 par réservoir
- 2 pour le déphasage

Le modèle est appliqué par son initiateur à quatre systèmes karstiques du Midi, dont la Fontaine de Vaucluse.

Les calages réalisés sont satisfaisants, avec une tendance à la surestimation des basses eaux et à la sous estimation des hautes eaux (figure 1.31).

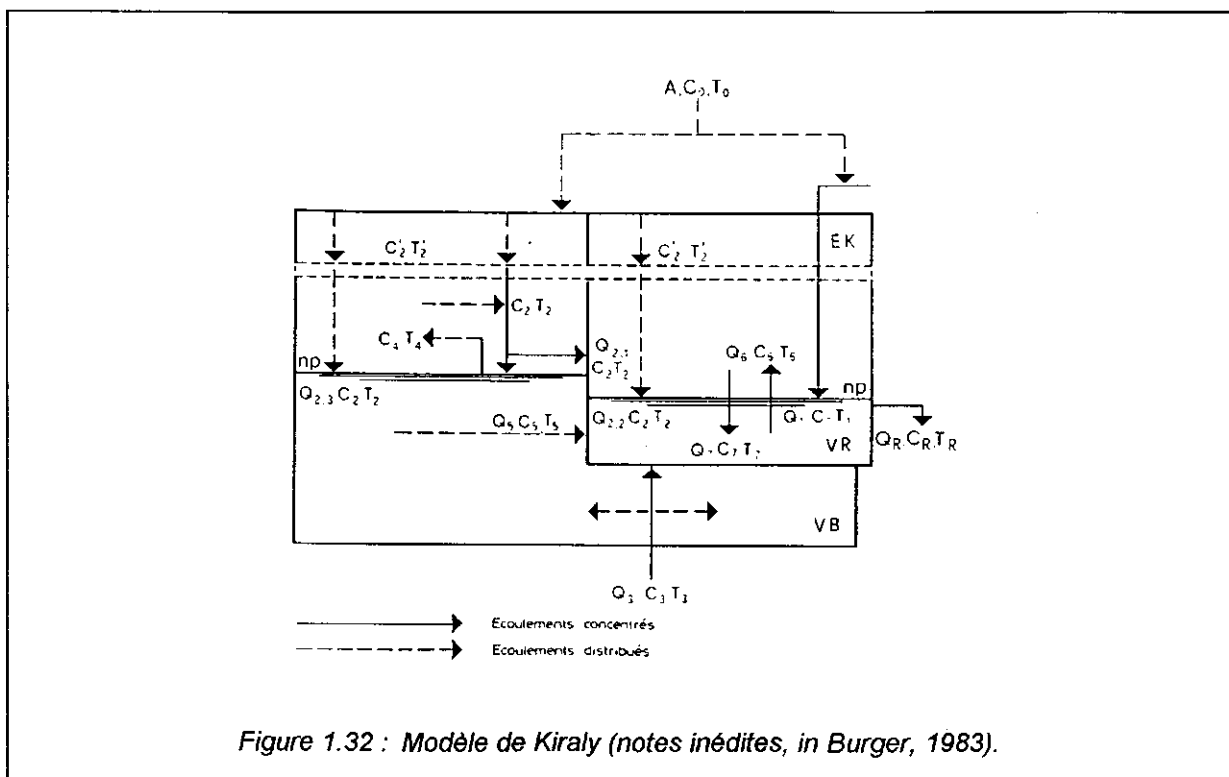


3.4.1.2.4. Le modèle de Kiraly (notes inédites, in Burger, 1983)

Il s'agit d'un modèle adapté aux systèmes karstiques à surface libre. Le modèle ne comporte qu'une fonction de transfert en zone saturée caractérisée par deux réservoirs Vr et Vb (figure 1.32):

- le réservoir Vb correspond à un milieu capacitif à faible diffusivité. Il est alimenté soit directement à partir de l'infiltration, soit par des systèmes karstiques adjacents à potentiel plus élevé, soit encore par irrigation à partir de Vr lors des crues.
- le réservoir Vr représente le réseau transmissif partiellement au-dessus et au-dessous de l'exutoire. Il est alimenté par des écoulements concentrés en provenance de la surface (pertes), par l'infiltration, et à partir de Vb par des écoulements dans la zone non saturée et dans la zone saturée (tarissement).

Le modèle prend en compte les transferts thermiques et chimiques. L'auteur ne donne pas d'exemple d'application.



3.4.1.2.5. Le modèle Tridep (Padilla-Benitez, 1990).

Il s'agit d'un modèle original, intermédiaire entre un modèle réservoir et l'approche par convolution (figure 1.33) :

- fonction de production :

- la fonction de production utilise le calcul de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite mensuelle. La reprise est déterminée par un réservoir dont le seuil est fixé arbitrairement. Il n'y a pas de ruissellement de surface, la pluie utile correspondant à l'infiltration efficace.

- fonction de transfert :

- le transfert dans la partie non saturée est représenté d'une intégrale de convolution qui transforme l'infiltration efficace en alimentation de la zone saturée. L'ajustement consiste à déterminer le noyau de convolution.
- le transfert dans la partie saturée utilise une loi de vidange basée sur la formule de Coutagne qui permet d'obtenir une loi linéaire ou non.

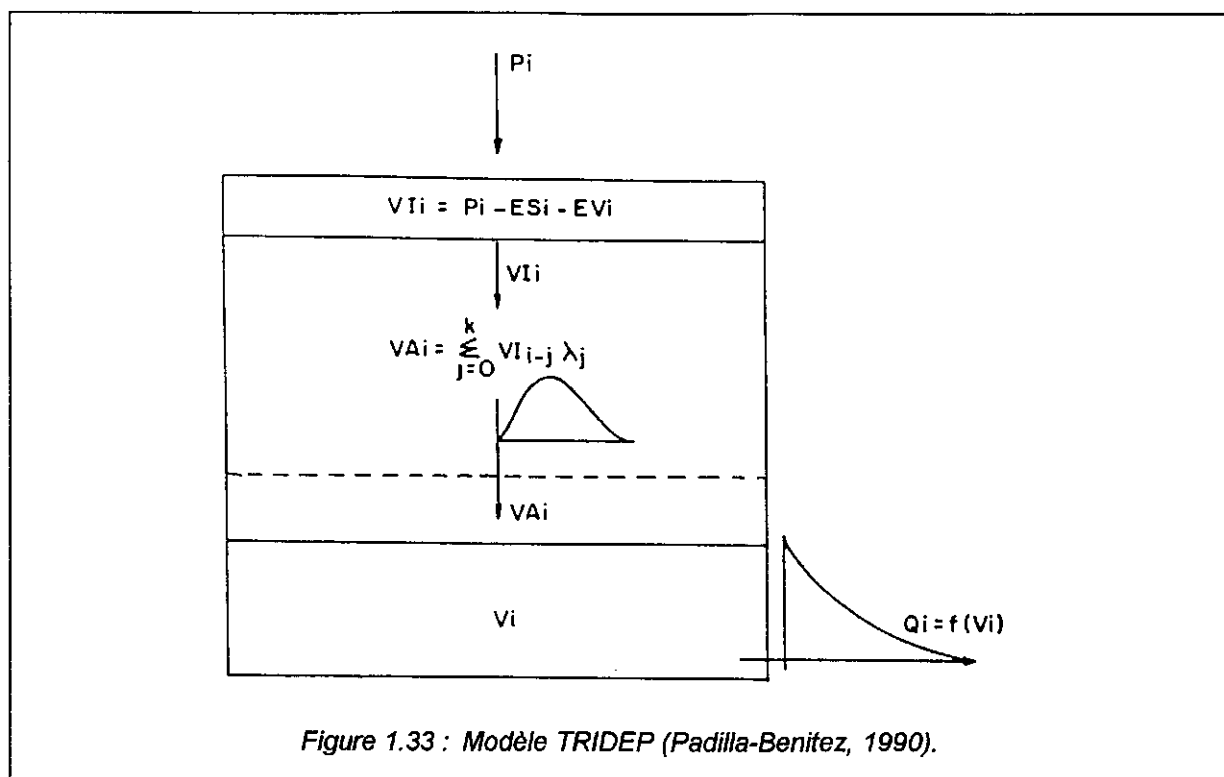


Figure 1.33 : Modèle TRIDEP (Padilla-Benitez, 1990).

La procédure d'ajustement consiste dans un premier temps à déterminer les paramètres de la loi de vidange de la zone saturée à partir de l'analyse des courbes de récession (cf. deuxième partie). Il est alors possible de calculer le débit d'alimentation de la zone saturée.

Dans un deuxième temps, le noyau de convolution est déterminé à partir de la connaissance du débit d'alimentation de la zone saturée et de l'infiltration efficace. Le modèle peut prendre en compte une alimentation de la zone saturée par un autre système.

Le modèle est appliqué à trois systèmes karstiques, le Torcal, Aliou et Simat de Valldigna. Dans ces deux derniers cas, il n'est pas pris en compte l'évapotranspiration et c'est donc la pluie brute qui est utilisée comme entrée de la zone non saturée. En effet, lors des essais utilisant la pluie efficace, il n'est pas possible de simuler les pointes de débits correspondant à des transferts très rapides dans la zone d'infiltration.

Les figures 1.34 et 1.35 représentent les noyaux de convolution et les hydrogrammes simulés respectivement pour le Torcal et Aliou.

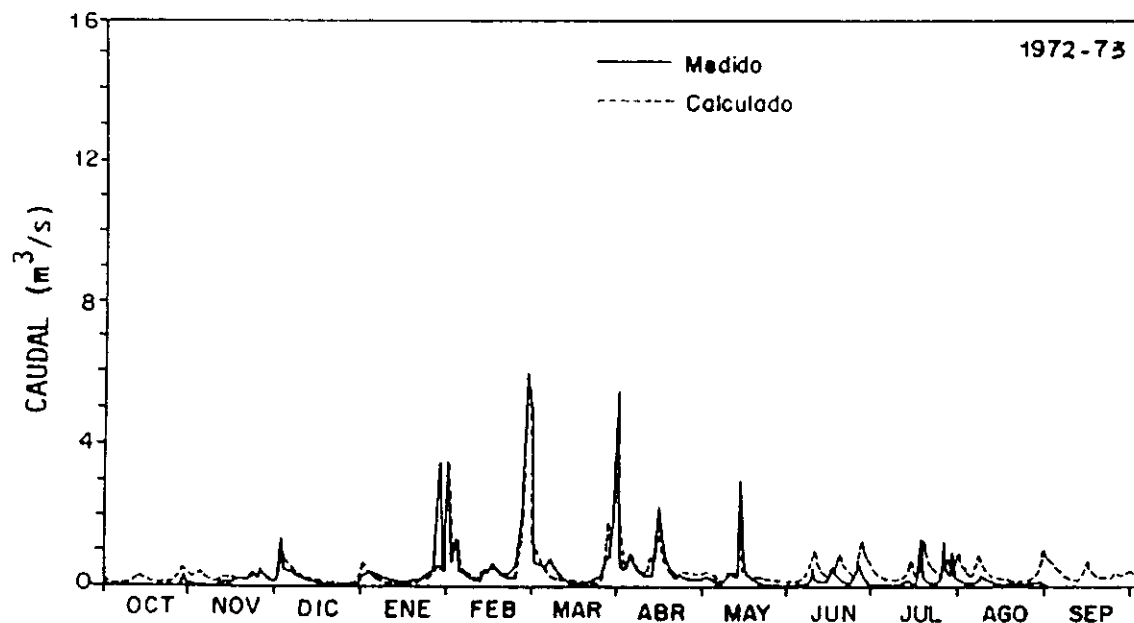


Figure 1.34 : Noyau de convolution et simulation des débits d'Aliou (Padilla-Benitez, 1990).

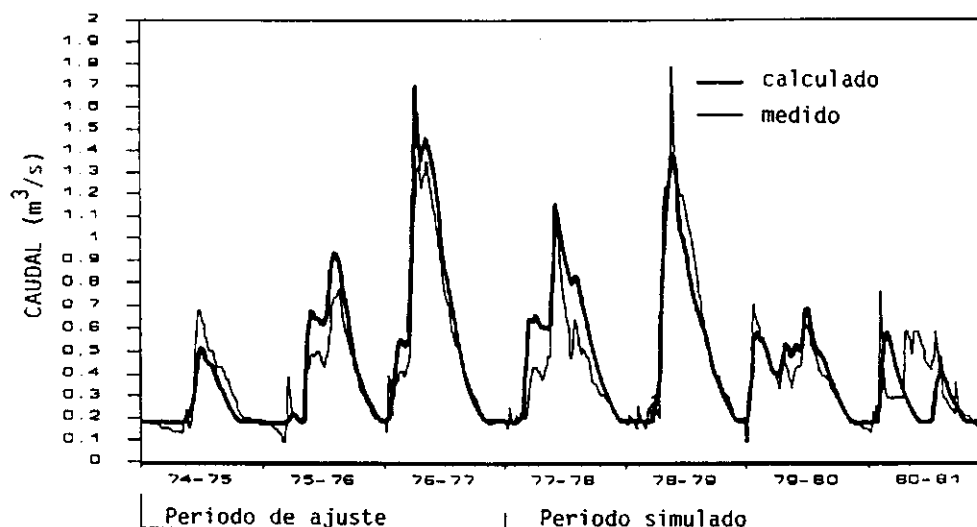


Figure 1.35 : Noyau de convolution et simulation des débits du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).

La simulation réalisée sur le Torcal est de meilleure qualité que celle obtenue pour Aliou, notamment pour les crues qui correspondent aux pluies d'été et aux pluies de début de cycle. L'auteur explique

que ceci est dû à la non prise en compte de l'évapotranspiration dans le cas d'Aliou, ce qui entraîne une erreur importante à l'étiage mais permet de simuler les crues importantes.

L'auteur conclue en remarquant que le noyau de convolution représente une bonne image des caractéristiques moyennes du transfert dans la zone non saturée.

3.4.1.3. Les modèles déterministes

Ce type de modèle correspond à une résolution des lois d'écoulement dans des cas particuliers de géométrie simple soit par des fonctions tabulables, soit par une expressions analytique globale, soit encore par des approximations numériques des termes des équations aux dérivées partielles. La première forme est utilisée notamment pour les schémas interprétatifs des pompages d'essai. La seconde est utilisée pour les modèles de nappe analytiques et globaux et suppose des simplifications importantes. La dernière forme permet de prendre en compte les variations spatiales des paramètres hydrodynamiques.

3.4.1.3.1. Expressions analytiques globales de l'écoulement.

3.4.1.3.1.1. Delhomme (1971).

Ce schéma constitue une des premières tentatives d'intégrer les caractéristiques de l'aquifère karstique à une représentation analytique de l'écoulement. L'auteur se limite à une diffusion horizontale et à un écoulement unidimensionnel. Les hypothèses nécessaires à l'établissement de ce schéma sont :

- l'écoulement est décomposable en :
 - une circulation macroscopique dans des itinéraires privilégiés (larges fissures et chenaux) dans lesquels le stockage est inexistant ;
 - une microdiffusion dans des itinéraires secondaires (petites fissures, pores) organisés en îlots qui assurent la fonction de stockage et alimentent les itinéraires privilégiés.
- dans l'ensemble du milieu l'écoulement est laminaire et la loi de Darcy vérifiée.

A partir de ces éléments, l'équation de diffusivité s'écrit :

$$\frac{\partial H_s}{\partial t} = \frac{K_p}{C_s} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(H_s + \sigma \frac{\partial H_s}{\partial t} \right)$$

avec K_p/C_s la diffusivité (rapport de la conductivité hydraulique des itinéraires privilégié à la capacité d'emmagasinement des îlots), H_s le potentiel dans les îlots et σ une constante de temps caractéristique de la microdiffusion dans les itinéraires secondaires.

Cette formulation diffère de l'équation classique de diffusion par l'introduction d'une constante de temps relative à la microdiffusion. La résolution dans le cas d'une recharge brusque du massif donne une expression du débit par largeur de front à l'exutoire. Il est alors possible de calculer la réponse unitaire du massif :

$$q_U(t) = \frac{K_p \cdot e}{L/2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{1 + a \frac{\sigma}{\tau}} e^{-\frac{a}{1 + a \frac{\sigma}{\tau}} \frac{t}{\tau}} \quad \text{avec } a = 2n + 1$$

L'auteur propose de calculer les différents paramètres par calage et de jumeler la réponse unitaire à une technique de convolution pour simuler une chronique de débit mais ne donne pas d'exemple d'application.

3.4.1.3.1.2. Mangin (1973)

Ce modèle a été développé pour rendre compte des transferts dans le karst noyé et plus particulièrement pour simuler les phénomènes d'intermittence observés sur certains aquifères karstiques, dont le système de Fontestorbes plus spécifiquement étudié par l'auteur.

Le modèle représente la partie du karst noyé située entre le mécanisme responsable des intermittences, qui produit des impulsions de débit q constantes, et l'exutoire. Cette partie est représentée par deux réservoirs, l'un correspondant aux systèmes annexes (coefficient de tarissement α), et l'autre simulant un drain alimenté par des impulsions de débit q (coefficient de tarissement α'). Le modèle se propose de déterminer la fonction de transfert correspondant à la modification de l'impulsion par cette partie du karst noyé.

L'auteur montre que pour expliquer la forme de l'hydrogramme observé, il est indispensable de considérer que lors de l'augmentation du débit du drain par une impulsion, les systèmes annexes continuent à alimenter le drain alors que les conditions de charge ne devraient plus le permettre. L'auteur attribue ce phénomène à la mauvaise connexion existant entre SAD et drain. Du fait de leur importance, les masses d'eau en train de se vidanger vers le drain possèdent une inertie importante, ce qui fait que pendant un certain temps elles continuent à se vidanger malgré les conditions de charge.

En appliquant ce schéma, en considérant que la liaison entre le débit et les charges est linéaire, et que chaque réservoir possède un coefficient de tarissement propre, l'auteur parvient à la formulation suivante du débit à l'exutoire :

$$Q = q + (Q_0 - q)e^{-\alpha t} \cdot \left(\cos bt + \frac{\alpha}{b} \sin bt \right) \text{ avec } b = \sqrt{\alpha\alpha' - \alpha'^2}$$

La figure 1.36 donne un exemple de simulation des intermittences à partir de cette expression.

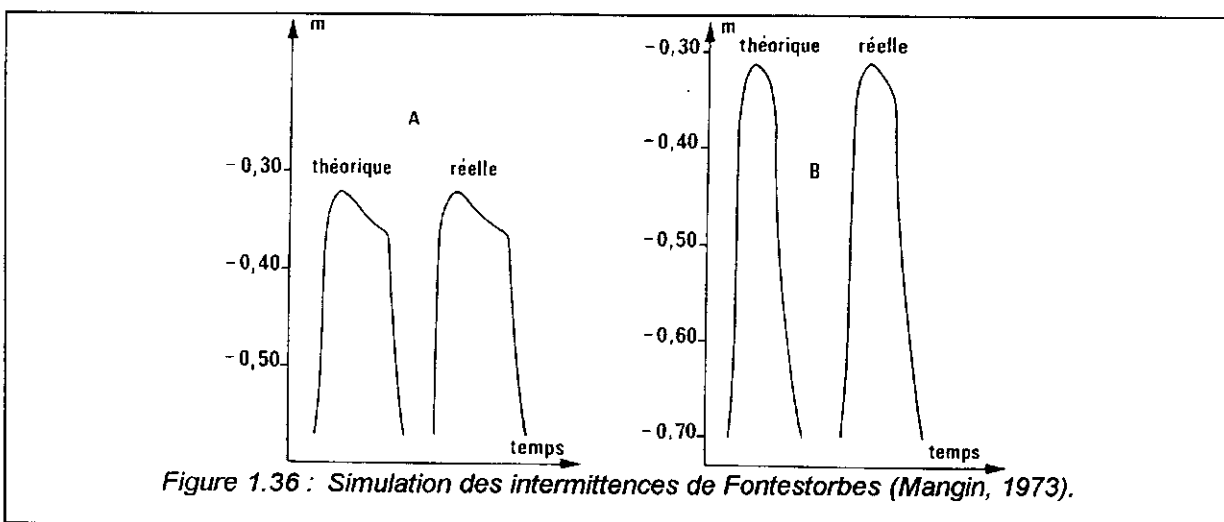


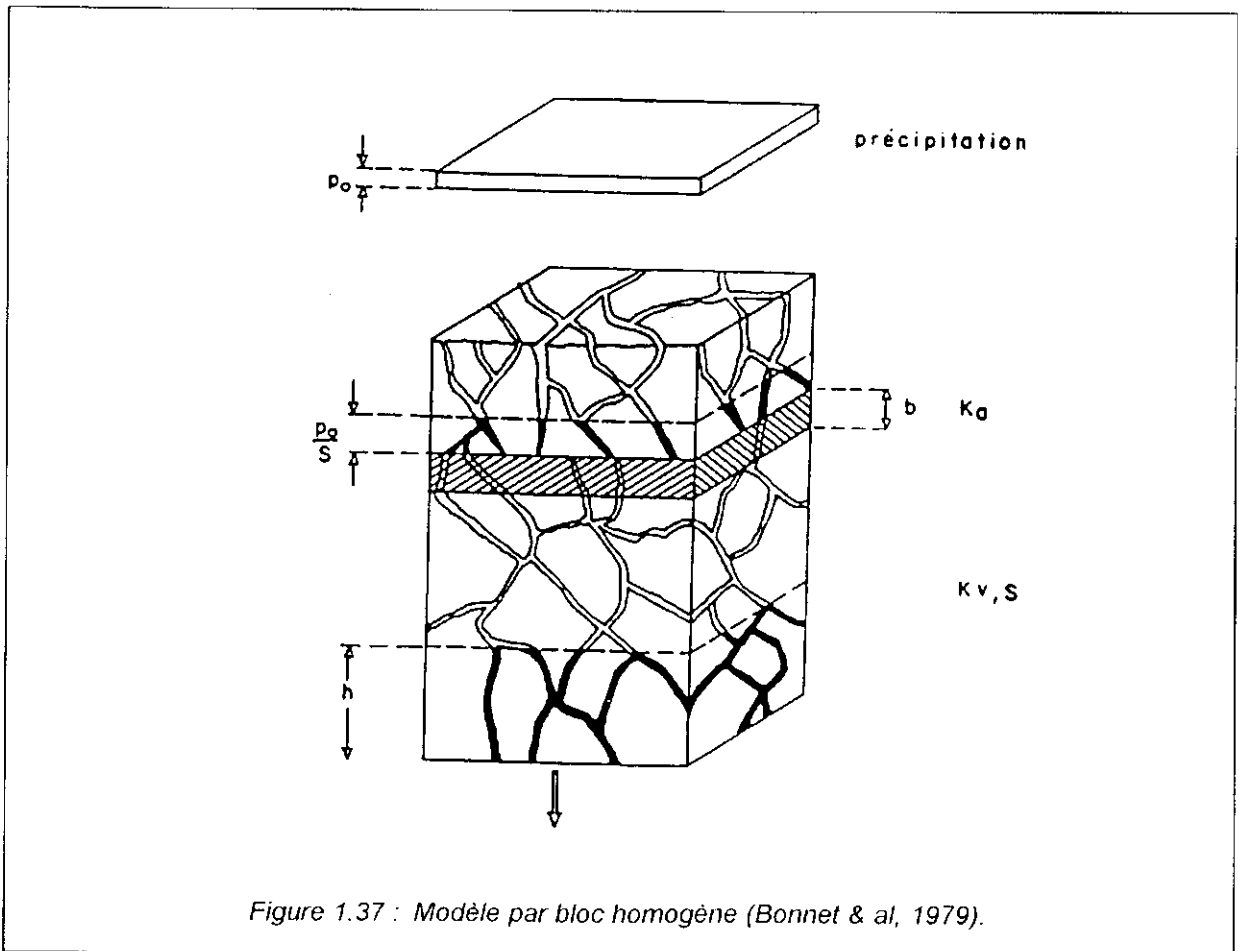
Figure 1.36 : Simulation des intermittences de Fontestorbes (Mangin, 1973).

L'auteur conclue sur le fait que ce type de formulation n'est utilisable que dans des cas simples, c'est-à-dire lorsque l'alimentation s'effectue préférentiellement sur le drainage et sous forme d'impulsions constantes mais que le comportement identifié (phénomènes d'inertie) est une caractéristique valable pour tous les systèmes karstiques.

3.4.1.3.1.3. Bonnet & al, (1979)

Il s'agit d'une étude expérimentale réalisée sur le système de l'Hortus par Bonnet & al en 1979 dans le but de représenter aussi bien le comportement naturel du système que sa réponse à des essais de pompage, au travers des observations faites dans de nombreux piézomètres. Les auteurs utilisent des valeurs de transmissivité et d'emménagement mesurées lors d'essais de pompage (dans le drain et hors structure karstique), d'injection, de choc hydraulique et de remontée de niveau lors de précipitations isolées.

Deux modèles ont été réalisés, un modèle hydrodynamique continu qui est présenté au § 3.4.1.3.2.3 et un modèle par blocs homogènes (figure 1.37) indépendants permettant de simuler le comportement d'un piézomètre. C'est ce dernier que nous abordons ici.



Le niveau de chaque forage est simulé séparément en considérant à chaque fois un bloc de calcaire alimenté par la surface.

La vidange s'effectue par l'intermédiaire de fissures aboutissant au chenal karstique. Dans le cas des forages atteignant directement le chenal, le niveau correspond à celui du chenal.

La fonction de production utilise une réserve disponible pour l'évapotranspiration et un seuil de ruissellement.

Les hypothèses utilisées pour établir la loi d'écoulement au niveau d'un bloc sont les suivantes :

- le débit entrant dans le bloc est proportionnel à la charge ;
- la vidange s'effectue par le fond du bloc ;
- les écoulements s'effectuent à faible vitesse, dans des fissures minces, sont linéaires et suivent la loi de Darcy ;

L'expression obtenue est la suivante :

$$h = \frac{P_o}{S} \cdot \frac{t_V}{t_V - t_A} \left(e^{-t/t_V} \cdot e^{-t/t_A} \right)$$

avec t_v la constante de temps de vidange, t_a la constante de temps d'alimentation, S l'emmagasinement et p_o la pluie efficace. Sur une période de 7 mois, la modélisation fait apparaître les résultats suivants :

- les forages atteignant le chenal sont tous simulés de manière satisfaisante (figure 1.38) ;
- le comportement des forages implantés dans la matrice sont simulés de manière plus ou moins satisfaisante (la figure 1.39 présente l'évolution des niveaux du forage le mieux simulé) ;
- la constante de temps d'alimentation est de l'ordre de 1 jour pour tous les forage ce qui signale un remplissage quasi-instantané des fissures ;
- la constante de temps de vidange est de l'ordre de 2 jours pour les forages atteignant le chenal alors qu'elle atteint jusqu'à 140 pour les autres ;
- la valeur médiane de l'emmagasinement est de 2 % ;
- la réserve disponible pour l'évapotranspiration est quasi nulle ;
- la perméabilité apparente est de $3 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les forages atteignant la matrice, valeurs cohérentes avec celles identifiées lors des différents essais de pompage, injection et chocs hydrauliques.
- le seuil de ruissellement est très variable, de 20 à 120 mm.

La bonne adaptation de ce modèle à la représentation des niveaux dans les différents forages amène les auteurs à considérer qu'il existe deux zones distinctes dans l'aquifère : une zone fracturée de faible transmissivité soutenant les étiages par percolation et une zone fracturée, d'extension plus limitée, en communication directe avec le chenal.

3.4.1.3.3.4. Karam (1989)

Ce modèle a été proposé par Karam pour simuler le comportement de la source du Lez.

Le modèle assimile l'aquifère à un drain, représenté par un conduit de longueur L et constitué d'un milieu poreux de grande perméabilité, drainant latéralement un milieu moins perméable représentant les systèmes annexes.

Les conditions de charge sont réglées à l'aval par le niveau de la source du Lez et à l'amont par le niveau piézométrique du forage de Claret sensé être situé sur le drain.

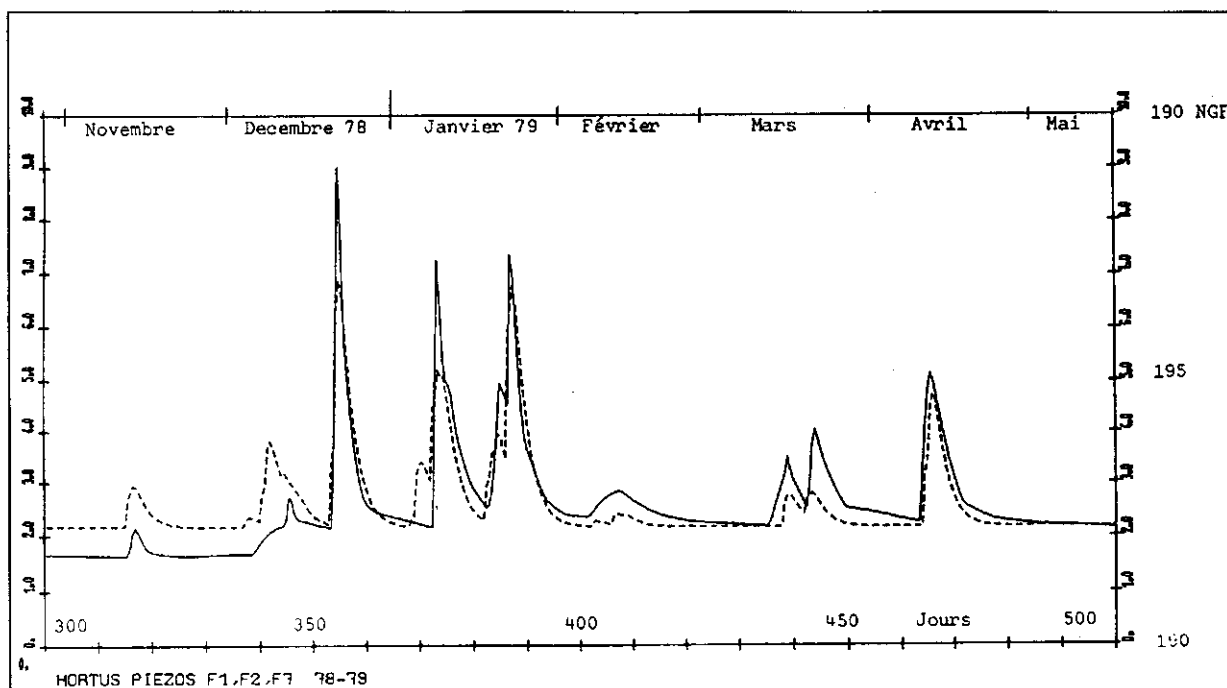


Figure 1.38 : Exemple de simulation d'un forage atteignant le chenal (Bonnet & al, 1979).

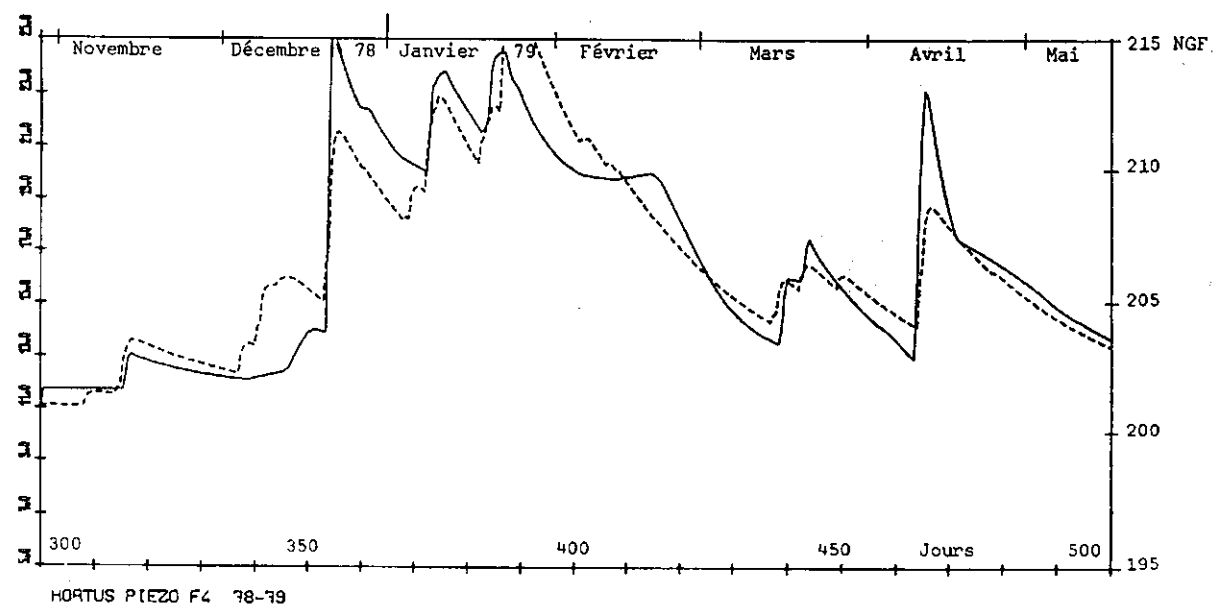


Figure 1.39 : Exemple de simulation d'un forage dans la matrice (Bonnet & al, 1979).

Entre ces deux points, les apports par les systèmes annexes sont fonction de la différence de charge entre le drain et le milieu encaissant, alors que les apports directs (perte, infiltration) sont représentés par une fonction $E(x, t)$. La charge dans le milieu encaissant est donnée par une fonction $H_0(x, t)$.

Supposant la loi de Darcy vérifiée, l'auteur arrive à l'expression suivante de l'équation de diffusivité :

$$T \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - \frac{pK'}{r} (H - H_0) + E(x, t) = S \frac{\partial H}{\partial t}$$

Avec $T = K.w$, la capacité de transport du drain donnée par le produit de la perméabilité et de la section du drain, p le périmètre du drain, K' la perméabilité des systèmes annexes, et S l'emménagement.

La résolution s'effectue dans le cas d'un schéma monodimensionnel en régime transitoire. L'auteur propose l'application à trois périodes d'étiage où la vasque de la source ne déborde pas. Diverses approximations sont alors introduites :

- à l'état initial la charge dans le drain est donnée par le gradient linéaire existant entre l'extrémité amont et l'extrémité aval.
- la fonction $H_0(x, t)$ est donnée par l'interpolation linéaire des niveaux de six piézomètres répartis au voisinage du drain.
- la fonction $E(x, t)$ est nulle car sur les périodes utilisées (tarissement) la zone noyée est en régime non-influencé.

Les paramètres adoptés pour le modèle sont :

- $L = 16000$ et 1800 m
- $T = 2000$ à $2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
- 4 zones de perméabilité s'étendant de 10^{-2} à $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Un exemple d'ajustement obtenu est donné sur la figure 1.40.

Les calages sont plus ou moins satisfaisants. L'auteur montre que les meilleurs résultats sont obtenus en faisant varier la perméabilité de la matrice selon la verticale. A partir de ces résultats, l'auteur calcule la répartition des charges dans le drain et met en évidence l'apparition d'une crête piézométrique au cours de l'étiage. En outre le calcul de la répartition des apports montre que 80 % des apports à la source sont en provenance des zones situées à l'amont du forage de Claret qui sert de condition à la limite amont.

3.4.1.3.2. Modèles maillés.

Dans ce type de modèle, on représente l'aquifère par un maillage, régulier ou non, qui constitue une discrétisation dans l'espace des propriétés hydrodynamiques et qui permet de prendre en compte les divers conditions aux limites et singularités de l'aquifère. La résolution des équations aux dérivées partielles définissant l'écoulement en milieu poreux est réalisée par deux méthodes différentes :

- la méthode des différences finies : dans ce cas le maillage est généralement de forme rectangulaire, la dimension des mailles pouvant être variable selon le degré de précision recherché. Le modèle peut être bidimensionnel, tridimensionnel, monocouche ou multicouches. Dans chacune des mailles, on introduit la perméabilité, l'emménagement et les éventuelles conditions aux limites. La résolution, généralement effectuée selon la méthode directe, consiste à écrire sous forme matricielle le bilan des écoulements au niveau de chaque maille et à déterminer le potentiel, en substituant la résolution d'une équation aux dérivées partielles par la résolution d'une équation matricielle.

- la méthode des éléments finis : ici les mailles peuvent être unidimensionnelles, bidimensionnelles ou même tridimensionnelles et de forme quelconque. Chaque élément ainsi constitué est caractérisé par sa forme géométrique, sa transmissivité et son coefficient d'emmagasinement. Les sommets d'un élément sont appelés de *noeuds*. La résolution s'effectue par la méthode des résidus pondérés qui consiste à rechercher en un point une approximation du potentiel à partir des valeurs prises au niveau des noeuds en fonction des caractéristiques géométriques de l'élément.

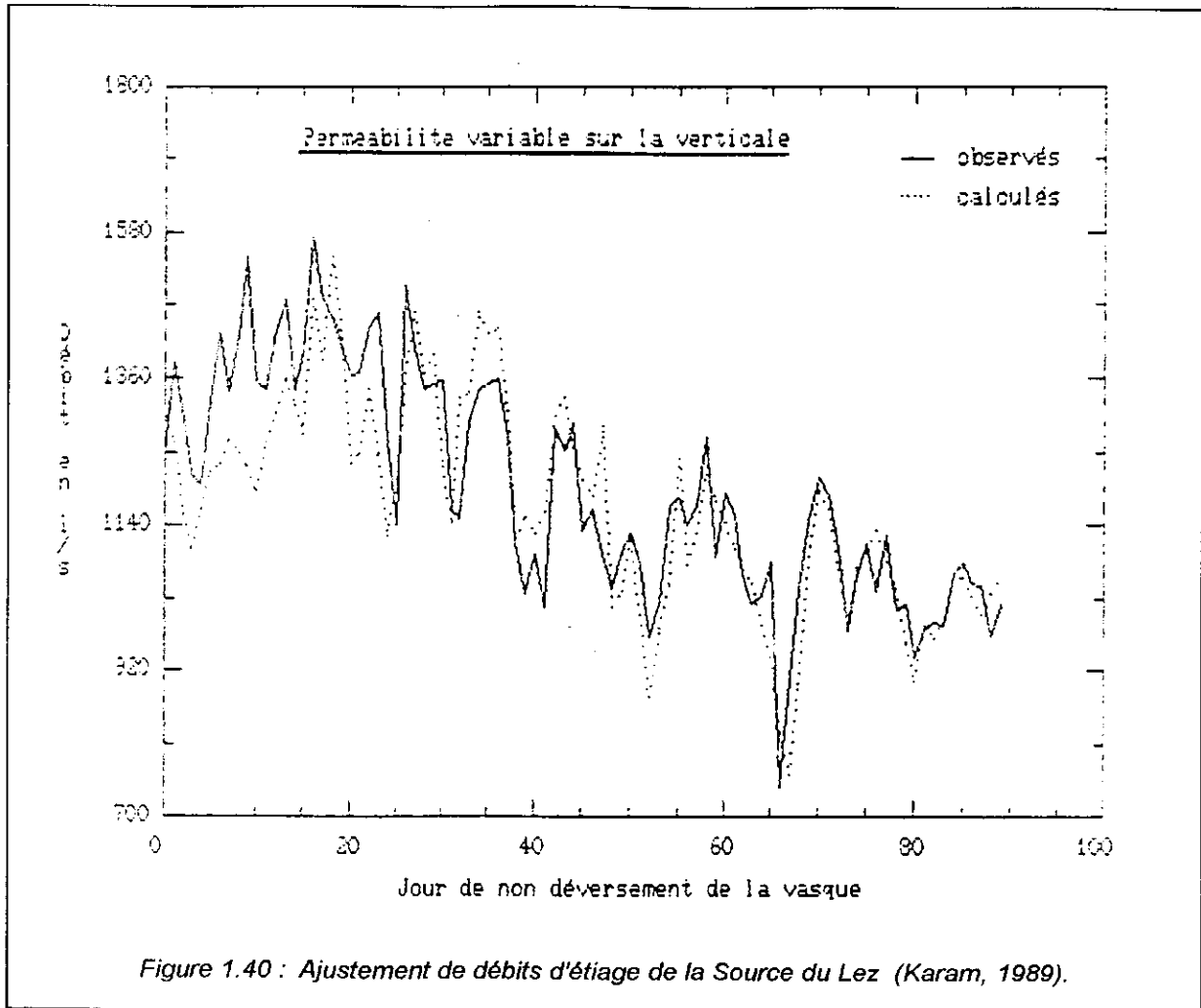


Figure 1.40 : Ajustement de débits d'étiage de la Source du Lez (Karam, 1989).

Dans les deux cas, le calage peut s'effectuer soit en régime permanent si les données correspondent à un état (carte piézométrique) ou en régime transitoire si les données constituent une chronique (débits d'une source par exemple).

3.4.1.3.2.1. Bonnet & al (1976.)

Ce modèle est le prolongement du modèle Vaucluse mis au point par Bouillin & al en 1973 (cf. § 3.4.2.2.3.) et dont il reprend la fonction de production.

Il s'agit d'un modèle aux différences finies dont le plan du maillage est donné à la figure 1.41.

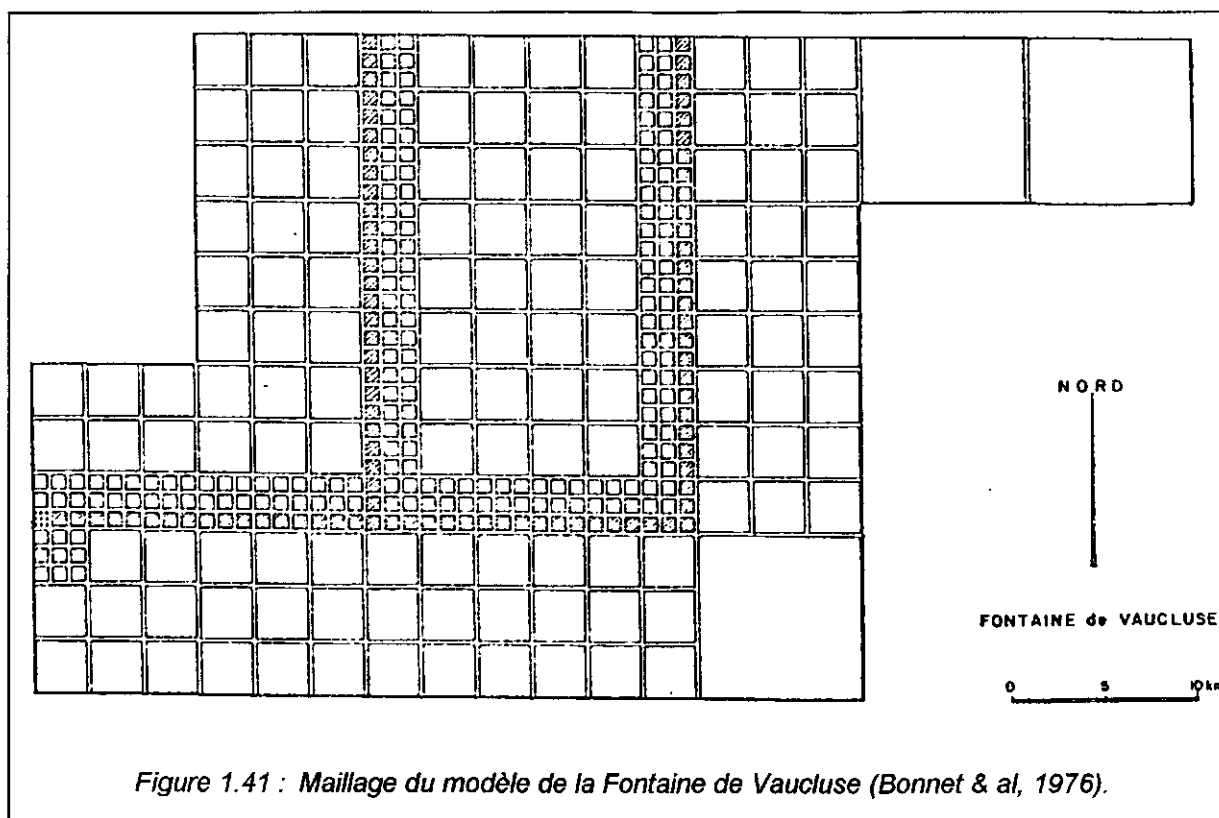


Figure 1.41 : Maillage du modèle de la Fontaine de Vaucluse (Bonnet & al, 1976).

Le calage en régime permanent étant peu précis (absence de données piézométriques), les auteurs réalisent un calage en régime transitoire permettant de déterminer un hydrogramme unitaire de l'aquifère pour différentes valeurs des couples de transmissivité et d'emmagasinement.

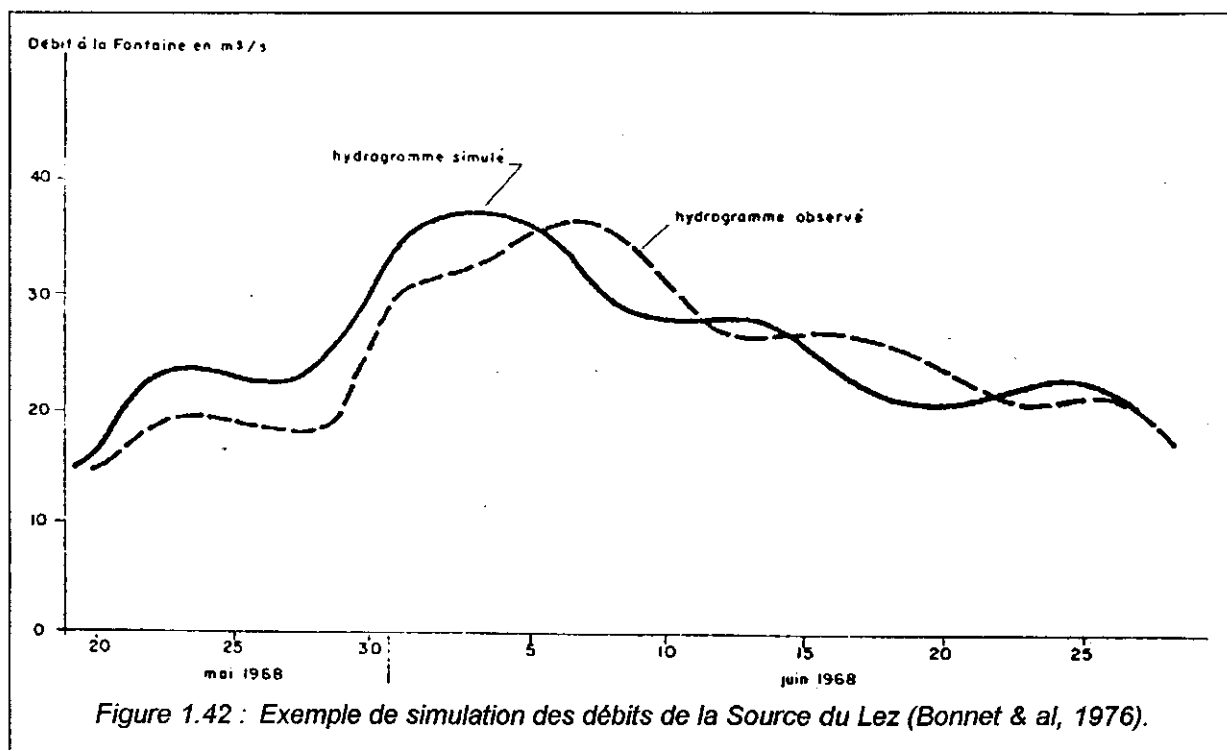
Les meilleurs résultats sont obtenus pour les valeurs suivantes :

- matrice poreuse
 - $T = 10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, soit une perméabilité $k = 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ à pour une épaisseur de 100 m
 - $S = 10^{-3}$
- réseau karstique
 - $T = 5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une largeur de 3000 m
 - $S = 10^{-3}$

L'hydrogramme unitaire déterminé est ensuite utilisé pour représenter par convolution les hydrogrammes à la source (figure 1.42). Le modèle est aussi utilisé pour représenter l'évolution de la cote du plan d'eau de la source lors d'un pompage. Les auteurs concluent sur le fait que malgré sa spécificité, l'aquifère karstique peut être modélisé par un modèle déterministe.

3.4.1.3.2.2. Kiraly & Morel (1976).

Le bassin de la source de l'Areuse est formé de deux bassins karstiques, les eaux d'un bassin se déversant dans l'autre par l'intermédiaire d'un seuil anticlinal. L'objectif de la simulation est de prélever à l'étiage via une galerie de soutirage un débit de soutien dans le premier bassin pour réguler le débit de l'Areuse.



Le modèle, aux éléments finis, est utilisé pour déterminer les paramètres à respecter pour une régulation optimale respectant les changements dans le temps des conditions imposées (tarissement ou crue, seuil anticlinal ouvert ou fermé lorsque les rabattements sont important).

Le maillage du modèle est donné à la figure 1.43.

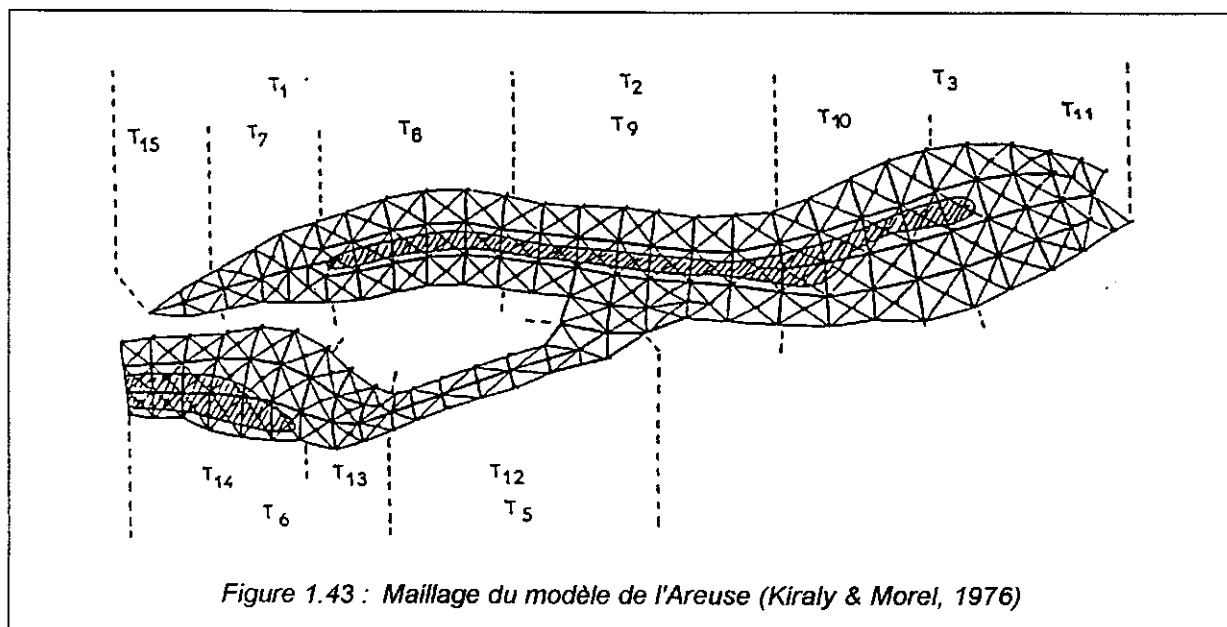


Figure 1.43 : Maillage du modèle de l'Areuse (Király & Morel, 1976)

Le modèle est constitué d'éléments triangulaires représentant les blocs à perméabilité réduite et d'éléments unidimensionnels représentant le réseau karstique de forte perméabilité. Le réseau est un réseau fictif permettant de simuler les transferts rapides correspondant aux écoulements de crue.

Les perméabilités affectées aux blocs sont conformes à celles mesurées par essais de pompage, alors que l'alimentation est fixée au 2/3 de la pluie brute et que 20 % de l'alimentation s'effectue de manière concentrée sur le réseau fictif.

Les auteurs ne donnent pas d'exemple de simulation des débits naturels, mais présentent un exemple de régularisation.

3.4.1.3.2.3. Bonnet & al (1979).

En premier lieu, un modèle maillé semblable à celui utilisé par Bonnet & al en 19 pour la fontaine de Vaucluse est créé. Les mailles utilisées sont de forme rectangulaire pour se rapprocher le plus possible de la géométrie des fissures. Les auteurs ne disposant pas d'une carte piézométrique assez précise, et en raison de problèmes liés au pas de calcul, une version simplifiée est finalement utilisée : le système karstique est représenté par une matrice poreuse homogène de transmissivité T_m recoupée par un chenal de forte transmissivité T_f constituant une maille unique (figure 1.44).

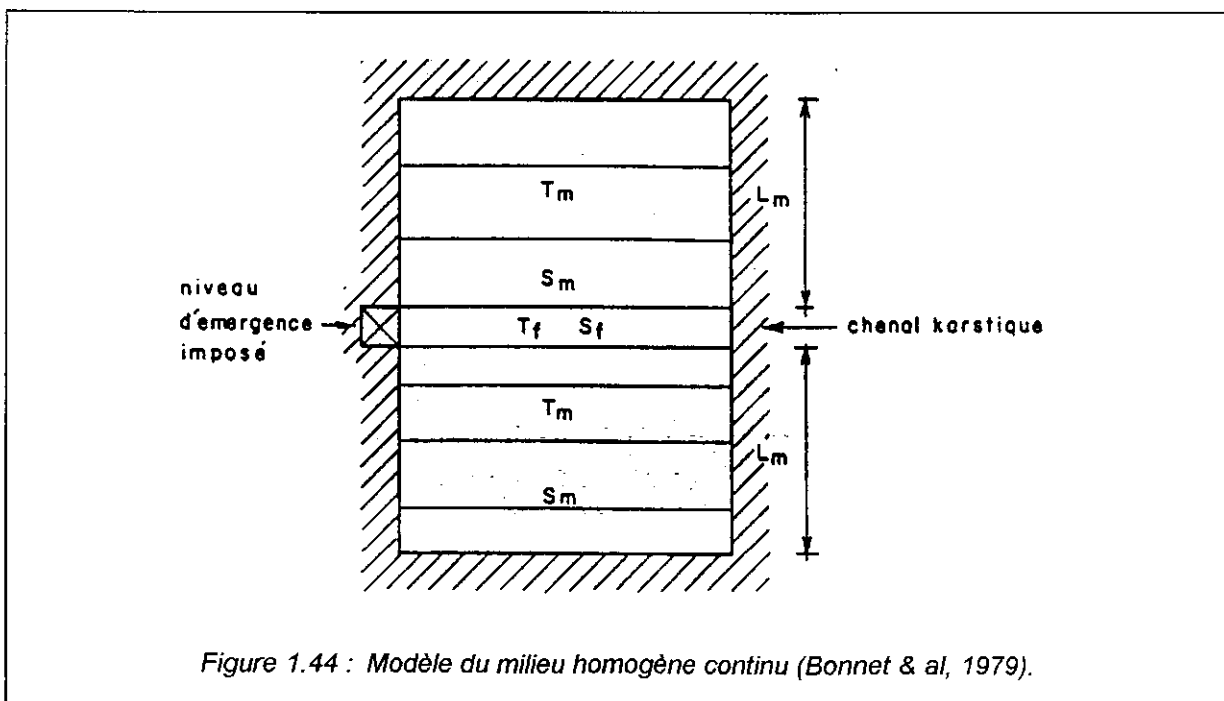


Figure 1.44 : Modèle du milieu homogène continu (Bonnet & al, 1979).

Le modèle est d'abord utilisé pour simuler un pompage dans le chenal et calculer le rabattement dans un forage situé dans la matrice poreuse. Le calage consiste à ajuster la transmissivité dans la matrice, les autres paramètres étant fixés par ailleurs ($S_m=1.5\%$, $S_f=100\%$, $T_f=+\infty$, section équivalente identifiée par pompage = 300 m). Les différents essais montrent que seule une transmissivité de la matrice inférieure ou égale à $10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ permet de représenter l'ordre de grandeur des rabattements dans la matrice.

Par la suite, le modèle est utilisé pour représenter la réaction des forages aux précipitations. Dans ce cas le calage consiste à ajuster le couple de transmissivité T_f , T_m . Les différents essais font apparaître l'impossibilité de déterminer un seul couple de valeur pour tous les forages. En outre, les valeurs de transmissivité à utiliser pour la matrice sont toujours supérieures à celles imposées pour une représentation correcte de l'effet d'un pompage dans le conduit.

Les auteurs concluent sur l'impossibilité de simuler à la fois le comportement dans les forages et le comportement dans le chenal à partir d'un modèle hydrodynamique continu, et que ce résultat confirme qu'il n'y a pas de continuité hydrodynamique entre matrice et conduit karstique.

3.4.1.3.2.4. *Palido-Bosh & Padilla-Benitez (1988a et b).*

Il s'agit ici d'un modèle maillé aux différences finies qui a été utilisé pour simuler le Torcal et Simat de Valldigna (nous ne présenterons que les résultats obtenus pour le Torcal). Le maillage (figure 1.45) retenu comprend deux axes de drainage orthogonaux dont l'une des extrémités correspond à la source de la Villa.

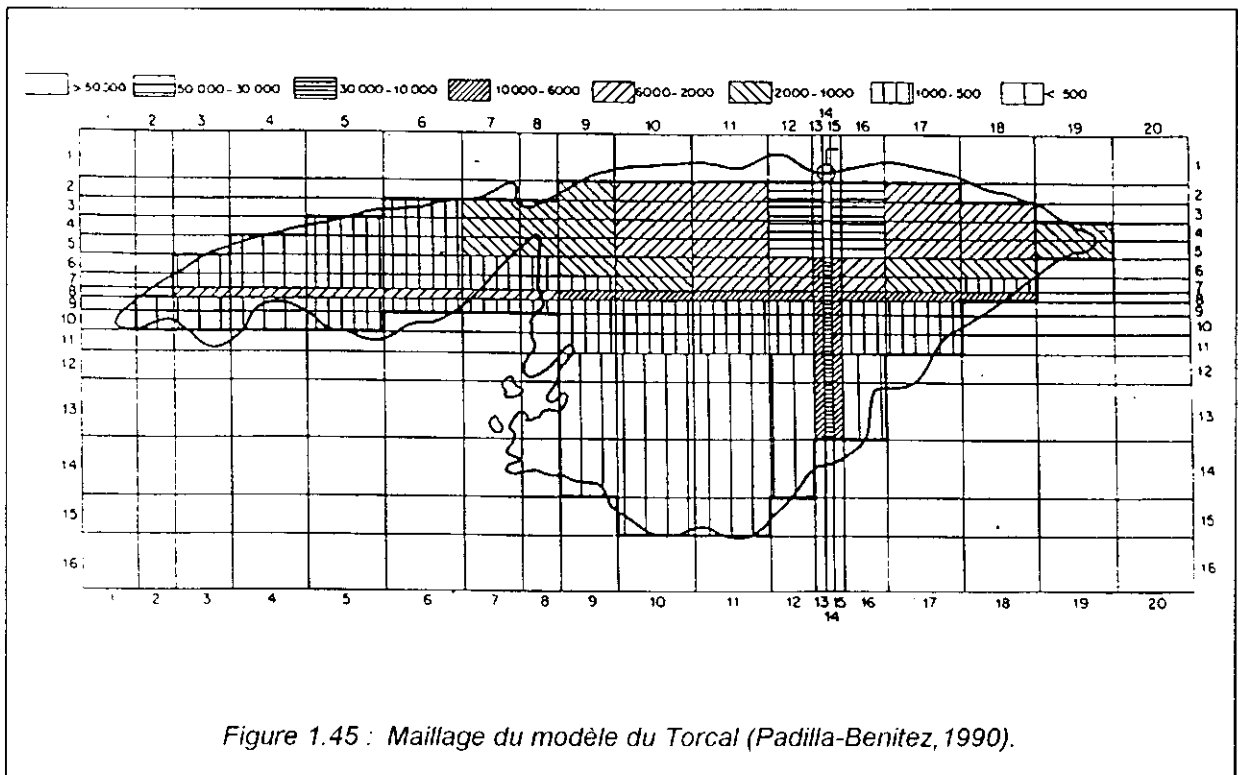
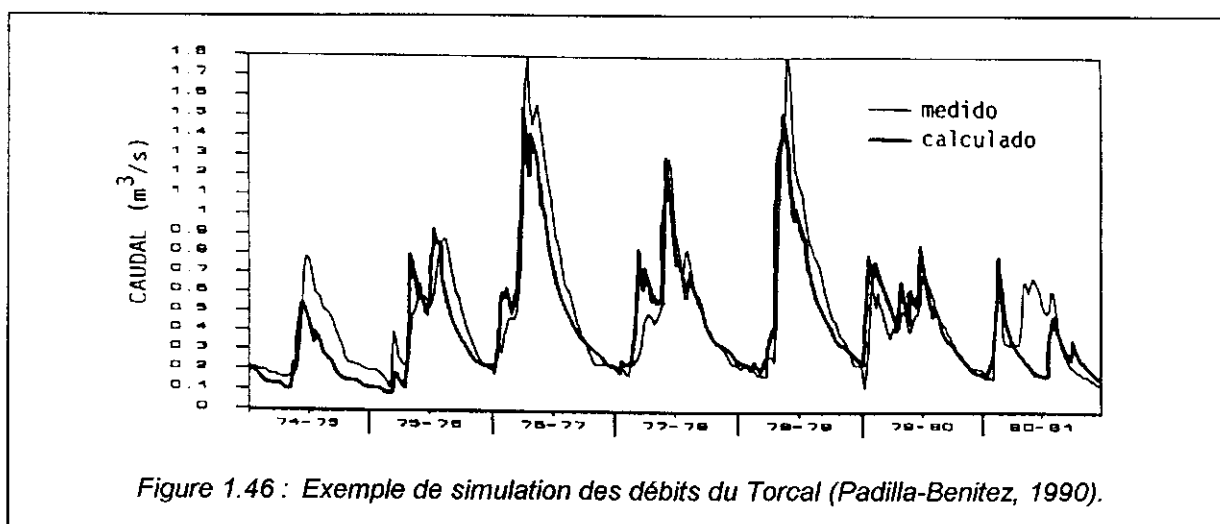


Figure 1.45 : Maillage du modèle du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).

Le système est considéré comme un aquifère libre. Les valeurs de transmissivité et d'emmagasinement utilisées varient respectivement de $5 \cdot 10^{-1}$ (drain) à $6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (zones les moins perméables) et de 20 à 1 %. L'ajustement s'effectue en régime transitoire par rapport aux chroniques de débits de la source de Villa. La figure 1.46 donne un exemple d'ajustement pour un pas de temps hebdomadaire. Le modèle est ensuite utilisé pour calculer l'évolution des niveaux à la source et de piézomètres fictifs en fonction de différents pompages d'exploitation.



Enfin, il faut signaler que Padilla-Benitez (1990) propose une autre simulation de cet aquifère par la méthode des éléments finis, mais le calage est uniquement réalisé en régime permanent pour des valeurs théoriques d'alimentation.

3.4.1.4. Les modèles stochastiques.

Les modèles stochastiques sont basés sur la mesure de certaines caractéristiques des séries chronologiques, caractéristiques qui sont utilisées par la suite pour reproduire ou prédire d'autres séries. L'hypothèse de base de l'utilisation de ces modèles est la stationnarité des chroniques.

On distingue plusieurs types de modèle :

- modèles AR(p) (pour Auto-Regressive), qui caractérisent les séries dont les valeurs sont linéairement dépendantes des p valeurs précédentes ;
- modèles MA(q) (pour Moving Average) qui caractérisent les séries dont les valeurs dépendent des valeurs d'un nombre q de variables aléatoires ;
- modèles ARMA(p,q) combinaison des deux modèles précédents ;
- modèles ARIMA(p,d,q) qui prennent en compte la présence d'une tendance ;
- modèles ARMAX(p,q,r) qui caractérisent la relation existant entre une grandeur d'entrée et une grandeur de sortie.

L'intérêt de ces modèles est de permettre la description, l'explication et la prévision de séries chronologiques. En hydrogéologie, les principales applications sont les suivantes :

- génération de chroniques de débits artificielles présentant les mêmes caractéristiques statistiques que la chronique modélisée (AR, MA, ou ARMA) ;
- prédiction à court terme des débits ou d'un niveau piézométrique (AR, MA ou ARMA) ;
- prédiction à court terme de débits à partir d'un niveau piézométrique (ARMAX) ;
- prédiction de débits ou de niveau piézométrique à partir de la pluie (ARMAX).

La génération de chroniques artificielles ne présente pas d'intérêt majeur et est techniquement délicate. La prévision à court terme est plus intéressante, mais c'est principalement la prédiction de débit en fonction des précipitations qui doit attirer l'attention. Dans ce cas en effet, le modèle permet de

déterminer une fonction de transfert (globale) définie statistiquement. Nous envisagerons donc, au travers d'exemple, que ces deux types d'applications.

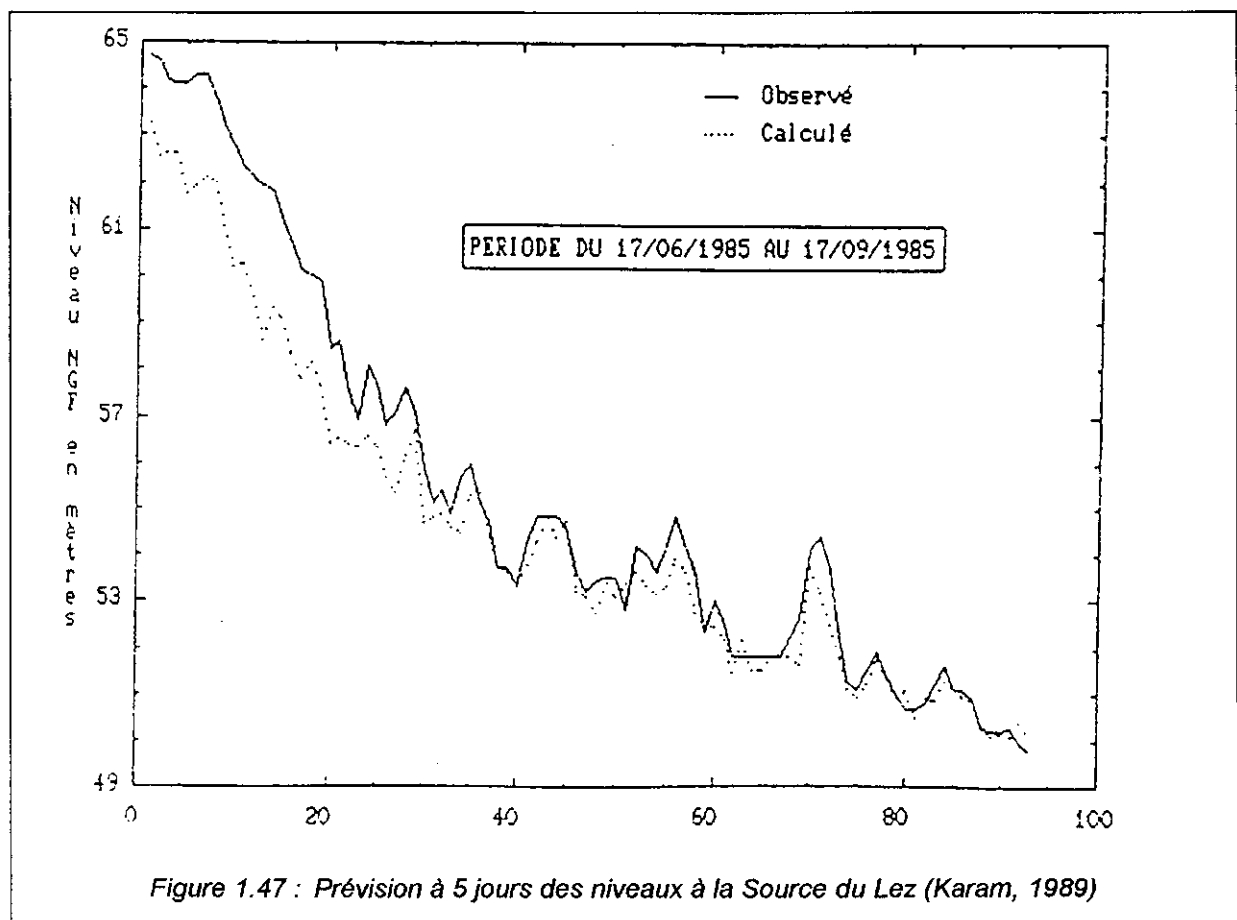
Prédiction à court terme d'un niveau piézométrique et des débits à partir d'un niveau piézométrique : l'exemple du Lez (Karam, 1989)

L'objectif est ici de prédire la chronique des niveaux de la source du Lez en période de non débordement à partir des relevés piézométriques de 7 piézomètres répartis sur l'aquifère.

Pour chaque piézomètre, un modèle AR est ajusté pour les étiages de 3 années successives, mettant en évidence que le niveau piézométrique d'un jour donné est déterminé uniquement par le niveau du jour précédent. A partir d'une analyse de la covariance, l'auteur montre que les modèles déterminés sont indépendant de l'année étudiée et des débits de pompage.

Par suite, l'auteur suppose que le niveau à la source du Lez est une combinaison linéaire de la différence de charge existant entre la source et chaque piézomètre et du débit pompé. Les différents coefficients sont obtenus par régression multiple. Il apparaît alors que la connaissance du niveau de trois piézomètres suffit à reconstituer le niveau dans la vasque de la source du Lez .

Le modèle obtenu est alors utilisé pour effectuer des prédictions de niveau à la source pour des retards de 1, 5 et 10 jours, la prédiction étant d'autant plus fiable que le retard est faible (figure 1.47).

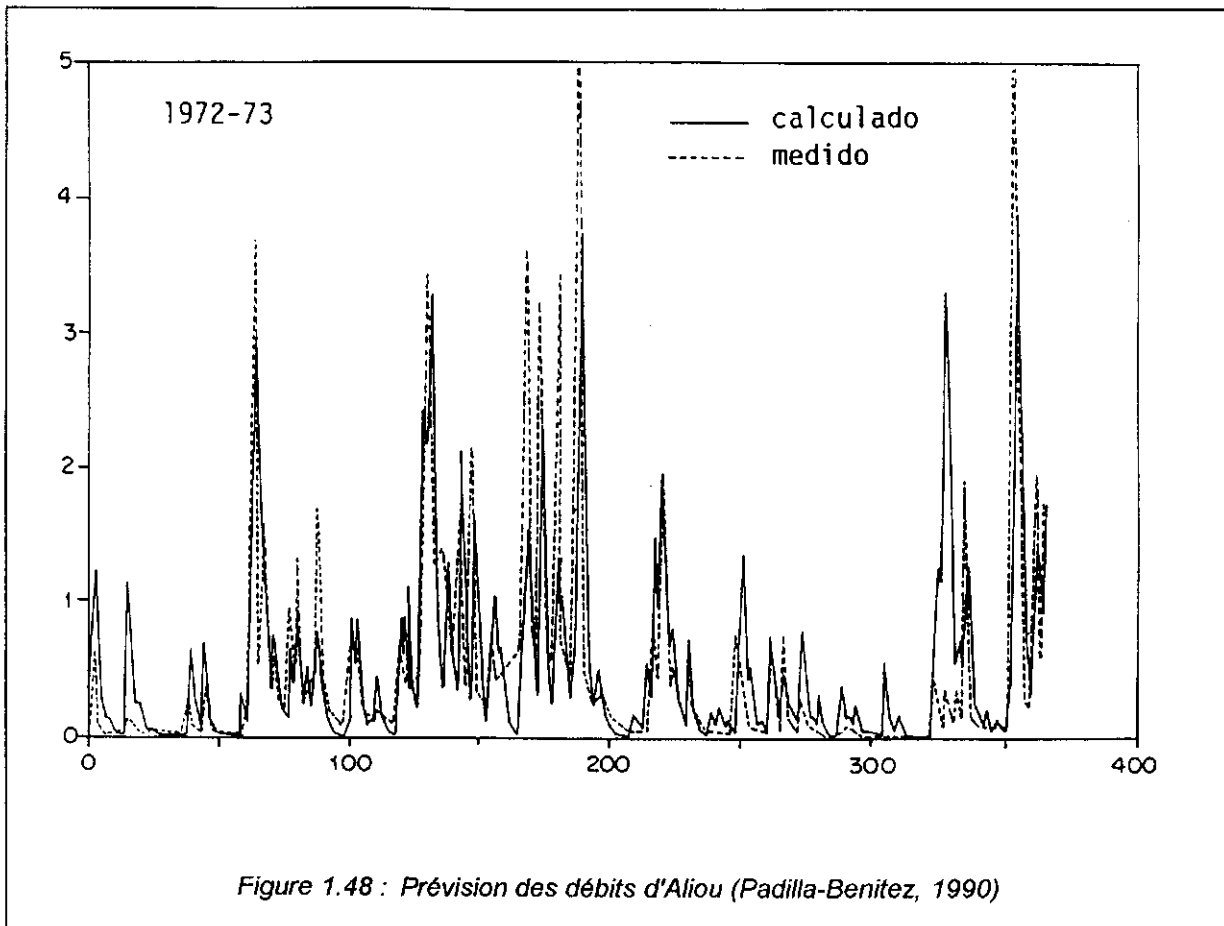


Prédiction des débits à partir de la pluie : les exemples d'Aliou et du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).

Dans ce cas, le modèle utilisé est de type ARMAX(p,q,r) où r est le retard introduit par le modèle. L'ajustement des différents paramètres du modèle permet de :

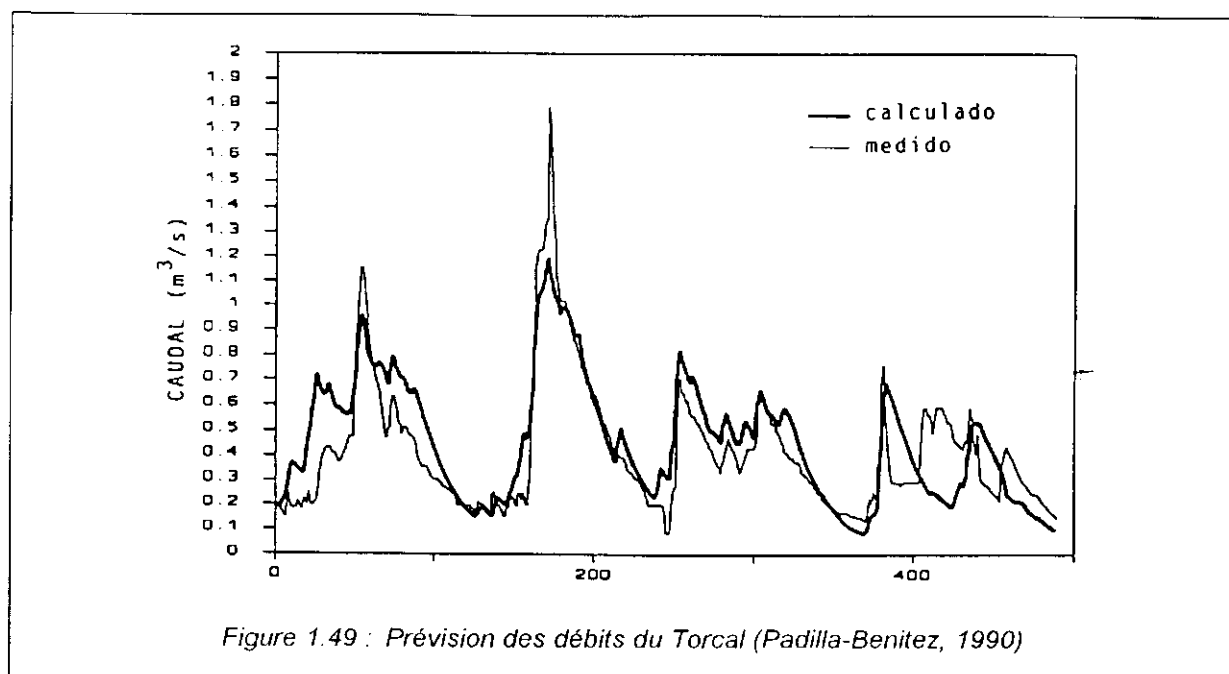
- définir la réponse impulsionnelle du modèle ;
- prédire l'évolution des débits à la source à partir de la connaissance de la chronique des précipitations.

L'auteur applique ce type de modèle à trois aquifères karstiques après avoir déssaisonnalisé les chroniques de débit pour les rendre stationnaires. Les figures 1.48 et 1.49 donnent les résultats de simulation obtenus pour Aliou et le Torcal.



L'auteur conclue sur les points suivants :

- l'emploi de ces modèles est délicat car la série des précipitations présente un caractère quasi-stationnaire, alors que la série des débits est typiquement, à l'échelle de l'année périodique. Il importe alors de déssaisonnaliser les chroniques ;
- les paramètres du modèle n'ont pas de signification physique et ne permettent pas de prendre en compte l'influence d'aménagement (forage...) ;
- ce type de modèle s'applique d'autant mieux que le système possède une composante régulée (débit d'étiage) et une composante non-régulée (transfert rapide de l'infiltration) bien distinctes.



3.4.2. DISCUSSION.

Avant d'entamer la discussion, il est nécessaire de préciser à quel type de système appartiennent les systèmes cités en exemple (les techniques permettant cette identification seront précisées dans la deuxième partie de ce travail) :

- Le Baget, L'Hortus, Le Lez, La fontaine de Vaucluse, Aliou et l'Arcuse : type 2 ;
- Le Torcal : type 3 ;
- Il n'y a pas d'exemple du type 1.

3.4.2.1. Critique des différents types de modèles

Il faut tout d'abord effectuer une remarque d'ordre général concernant le calcul des pluies efficaces et qui est valable pour tous les types de modèle. L'ajustement d'une fonction de production non-linéaire revient bien souvent à affecter la non-linéarité d'un système hydrogéologique aux phénomènes d'évapotranspiration dans la zone superficielle non-saturée. Lorsqu'il s'agit de simuler un aquifère de type poreux pour lesquels les phénomènes de reprise par évapotranspiration sont bien connus, cette démarche ne paraît pas critiquable car on sait que le transfert dans la zone saturée est globalement linéaire (loi de Darcy).

Par contre, elle paraît plus délicate dans le cas des systèmes du type 2 dont le fonctionnement du karst noyé présente d'importants phénomènes de non-linéarité et de non-stationnarité. Il y a alors un risque d'affecter à tort ces caractéristiques de la zone saturée à la zone non-saturée, transformant ainsi le transfert dans le karst noyé en un transfert linéaire. En outre, le phénomène global de l'évapotranspiration est mal connu dans le domaine karstique, car l'épikarst (infiltration différée) qui sert de principal réservoir à la reprise par évapotranspiration est inégalement réparti à la surface de l'aquifère.

Ce point est à notre avis un des principaux problèmes posé par l'utilisation des techniques de modélisation pour ce type de système.

3.4.2.2.1. Déconvolution

L'approche par déconvolution a l'avantage de ne pas faire d'hypothèses préalables sur la structure et le fonctionnement du milieu pour en identifier la fonction de transfert. Seules des contraintes de plausibilité sont généralement introduites pour tenir compte de la spécificité des systèmes hydrologiques. En revanche, elle ne permet pas de prendre en compte l'influence d'aménagements virtuels. Elle est donc - par principe - utilisable pour n'importe quel type de système (1, 2 ou 3)

Dans les exemples cités, les résultats obtenus sur des systèmes du type 2 sont globalement insatisfaisants, notamment lorsque la pluie brute est utilisée en entrée. La prise en compte d'une fonction de production améliore les résultats mais c'est surtout l'introduction d'un terme dépendant de l'état du système qui permet de reconstituer le plus fidèlement les débits observés (Bouillin & al, 1973). Toutefois, tous les travaux cités illustrent la difficulté d'obtenir un résultat satisfaisant si l'on ne prend pas en compte la non-stationnarité et la non-linéarité du système karstique.

3.4.2.2.2. Modèles réservoirs

Le grand avantage des modèles réservoirs est la prise en compte des effets de la zone superficielle. C'est notamment le cas du modèle Mero qui est généralement utilisé uniquement à cette fin, et dont la fonction de transfert est rarement utilisée.

Il faut remarquer que ces modèles prennent certaines libertés quant à la représentation de l'aquifère, notamment pour le type 2 et 3. C'est particulièrement le cas du transfert dans la zone non saturée où les 3 modalités d'infiltration reconnues ne sont pas représentées. A défaut de pouvoir les caractériser séparément, le modèle TRIDEP utilisé par Padilla-Benitez utilise une approche intermédiaire où la zone d'infiltration est représentée par un noyau de convolution représentant les caractéristiques moyennes sur le cycle.

De même, aucun des modèles ne prend en compte la dissociation de fonctions capacitives et transmissives et les conséquences qui en résultent sur la dynamique du karst noyé et la reconstitution des réserves. Ceci est illustré par les différents exemples qui surestiment les débits de pointe de crue et sous-estiment les débits d'étiage, ou inversement. Padilla-Benitez (1990) est d'ailleurs obligé d'utiliser la pluie brute pour obtenir une représentation acceptable des pointes de crues dans le cas du système d'Aliou.

En outre, on peut reprocher à ces modèles le nombre important de paramètres utilisés (notamment 22 dans le modèle BEMER). L'utilité de tant de paramètres suppose un pouvoir discriminatoire très important, qui comparé aux difficultés d'ajustement que cela implique et aux incertitudes obligatoirement présentes sur les chroniques de pluie et de débit (erreur de mesure, tarage des stations, représentativité des pluviomètres) paraît illusoire. Citons à ce propos Villermaux (1978) : (...) *avec beaucoup de paramètres on peut représenter n'importe quoi. (...) avec 5 paramètres on représente un éléphant et avec 6 paramètres ...un éléphant qui court.* L'auteur montre en outre que le nombre optimal de paramètres est de 2 ou 3.

Dès lors, on peut s'interroger sur le sens des paramètres identifiés. Gdalia (1980) et Padilla-Benitez (1990) ont notamment cherché à en déterminer le sens, sans obtenir de grands résultats. Gdalia (1980) montre que certains paramètres du modèle CREC sont dépendants d'une même caractéristique, la

surface du bassin versant. Ceci illustre les propos de Villiermaux (1978) qui signale que lorsque le nombre de paramètres est trop élevé, ils deviennent redondants et sont souvent corrélés entre eux.

Aussi, l'introduction de la simulation d'un pompage dans de tels modèles, comme cela est proposé par Bézès (1976) et Padilla-Benitez (1990), nous paraît illusoire. Ceci ne serait possible qu'à la condition que ce type de modèle soit un modèle descriptif de l'aquifère, ce qui ne semble pas être le cas.

Du point de vue des résultats obtenus, il faut signaler que les ajustements obtenus par les différents auteurs sont globalement satisfaisants. Si l'on tient compte des diverses critiques formulées à propos de ces modèles, il semble qu'il faille plutôt voir dans ces résultats une bonne analogie des propriétés aquifère-modèle (grâce à la souplesse conférée par le nombre important des paramètres) qu'une bonne représentativité des modèles.

3.4.2.2.3. modèles déterministes.

3.4.2.2.3.1. Expressions analytiques de l'écoulement.

Les expressions analytiques de l'écoulement correspondent à des simplifications réalisées dans des cas particuliers. Les travaux de Delhomme (1971) ont le mérite d'introduire les deux éléments constitutifs de la zone noyée dans une équation de diffusivité. Toutefois, le problème posé par la représentation proposée, sous forme de deux milieux poreux, rejoint le problème de la double-porosité abordé lors de l'étude des schémas interprétatifs d'essais pompage et ne permet pas de rendre compte des caractéristiques du fonctionnement de la zone noyée. Ce sont précisément ces caractéristiques que Mangin (1973) cherche à représenter. Cependant, le modèle est établi pour un cas particulier (impulsion de débit constante) et ne paraît applicable qu'à des systèmes présentant ces mêmes caractéristiques.

Le modèle proposé par Karam (1989) cherche lui aussi à représenter les structures du karst noyé, les systèmes annexes et le drain. Cependant, les approximations réalisées par l'auteur sont importantes : interpolation linéaire des niveaux piézométriques pour représenter les apports des systèmes annexes, assimilation du drain à un milieu poreux. En outre, l'auteur ne précise pas les valeurs retenues pour le coefficient d'emmagasinement. Les simulations réalisées, bien qu'en période d'étiage c'est-à-dire le moment où le système peut être considéré comme stationnaire, sont peu satisfaisantes. Compte tenu des approximations réalisées, les résultats obtenus concernant la présence d'une crête piézométrique paraissent incertains.

Le modèle proposé par Bonnet & al (1976) concerne la représentation du niveau piézométrique d'un forage implanté soit en dehors de la structure de drainage soit directement sur la structure de drainage. La représentation utilisée n'envisage qu'une alimentation par la surface alors que l'on sait que dans les karsts une grande partie de l'alimentation s'effectue par l'intermédiaire du drainage. Il semble donc devoir être réservé pour la simulation du comportement de forages implantés en dehors de la structure de drainage.

D'une manière générale, il faut considérer que ce type de modèle présente un intérêt limité car ils correspondent à des cas particuliers difficilement généralisables (Collin & Rousselot, 1974).

3.4.2.2.3.2. Modèles maillés.

Ce type de modèle possède les avantages d'une expression analytique (possibilité de simuler l'effet d'un aménagement) et permet de prendre en compte la variabilité spatiale des différents paramètres.

Toutefois ces modèles ne peuvent correspondre à des modèles descriptifs des systèmes du type 2 et 3 car la représentation de l'aquifère karstique par un milieu poreux, n'est pas acceptable et ceci pour plusieurs raisons. Tous d'abord, ces modèles sont basés sur une formulation analytique de l'écoulement dont nous avons vu le manque de représentativité (cf. 3.1). Nous ne reviendrons donc pas sur ce point.

Ensuite, il faut considérer le problème posé par le caractère continu du milieu imposé par ces modèles. La karstification établit une structure de drainage au sein du milieu fissural originel et intervient comme une discontinuité hydraulique au sein de la matrice. De plus, au sein même de la structure karstique, des discontinuités apparaissent entre les fonctions capacitatives et transmissives en fonction de la qualité de la relation existant entre les SAD et le drain.

Dès lors, pour simuler les hydrogrammes à partir de modèles maillés, il est indispensable d'introduire, au sein de la matrice, un drain de très forte perméabilité qui a généralement une forme peu réaliste :

- 3000 m de diamètre pour Bonnet & al (1976) ;
- 3 maille de 100 m et de perméabilité variant progressivement pour Pulido-Bosh et Padilla-Benitez (1990)
- 300 m de diamètre pour Bonnet & al (1979) ;
- représentation d'un drain fictif par des éléments très perméables insérés entre chaque élément représentant la matrice pour Kiraly & Morel (1976).

Les travaux de Bonnet et al (1979) illustrent ce propos en montrant qu'il est impossible de modéliser à partir d'un modèle hydraulique continu à la fois le comportement dans le conduit karstique et dans la matrice calcaire.

Aussi, la représentation par modèle maillé ne peut être considérée comme représentative des systèmes du type 2 et 3. Cependant, il est possible que ces modèles interviennent au titre de modèle équivalent. Pour autoriser une telle démarche, il n'est alors pas nécessaire que la représentation et les lois d'écoulement utilisées soient représentatives : il suffit qu'elles traduisent le même phénomène, le même fonctionnement.

Bonnet (1978) explique que *"selon le point de vue de la méthode du modèle on s'intéresse avant tout aux comportements de cette réalité et il s'agit de les représenter aussi fidèlement que possible en ne se souciant des structures et des lois élémentaires que dans la mesure où elles sont utiles pour concevoir ou améliorer le modèle. (...) Ainsi pour la représentation d'un comportement linéaire (...) il suffira d'un modèle de même forme alors même que la structure intime du système réel présentant ce comportement pourra être extrêmement complexe (...)"*.

Ainsi, même si la représentation du drain utilisée ne correspond pas à la structure de la zone noyée, elle pourra être utilisée si le modèle a le même fonctionnement. De ce point de vue, les modèles aux différences finies paraissent plus aptes à simuler les conditions d'un comportement karstique par l'introduction d'éléments de petite dimension simulant plus fidèlement ces discontinuités. Cependant, il demeure que les lois d'écoulement utilisées dans ces modèles ne permettent pas de reproduire les principales caractéristiques particulières des aquifères du type 2 (effet d'inertie, non-linéarité liée à l'existence de pertes de charge non linéaires). Leur emploi ne paraît donc pas adapté aux systèmes du type 2.

En revanche, dans le cas des systèmes du type 3, le fonctionnement s'apparentant à celui d'un milieu homogène, ces modèles sont utilisables à l'échelle globale. Mais, la structure du milieu étant organisée, leur utilisation pour simuler l'effet sur l'exutoire d'un pompage réalisé dans un forage fictif, comme le propose Pulido-Bosch & Padilla-Benitez (1988) pour le Torcal, est discutable.

Enfin, dans le cas du type 1, l'absence d'organisation des écoulements autorise leur emploi dans le cadre admis pour la modélisation des milieux fissurés.

3.4.2.2.4. Modèles stochastiques.

L'utilisation de ces modèles pour simuler les débits d'un système karstique telle que le fait Karam (1980) ne présente pas d'intérêt particulier. Elle montre simplement que le débit d'un jour donné dépend de la valeur du jour précédent ce qui correspond à la loi de Maillet. Elle montre aussi qu'il est possible de définir une relation entre niveau piézométrique et les débits. Une approche plus simple (corrélations) avait déjà montré les mêmes résultats (Mangin, 1975).

Le principal intérêt de ces modèles est de permettre la définition d'une fonction de transfert globale pluie-débit à partir de paramètres statistiques (ARMAX). Toutefois, si la méthode est différente de la déconvolution, elle présente les mêmes inconvénients et bute sur les mêmes problèmes (non-stationnarité, non-linéarité). C'est ainsi que Padilla-Benitez obtient des résultats voisins de ceux obtenus par déconvolution.

3.4.2.3. Conclusion.

Dans le cas des aquifères du type 1, et bien que nous n'ayons pas d'exemple représentatif, tous les modèles paraissent utilisables dans la limite de leur validité dans le milieu fissuré.

Pour les systèmes du type 2, l'approche par déconvolution paraît la plus intéressante car elle n'impose pas de définition préalable de la structure du milieu. La qualité des résultats obtenus sont toutefois limités par les phénomènes de non-linéarité et non-stationnarité.

Les modèles réservoirs et les modèles maillés ne sont pas utilisables au titre de modèle descriptif car ils ne représentent pas les différentes particularités de la structure des systèmes karstiques. Ils ne peuvent pas non plus être utilisés en tant que modèle équivalent car le fonctionnement particulier des systèmes karstiques ne peut être représenté par les structures et les lois de fonctionnement introduites. Lors de l'utilisation de tels modèles pour effectuer des simulations, les paramètres identifiés n'auront que la valeur de paramètres de calage, les modèles devant alors être considérés comme de simples boîtes noires. On préférera donc les modèles réservoirs qui présentent une plus grande souplesse d'utilisation.

Les modèles maillés sont en revanche utilisables pour les systèmes du type 3, mais à l'échelle globale uniquement, l'introduction d'un aménagement à l'échelle locale n'étant pas acceptable.

4. CONCLUSION

La première partie de ce document a pour objectif d'évaluer la possibilité d'étudier et de décrire la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques en employant une démarche traditionnelle. A partir d'un état des connaissances préalable, il a été possible de mettre en évidence la spécificité de la structure et du fonctionnement de ces aquifères, ainsi que les conséquences qu'elles entraînent pour les outils de l'approche traditionnelle.

4.1. SPECIFICITE ET DIVERSITE DES SYSTEMES KARSTIQUES.

La spécificité de l'aquifère karstique tient au processus de karstification qui, au travers de la circulation d'eaux chargées de CO₂ et à leur capacité à dissoudre les formations calcaires, établit une morphologie originale tant en surface qu'en profondeur. Il en résulte un milieu aquifère complexe dont l'étude intéresse plusieurs disciplines.

L'état des connaissances montre qu'il existe à l'heure actuelle trois visions distinctes du milieu karstique :

- la vision géomorphologique ;
- la vision spéléologique ;
- la vision hydrogéologique.

Les visions géomorphologique et spéléologique ne sont pas adaptées aux besoins de l'hydrogéologue. La première en raison d'un objectif trop éloigné ; dans l'étude des formes de surface, les propriétés aquifères ne sont pas étudiées comme un but en soi, mais plutôt comme un moyen. La seconde, en définissant le milieu à partir des seuls vides accessibles à l'homme, présente des concepts aujourd'hui erronés. Il n'en demeure pas moins que les observations effectuées dans le cadre de ces démarches restent utilisables, et ce sont les interprétations qui en sont faites qui doivent être rejetées d'un point de vue hydrogéologique.

La vision hydrogéologique du karst, que l'on peut considérer comme récente si on la compare aux travaux réalisés dans les milieux poreux et fissurés, ne fait pas l'objet d'un consensus, et deux approches différentes se distinguent : l'approche structurelle et l'approche fonctionnelle.

L'approche structurelle et son modèle considèrent que le milieu karstique ne diffère pas fondamentalement du milieu fissuré, la karstification n'intervenant que sur l'ordre de grandeur de la structure et de ses propriétés hydrodynamiques. Les méthodes d'étude (géophysique, pompages d'essais, modélisation) sont donc un aménagement des méthodes traditionnelles et sont orientées sur la reconnaissance de la structure du milieu afin d'en déduire le fonctionnement.

L'approche fonctionnelle s'oppose à cette démarche. Dans son modèle, la karstification introduit une hétérogénéité qui persiste quelle que soit l'échelle d'observation, interdisant ainsi l'emploi des méthodes d'études classiques. La structure n'étant pas reconnaissable à partir d'observations

ponctuelles, les méthodes proposées sont des méthodes caractérisant globalement l'aquifère à partir de son fonctionnement.

La conciliation de ces deux approches est éclairée par l'approche thermodynamique du processus de karstification proposé par Mangin (1975). Il apparaît alors deux caractéristiques fondamentales de l'aquifère karstique :

- le processus de karstification est un processus évolutif, les vides originels évoluant d'une porosité primaire ou secondaire jusqu'à l'établissement d'une structure de drainage organisée : c'est la notion d'*évolution* ;
- le comportement karstique résulte de l'existence d'une structure de drainage organisée et d'un potentiel hydraulique important : c'est la notion de *fonctionnalité*.

Il est alors possible de caractériser les systèmes karstiques en fonction de leur configuration (binaire ou unaire, vaclusien ou jurassien), de leur degré d'évolution et de leur fonctionnalité. Il existe alors une infinité de type possible de système karstique, mais trois grandes familles se dégagent :

- Type 1 : *Systèmes non-fonctionnels à faible ou fort potentiel et structure peu karstique*. Ce cas correspond aux systèmes peu évolués pour lesquels il n'y a pas d'organisation, ni des vides ni des écoulements. La structure et le fonctionnement de ce type de système est analogue à celui d'un milieu fissuré
- Type 2 : *Systèmes fonctionnels à fort potentiel et structure karstique* : c'est le cas des systèmes typiquement karstique pour lesquels vides et écoulements sont organisés. Dans ce cas, on observe alors une grande spécificité de comportement et de structure :
 - vides de grande taille ;
 - dissociation de fonctions capacitatives et transmissives;
 - hétérogénéité et discontinuité de la zone noyée ;
 - existence de forts contrastes de vitesse d'écoulement ;
 - pertes de charges singulières entraînant des effets d'inertie de la zone noyée ;
 - comportement non-linéaire et non-stationnaire.
- Type 3 : *Systèmes non-fonctionnels à faible potentiel et structure karstique* : ils correspondent aux systèmes pour lesquels les vides sont organisés mais les conditions aux limites de l'aquifère ne permettent pas aux écoulements de rendre compte de cette organisation. Le fonctionnement est déterminé à l'échelle globale par les limites du système alors qu'à l'échelle locale il dépend de la structure du milieu.

4.2. CONSEQUENCES POUR L'APPLICATION D'UNE DEMARCHE D'ETUDE TRADITIONNELLE.

La mise en évidence de la spécificité et de la diversité des systèmes karstiques conduit à reconsidérer le problème posé par l'emploi d'une approche traditionnelle. Concernant les différentes phases d'étude il apparaît :

- Phase d'identification.

Concernant l'emploi de la loi de Darcy et des paramètres hydrodynamiques (perméabilité, porosité, transmissivité, emmagasinement), les facteurs limitants sont :

- la structure du milieu, au travers de la nature et de la dimension des vides, de leur organisation spatiale et des discontinuités qu'ils entraînent ;
- le fonctionnement qui en découle, la loi de Darcy n'étant pas utilisable en raison de l'ordre de grandeur des vitesses d'écoulement et de leur variabilité, tant spatiale que temporelle.

En fonction des trois grands types identifiés, le domaine d'application des lois et paramètres de l'hydraulique souterraine en hydrogéologie karstique est donc :

- Type 1 : utilisable comme modèle descriptif et équivalent du milieu, dans la mesure de leur validité en milieu fissuré ;
- Type 2 : inutilisable ni au titre descriptif, ni au titre de modèle équivalent ;
- Type 3 : inutilisable au titre de modèle descriptif mais utilisable, à l'échelle globale uniquement, au titre de modèle équivalent.

En conséquence, il faut émettre quelques restrictions sur l'emploi des méthodes traditionnelles pour l'identification des aquifères karstiques car elles ne prennent pas en compte les caractéristiques qui les distinguent.

C'est ainsi que la recherche des limites géologiques du système doit intégrer l'éventuelle présence d'un impluvium non-karstique. De même, les données concernant le contexte structural et les relevés de fracturation ne sont représentatifs que de la structure des systèmes du type 1. Dans le cas des types 2 et 3, ils ne peuvent caractériser la structure de drainage qui correspond à une organisation et une nature de vides en grande partie indépendantes de la disposition et de l'orientation du réseau fissural. Combinées avec l'étude lithologique, elle peuvent toutefois donner un indice concernant la configuration du système (vaclusien ou jurassien).

Il n'est pas possible d'utiliser les cartes piézométriques, qui supposent implicitement la validité de la loi de Darcy et des paramètres hydrodynamiques, pour caractériser un aquifère du type 2 qui présente un caractère discontinu et hétérogène. En revanche, ceci est possible pour le type 1 car il s'agit d'un milieu fissuré. De même pour le type 3 mais uniquement pour en représenter le fonctionnement, la loi de Darcy et son cadre d'application étant considérés comme un modèle équivalent.

L'utilisation des données (caractéristiques hydrauliques) issues de forage voisin suppose une certaine homogénéité du milieu qui n'est pas respectée pour les types 2 et 3. Dès lors ces caractéristiques demeurent ponctuelles et ne sont pas extrapolables à l'échelle globale.

Phase de démonstration.

La phase de démonstration fait principalement appel à deux méthodes : les essais de pompage et les traçages.

Pour les essais de pompage, les limites d'emploi des schémas interprétatifs sont :

- Type 1 : utilisation des schémas du milieu fissuré au titre de modèle descriptif et des schémas du milieu poreux au titre de modèle équivalent
- Type 2 et 3 : les schémas des milieux poreux et fissurés ne sont pas utilisables, ni les schémas définis spécifiquement pour le milieu karstique et qui ne prennent pas en compte l'organisation de la zone noyée ou qui l'assimilent à un milieu obéissant à la loi de Darcy.

Les limites d'emploi des schémas interprétatifs de traçages sont :

- Type 1 : utilisation des schémas du milieu fissuré ;
- Type 2 et 3 : inadéquation des schémas des milieux poreux et fissurés

Phase d'évaluation.

Concernant la modélisation, le problème est plus complexe, mais il apparaît que :

- les techniques globales (boîtes noires) comme la déconvolution ou les modèles ARMAX sont utilisables pour tous les types ;
- les modèles réservoirs, ne peuvent être utilisés pour les types 2 et 3 en raison de leur inadaptation car ils ne permettent pas de représenter les particularités du fonctionnement et de la structure réelle du milieu et l'absence de sens de leurs paramètres. Ils peuvent tout au plus être employés comme modèles boîtes noires.
- les modèles déterministes, et notamment les modèles maillés ne peuvent être utilisés comme modèle descriptif ni comme modèle équivalent du type 2. Ils peuvent être utilisés comme modèle descriptif du type 1, et comme modèle équivalent du type 3, à l'échelle globale uniquement, ce qui limite dans ce dernier cas leur utilisation pour prévoir l'effet d'aménagements.

4.3. CONCLUSION .

La présentation ainsi faite en trois grands types nous semble répondre en grande partie au problème posé par l'existence de deux approches hydrogéologiques de l'aquifère karstique :

- l'approche structurelle qui assimile le milieu karstique à un milieu fissuré, représentée par le schéma de Drogue (1971) et qui correspond à l'aménagement d'une démarche traditionnelle, c'est-à-dire qu'elle est basée sur ***l'étude et la caractérisation de la structure*** du milieu ;
- l'approche fonctionnelle proposée par Mangin (1975) basée sur ***l'étude et la caractérisation du fonctionnement*** de l'aquifère ;

La prise en compte de la variabilité des systèmes karstiques montre en effet que la réunion de tous les types dans une seule et unique représentation est non seulement une aberration, mais cela constitue une négation de la spécificité de l'aquifère karstique. Une définition trop stricte de la structure du milieu oblige à ne considérer qu'une partie seulement des types d'aquifère possibles. C'est ainsi que l'approche structurelle ne paraît utilisable que pour décrire le type 1. L'avantage de l'approche fonctionnelle est de mettre en évidence la variabilité et la spécificité, et en caractérisant le milieu par son fonctionnement, de ne pas imposer de cadre strict à la définition de la structure.

L'ensemble de ces éléments permet de reconsidérer la conciliation entre les deux approches du milieu ; elles sont toutes les deux utilisables, mais pour des domaines différents. L'approche structurelle traditionnelle est limitée à l'étude des systèmes du type 1 et à une approche par équivalence des systèmes du type 3 (échelle globale uniquement). En revanche, l'approche fonctionnelle peut être utilisée pour les types de systèmes.

L'aquifère karstique peut donc être considéré et étudié comme un aquifère traditionnel que sous certaines conditions précises, c'est-à-dire pour certains types seulement. C'est donc la reconnaissance des différents types de karst qui permet de déterminer les domaines d'application de chaque méthode, en fonction de la spécificité de chaque type.

Il en résulte que l'étude des aquifères karstiques doit faire l'objet d'une méthodologie particulière permettant de choisir, en fonction des caractéristiques propres de l'aquifère étudié, les méthodes les plus appropriées à sa description.

C'est ce que nous proposons dans la deuxième partie de ce document.

2ⁱème PARTIE

METHODOLOGIE D'ETUDE DES SYSTEMES KARSTIQUES

1. PROPOSITION POUR UNE METHODOLOGIE D'ETUDE.

La recherche des limites d'utilisation d'une démarche d'étude traditionnelle en milieu karstique fait apparaître que les systèmes karstiques peuvent être regroupés en trois grands types présentant des caractéristiques de structure et de fonctionnement différentes. Il en résulte que la démarche traditionnelle, représentée par l'approche structurale, n'est utilisable que pour des systèmes ayant des propriétés précises, et qu'il faut avoir recours à l'approche fonctionnelle pour les autres cas.

Cette dernière est fondamentalement différente d'une approche traditionnelle, et avant d'entrer dans la présentation d'une méthodologie en partie organisée autour d'elle, il est nécessaire de s'intéresser à la démarche qui la compose, ainsi qu'aux contraintes et limites qu'elle impose.

1.2. L'APPROCHE FONCTIONNELLE, DEMARCHE, METHODES, CONTRAINTES ET LIMITES.

1.2.1. DEMARCHE.

Les approches utilisées pour étudier le milieu karstique, et dont nous avons discuté la représentativité dans la première partie de ce document, sont différentes d'un point de vue hydrogéologique. Elles le sont aussi du point de vue de leurs fondements théoriques.

Il existe deux démarches couramment utilisées en hydrogéologie :

- La première fait partie des sciences prédictives et il est classique de la référer au déterminisme hérité d'une vieille tradition rationaliste platonicienne, et dont, en France, Descartes est le représentant le plus connu (Durand, 1979).

J. Margat (1983) explique que cette approche déterministe est représentée en hydrogéologie par "*(...) l'emploi des méthodes d'identification des paramètres qui caractérisent le comportement du milieu comme conducteur et réservoir "aquifère" : on compare les solutions d'une batterie de modèles analytiques aux réponses du milieu réel à une impulsion connue et, si elles sont assez identiques aux réponses du milieu idéal équivalent, on estime avoir "mesuré" les paramètres du milieu réel, - du moins relativement à une échelle spatiale et temporelle donnée -*", et cet auteur insiste sur la nécessité d'une bonne cohérence entre modèle et objet.

L'application de cette démarche au milieu poreux, et même au milieu fissuré, a donné d'excellents résultats - sur lesquels est basée l'hydrogéologie actuelle (essais par pompage)- qui justifient pleinement cette approche et interdisent toute remise en cause de ses fondements. Aussi, c'est plutôt au niveau de son emploi pour l'étude des karsts qu'il faut discuter, car certains types d'aquifère

karstique présentent des caractéristiques peu compatibles avec ce type de démarche (structure fractale, comportement non-linéaire).

- La seconde se réfère aux sciences descriptives. L'utilisation des préceptes déterministes a conduit à l'établissement des sciences modernes, mais, par ailleurs, a induit le développement de tendances ultra-analytiques. En réaction, il s'est développé une "(...) *volonté de restaurer une approche plus synthétique, (...) de maîtriser des ensembles vastes et complexes (..) et de promouvoir un langage unitaire (...)*" (Walliser, 1977). Si les racines de cette démarche sont à rechercher dans l'école pythagoricienne, ce n'est qu'au milieu du 20^{ième} siècle que ces considérations aboutirent à l'émergence du courant systémique.

Du point de vue hydrogéologique, les méthodes sont axées sur la description systématique et approfondie des variables du système. A partir des informations extraites de cette description, l'interprétation est synthétisée par un modèle conceptuel (ou physique) permettant d'expliquer les données de terrain. Les paramètres du modèle ne sont pas jugés comme représentatifs du milieu, mais comme des propriétés mathématiques permettant une description et une comparaison aisées des différents systèmes hydrologiques. Les modèles utilisés sont généralement statistiques, ce qui présente l'avantage d'une définition rigoureuse des paramètres sans qu'ils soient rattachés à un modèle déterministe.

L'approche fonctionnelle du milieu karstique qui a été proposée par Mangin en 1975 découle de cette seconde démarche. Elle repose sur l'adéquation existant entre la structure d'un système et son fonctionnement. La structure constitue une discontinuité statique qui est "la mémoire" du processus dynamique (le fonctionnement) qui l'a créé : la karstification. En conséquence, puisque la structure ne peut être définie de manière satisfaisante ni par les méthodes directes (approche spéléologique) ni par l'utilisation des lois déterministes traditionnelles, c'est en étudiant le processus dynamique (l'écoulement) que l'on essaye de décrire la structure.

La notion de système a été très tôt utilisée en hydrologie et en hydrogéologie. Il est classique d'attribuer à L.K.Sherman (1932) la première conception systémique de la relation pluie-débit sur un bassin versant : la méthode de l'hydrogramme unitaire. Ce n'est qu'après l'établissement d'une solide théorie (Shannon & Weaver (1945), Bertalanffy (1973), Lemoigne (1978), Walliser (1977) in Durand, 1979) que la pertinence de la notion de système a conduit à la réalisation de très nombreuses applications à l'hydrologie et à l'hydrogéologie (Bonnet, 1978; Delhomme, 1976; Doodge, 1965; Dreiss, 1978; Mangin, 1975; Marsily, 1978).

Un système peut-être décomposé en *sous-systèmes* en interrelation et en relation avec le système général. Toutefois un système composé de plusieurs éléments (les sous-systèmes) n'est pas réductible à ses parties. Son *organisation* constitue une *unité*, et un système possède des qualités émergentes que ne possèdent pas ses parties (Durand, 1979).

Pour ces raisons, Mangin (1975) propose d'étudier globalement le système karstique. A ceci s'ajoute le fait qu'il est difficile, voire impossible, de séparer le rôle des différents sous-systèmes le composant. En outre, la zone d'interface sol-atmosphère et les conséquences (évapotranspiration, enneigement) qu'elle implique sont intégrées au système karstique et c'est donc la pluie réelle et non la pluie efficace qui est utilisée. Il est utile de rappeler ici la définition du système karstique qui correspond à "(...) *l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage.*"(Mangin, 1975). De cette définition, on peut retirer les deux concepts fondamentaux qui président à l'étude des karsts et autour desquels est construite pratiquement l'approche fonctionnelle :

- la recherche de l'unité du système ;
- la recherche d'une organisation des écoulements .

1.2.1.1. Recherche de l'unité du système

Le concept d'unité correspond à la nécessité de définir les limites d'un système karstique. S'il s'agit d'un système du type 1 ou 3, ces limites seront définies classiquement par la géométrie du réservoir. En revanche s'il s'agit d'un système du type 2, il n'y a pas superposition entre les limites géologiques ou topographiques et les limites de la structure de drainage.

Il existe donc une particularité dans l'étude du karst. L'identification du type d'aquifère ne peut pas être réalisé à partir d'une simple connaissance géologique et tectonique du réservoir (structure). Il faut en plus avoir recours à l'étude de son fonctionnement.

Dans la pratique, l'étude de la géométrie du réservoir ne doit pas être négligée. L'approche fonctionnelle consiste ici à compléter par d'autres méthodes, soit globales soit locales, cette analyse de la géométrie du réservoir :

- la vérification du bilan hydrologique qui, par l'étude de la cohérence existant entre les flux d'entrée et de sortie d'un système, permet de vérifier globalement les limites du système.
- l'analyse des débits classés qui est une méthode de description du régime d'écoulement. Elle permet de mettre en évidence la présence d'un impluvium fluctuant, de déterminer les conditions de mise en fonctionnement de trop-pleins et de vérifier, éventuellement, la qualité de la station de jaugeage de l'exutoire.

1.2.1.2. Recherche de l'existence d'une structure de drainage organisée et fonctionnalité.

C'est un processus dynamique évolutif, la karstification, qui est responsable de la création des vides et qui détermine les propriétés aquifères. C'est donc la connaissance de la position d'un système par rapport à cette dynamique d'évolution qui caractérise le type d'aquifère. Nous avons montré que cette position est marquée par la fonctionnalité du système étudié.

Identifier un système karstique c'est donc déterminer son type, c'est-à-dire savoir s'il existe ou non une organisation des vides et une organisation des écoulements

L'existence d'une structure organisée et d'un comportement en rendant compte, va être marquée par la forme et les propriétés de l'hydrogramme unitaire du système karstique. Les méthodes de l'approche fonctionnelle sont donc des méthodes de l'analyse systémique, adaptées à la description de l'hydrogramme unitaire des karsts. Toutefois, la simple connaissance de la relation pluie-débit ne suffit pas toujours pour identifier un système karstique. C'est ainsi que l'hydrogramme unitaire d'un système du type 1 (système pas encore fonctionnel) est souvent peu différent de celui d'un système du type 3 (système plus fonctionnel).

Pour lever cette indétermination, les méthodes sont basées sur deux axes d'étude :

- l'analyse du fonctionnement du système en terme de transfert (ou transfert d'énergie, c'est-à-dire à la propagation de l'onde de pression); les méthodes sont :

- analyse des courbes de récession qui permet d'appréhender le fonctionnement de la zone d'infiltration et d'évaluer l'importance des réserves.
- analyses corrélatoire et spectrale qui détaillent le fonctionnement du système et fournissent une image de l'hydrogramme unitaire.
- l'analyse du fonctionnement en terme de transit (ou transfert de masse qui correspond à la propagation des molécules d'eau) ; les méthodes sont :
 - traçages quantitatifs qui précisent les conditions d'écoulement (vitesse) ;
 - hydrogéochimie qui renseigne sur les temps des séjours des eaux et l'organisation du karst noyé.

Toutes ces méthodes, si elles sont employées individuellement, ne permettent pas toujours de conclure. En revanche, leurs conjonctions ainsi que celle de leurs résultats sont généralement suffisantes pour mettre en évidence l'existence d'un comportement et d'une structure karstique.

1.2.2. CONTRAINTES ET LIMITES

L'approche fonctionnelle tranche considérablement avec les objectifs appliqués, tant par le concept que par les méthodes. Les outils qu'elle met à la disposition de l'hydrogéologue lui sont peu familiers, et ce pour plusieurs raisons :

- les grandeurs caractéristiques fournies sont fondamentalement différentes de celles de l'approche structurale. Cette dernière permet de mesurer des paramètres (K, T, S) qui sont des caractéristiques de la structure du milieu, alors que l'approche fonctionnelle donne accès à la réponse impulsionnelle du système qui est une caractéristique du fonctionnement.
- l'approche fonctionnelle propose l'étude du fonctionnement du système à partir de diverses méthodes, la confrontation des résultats aboutissant à la caractérisation de la structure du système karstique. Le fonctionnement est étudié à partir de l'information recueillie aux exutoires (débits, chimie, traçages) et caractérise le comportement *global* de l'aquifère.
- structure et fonctionnement ne se décrivent pas dans le même référentiel : la structure s'exprime dans l'espace, alors que le fonctionnement s'exprime dans le temps. Ainsi, pour l'étude et la caractérisation d'un aquifère poreux on va s'intéresser à la variation spatiale d'un paramètre caractéristique de la structure (transmissivité, emmagasinement). Dans l'étude d'un aquifère karstique, c'est la variation des paramètres dans le temps qui va être recherchée pour décrire le fonctionnement.
- l'information sur la totalité de l'aquifère étant recueillie en un seul point, les données utilisées répondent à des conditions particulières :
 - données étendues en temps (débits et précipitations sur au moins un cycle hydrologique) ;
 - expériences réalisées sur une période précise (suivi hydrogéochimique d'une crue, traçage et pompage à l'étiage) ;
 - qualité des données (précision, continuité des séries chronologiques).
- les méthodes utilisées sont axées sur la description de l'hydrogramme unitaire. Cependant, elles s'appliquent généralement sur l'hydrogramme réel. Comme les systèmes karstiques sont le plus souvent non-stationnaires et non-linéaires, les paramètres déterminés sont dépendants de la période d'étude et des conditions hydrologiques (précipitations, réserves) au cours de la période. Il est donc généralement indispensable d'appliquer ces méthodes sur plusieurs cycles hydrologiques présentant si possible des caractéristiques extrêmes pour apprécier la variabilité des paramètres en fonction du temps et des conditions hydrologiques.

- l'étude du fonctionnement est réalisée à partir de la relation existant entre la pluie et le bassin versant et les débits à l'exutoire. Cependant, une telle polarisation sur l'étude de l'écoulement ne doit pas conduire à négliger des observations ponctuelles réalisées dans les regards sur la zone noyée (gouffre, trop-pleins). Ces observations prennent la forme de mesures piézométriques, qui renseignent sur le potentiel, et d'essais par pompage qui informent sur la relation potentiel-flux. Toutefois, ces observations et leurs conclusions ne sont représentatives que d'une partie de la structure, et il faut impérativement les replacer dans le contexte général du système.
- reposant sur l'étude de la relation pluie-débit, elle ne permet pas de d'étudier les systèmes des types 1 et 3 qui ne possèdent pas d'exutoire individualisé en surface. L'utilisation des données piézométriques est délicate et repose sur un formalisme particulier car la relation existant entre l'état et le flux est difficile à appréhender (univocité, linéarité).

1.2.3. CONCLUSION

L'approche fonctionnelle ainsi présentée, outre le fait qu'elle relève d'une démarche d'esprit descriptive, pose un problème de fond dans un contexte appliqué. Le passage d'une approche ponctuelle à une approche globale, d'une approche structurelle à une approche fonctionnelle impose un changement profond de méthode, une adaptation à un autre mode de pensée, et ceci de la part des tous les intervenants : chercheurs, ingénieurs, techniciens et maître d'ouvrage.

Outre ce problème de fond, son utilisation présente aussi des inconvénients dans un contexte appliqué. Elle nécessite en effet une quantité importante de données - avec des critères de qualité (séries continues) - qui doivent souvent être acquises spécialement. Or ceci n'est pas forcément compatible avec une approche appliquée qui doit satisfaire à des contraintes particulières, liées à la prise en compte des termes de coût et de temps d'étude.

L'utilisation de l'approche dans un domaine appliqué doit donc s'effectuer selon une méthodologie précise permettant de minimiser ces contraintes.

1.3. METHODOLOGIE

Nous proposons d'appuyer cette méthodologie sur deux concepts permettant de minimiser les contraintes imposées :

- une définition appliquée de l'aquifère karstique qui tient compte des particularités des aquifères karstiques et des conséquences qu'elles impliquent sur les méthodes à utiliser pour les étudier ;
- une stratégie d'étude par étapes qui permet de réduire les contraintes posées par les données nécessaire à l'approche fonctionnelle.

1.3.1. DEFINITION APPLIQUEE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE.

En premier lieu, et pour minimiser l'impact de ses contraintes, l'approche fonctionnelle doit être employée uniquement dans les cas où elle est indispensable. Cependant la démarche conduisant à déterminer les cas où elle est indispensable et ceux où une approche traditionnelle est suffisante, doit être faite avec rigueur. Aussi, ce n'est pas l'intérêt ou la facilité qui doit la justifier, mais le milieu karstique lui-même.

Nous avons mis en évidence dans la première partie de ce mémoire que les limites des deux approches pouvaient être établies en fonction d'une typologie des aquifères karstiques. C'est donc à partir de cette typologie que doit être réalisé le choix de l'approche à utiliser.

En premier lieu la méthodologie doit donc identifier le type de système karstique. Comme l'approche fonctionnelle est valide pour n'importe quel type de karst, c'est elle qui est retenue pour établir cette identification.

Par la suite, la méthodologie doit fournir les éléments classiques de l'étude d'un aquifère, à savoir démonstration de la ressource et éléments de gestion de son exploitation. Si l'approche fonctionnelle peut donner des résultats intéressants sur ce point, et là encore pour tous les types de karst, il demeure que dans un contexte appliqué, il sera plus efficace d'utiliser l'approche structurelle pour les types où elle est valide.

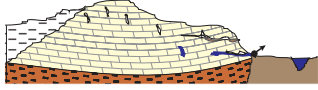
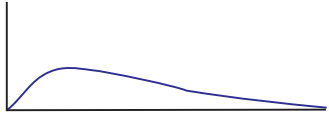
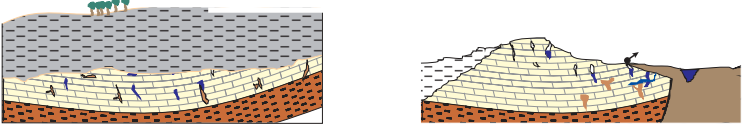
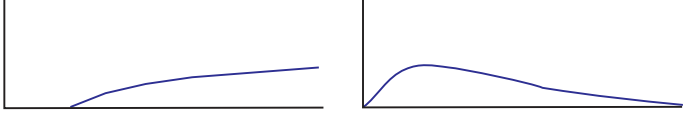
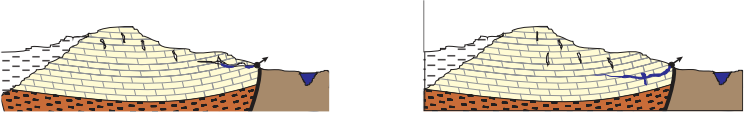
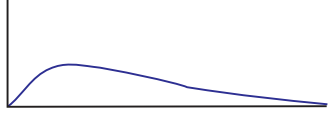

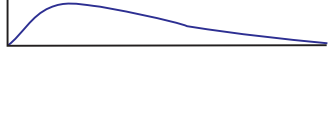

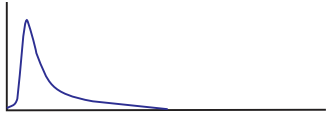
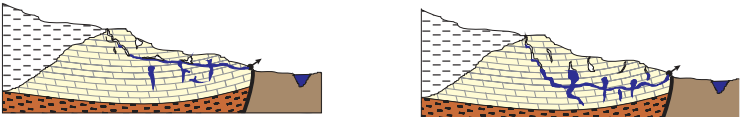
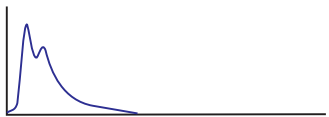

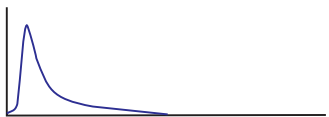
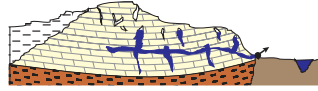
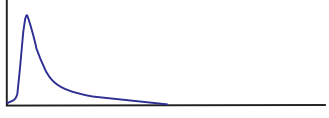
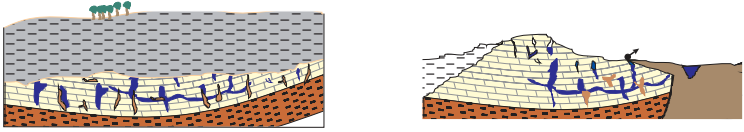
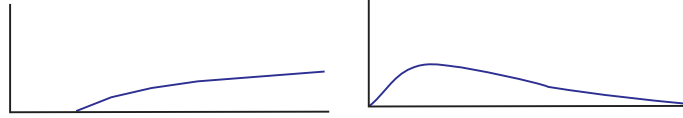
Aussi, selon le type de système identifié, les méthodes utilisées pour caractériser le système, évaluer ses ressources et fournir les éléments de gestion de l'exploitation seront soit structurelles soit fonctionnelles.

Ceci revient à définir les différents types de karst en fonction d'un objectif appliqué, ***c'est-à-dire en fonction de l'approche et des méthodes les mieux adaptées pour satisfaire un objectif d'exploitation hydrogéologique.*** En conséquence (figure 2.1) :

- pour désigner les systèmes du **type 1** représentant l'ensemble des systèmes karstiques non-fonctionnels à structure non karstique, c'est-à-dire les systèmes karstiques où l'approche structurelle est valide en tant que modèle descriptif, et qui peuvent donc être étudiés globalement et localement par des méthodes traditionnelles issues du milieu fissuré, nous retiendrons l'appellation d'**aquifères carbonatés fissurés et karstifiés**.
- pour désigner les systèmes du **type 2** représentant l'ensemble des systèmes karstiques fonctionnels, polyphasés ou non, c'est-à-dire les systèmes karstiques présentant un comportement typiquement karstique et qui ne peuvent être étudiés qu'à partir de l'approche fonctionnelle, nous retiendrons le terme et la notion de **systèmes karstiques** au sens strict définis par Mangin (1975).
- Enfin, pour désigner les systèmes du **type 3** représentant l'ensemble des systèmes karstiques non fonctionnels à structure karstique mais contrôlés aux limites, qu'ils soient situés en profondeur ou en surface, et qui peuvent globalement être étudiés par l'approche structurelle, valide en tant que modèle équivalent, nous retiendrons l'appellation de **systèmes karstiques contrôlés aux limites**.

1.3.2. STRATEGIE D'ETUDE.

Les contraintes d'un contexte appliqué, celles introduites par l'approche fonctionnelle, et la nécessité d'identifier au préalable à toute étude le type de système karstique, conduit à proposer une stratégie d'étude organisée en plusieurs étapes.

	HYDROGRAMME UNITAIRE	CONDITIONS EXTERNES	CONDITIONS INTERNES	DENOMINATION	APPROCHES
Type 1 					
		FAIBLE POTENTIEL HYDRAULIQUE	STRUCTURE PEU ORGANISEE FAIBLES VITESSES D'ECOULEMENT (Milieu fissuré)	AQUIFERE CARBONATE FISSURE ET KARSTIFIE	FONCTIONNELLE STRUCTURELLE (aux échelles locales et globales)
					
					
Type 2 		FORT POTENTIEL HYDRAULIQUE	STRUCTURE ORGANISEE ECOULEMENT CONTROLE PAR LA STRUCTURE KARSTIQUE FORTES VITESSES D'ECOULEMENT (Pertes de charge singulières)	SYSTEMES KARSTIQUES	FONCTIONNELLE
					
					
					
Type 3 		FAIBLE POTENTIEL HYDRAULIQUE	STRUCTURE ORGANISEE FAIBLES VITESSES D'ECOULEMENT	SYSTEME KARSTIQUE CONTROLE AUX LIMITES	FONCTIONNELLE STRUCTURELLE (à l'échelle globale)

Définition appliquée du karst et domaines de validité des approches structurelle et fonctionnelle
Figure 2.1

Elle s'apparente à une recherche opérationnelle visant à optimiser les différentes phases d'investigation. Chaque phase constitue en quelque sorte une phase de faisabilité ; les résultats d'une phase d'étude si ils sont positifs entraînent l'exécution de la phase suivante.

L'intérêt est de mettre en oeuvre progressivement les différentes méthodes d'étude pour :

- répartir les coûts sur plusieurs phases de travaux et les limiter au strict nécessaire en procédant par étapes successives ;
- acquérir au cours d'une phase les données nécessaires aux phases suivantes ;
- fournir un cadre souple permettant d'adapter la méthodologie à une étude particulière.

La stratégie est classiquement organisée en 3 phases, dont les objectifs sont identiques à ceux d'une étude traditionnelle (figure 2.2). Pour chaque phase, les données nécessaires sont indiquées au tableau 2.1.

Phase d'identification.

Cette phase a donc pour objectif premier d'identifier le type de karst étudié et, comme nous l'avons vu auparavant c'est l'approche fonctionnelle qui est retenue pour cette phase puisqu'elle est valide pour tous les types.

Outre les études géologiques classiques sur lesquels nous ne reviendrons pas, les méthodes de l'approche fonctionnelle utilisées pour atteindre cet objectif seront présentées en détail dans la suite de ce document ; ce sont :

- la vérification du bilan hydrologique ;
- l'analyse des débits classés ;
- l'analyse des courbes de récession ;
- l'analyse corrélatoire et spectrale ;
- les traçages quantitatifs ;
- l'hydrogéochimie.

Un problème reste présent pour les systèmes karstiques contrôlés aux limites et les aquifères fissurés et karstifiés ne possédant pas d'exutoires individualisés en surface. Ce sont généralement les formations situées en profondeur et sous couverture dans les bassins sédimentaires et correspondent généralement à des systèmes karstiques contrôlés aux limites. Dans ce cas, l'approche fonctionnelle ne fournit pas à l'heure actuelle d'éléments de réponse. Cependant, puisqu'il faut de toute façon réaliser au préalable un forage pour accéder à l'information hydrodynamique, la phase d'identification n'est pas utilisée pour ces systèmes.

A l'issue de cette phase, le système karstique est identifié. Elle permet en outre d'obtenir des indices de la présence de réserves et de leur localisation. C'est en fonction de ces résultats qu'il sera décidé, en comparaison avec l'objectif, de poursuivre ou non l'étude, et de passer aux phases suivantes.

Phase de démonstration.

Cette phase a pour objectif d'étudier le comportement de la zone noyée sous l'influence d'une sollicitation artificielle, d'évaluer la ressource exploitable et sa disponibilité. Cette phase fait largement appel aux techniques d'essais par pompages qui peuvent être réalisées sur différents points :

- exutoires ;
- regards naturels (gouffres) ;
- forage.

C'est au niveau de l'interprétation que les approches utilisées varient en fonction du type de système karstique :

- concernant les aquifères carbonatés fissurés karstifiés, le modèle structurel, valide dans ce type, sera utilisé pour représenter le milieu. On utilisera donc les modèles classiques du milieu fissuré, le début de karstification n'agissant que sur l'ordre de grandeur des paramètres hydrogéologiques. Cette approche est largement décrite, notamment dans les travaux de l'école neuchâtelloise (Burger, 1983), et nous n'y reviendrons pas.
- dans le cas des systèmes karstiques au sens strict, il n'existe pas de méthode d'interprétation à l'heure actuelle. Nous proposerons les premiers éléments d'une méthode d'interprétation plus loin dans ce mémoire.
- pour les systèmes karstiques contrôlés aux limites, le problème est complexe car le modèle structurel est valide en tant que modèle équivalent à l'échelle globale, mais à l'échelle du pompage d'essai, les gradients hydrauliques provoqués entraînent la réapparition d'un comportement karstique. On pourra donc utiliser la même approche que pour les systèmes karstiques au sens strict.

Phase d'évaluation.

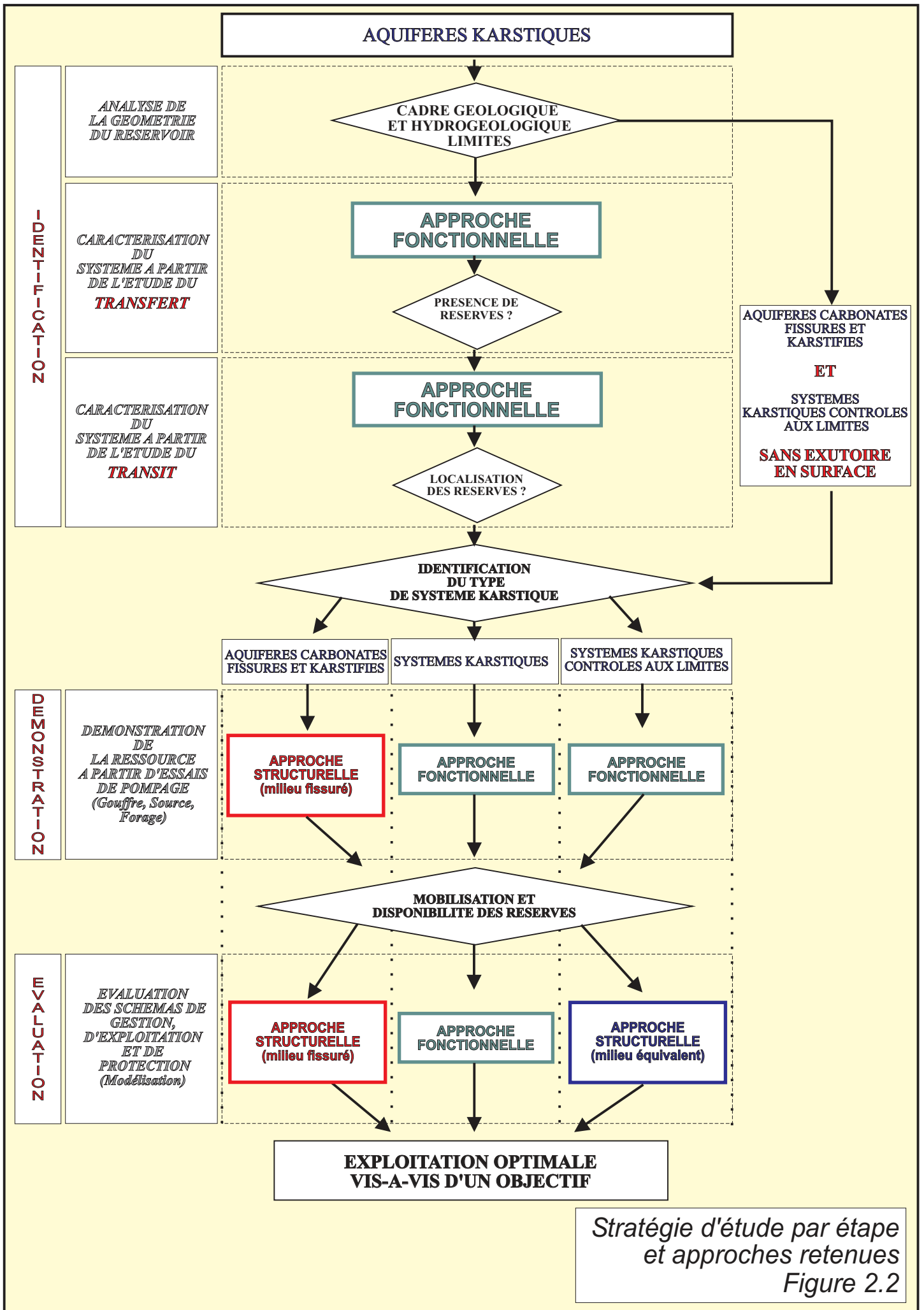
Cette dernière phase a pour objectif d'appréhender le fonctionnement de l'ensemble du système en condition d'exploitation afin d'optimiser la gestion de la ressource. Elle s'appuie sur un suivi d'essai de longue durée pouvant déboucher sur une éventuelle modélisation du système. Elle n'intervient que si la phase de démonstration est concluante vis-à-vis de l'objectif.

Elle doit permettre de définir en fonction des contraintes locales (exploitations déjà présentes, environnement industriel et agricole) et des besoins (AEP, irrigation, soutien d'étiage) :

- un mode d'exploitation (exploitation ou surexploitation) ;
- la vulnérabilité de l'aquifère ;
- la définition des mesures de protection.

L'approche utilisée et le genre de modèle varient en fonction du type de système karstique :

- comme pour les pompages d'essai, les aquifères carbonatés fissurés karstifiés seront abordés à l'aide des modèles issus du milieu fissuré. Là encore, cette approche est largement décrite dans les travaux de l'école neuchâtelloise (Burger, 1983 ; Kiraly, 1978). Il en ira de même pour les systèmes karstiques contrôlés aux limites qui seront modélisés, à l'échelle globale, à partir de modèles maillés utilisés en tant que modèles équivalents.
- il n'existe pas à l'heure actuelle de modèle satisfaisant pour les systèmes karstiques au sens strict, des recherches étant en cours (Mangin, communication personnelle) pour développer l'utilisation des modèles neuronaux (figure 2.3). Ce sont des modèles de fonctionnement où chaque fonction du système karstique est représentée par une couche de neurones qui a la capacité de s'autoparamétrer à partir des fonction d'entrée et de sortie.

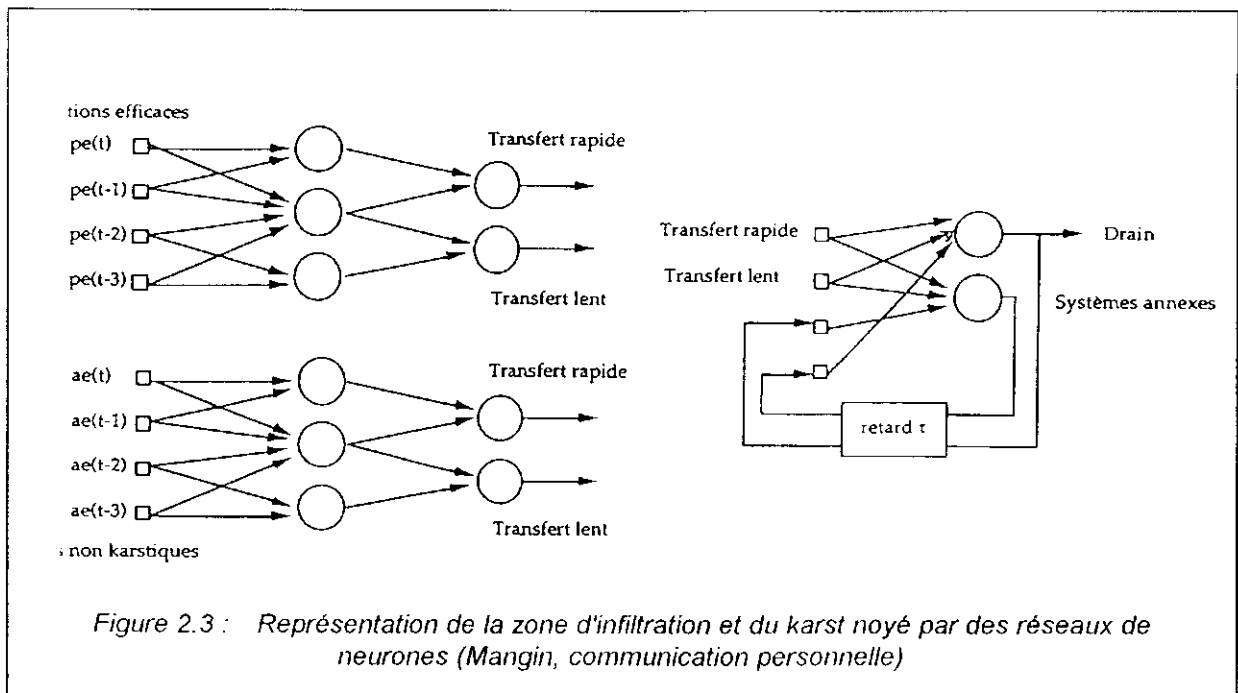


Etape	Type d'étude	Méthodes mises en oeuvre	Données nécessaires	Résultats
IDENTIFICATION	Analyse de la géométrie du réservoir	Géologie, Stratigraphie Analyse structurale Géophysique Vérification du bilan hydrologique	Etude bibliographique Relevés de terrain	Nature et structure du réservoir Limites du système
	Fonctionnement en terme de transfert	Analyses des courbes de récession	Chroniques des débits	Fonctionnement de la zone d'infiltration Evaluation du volume dynamique
		Analyse des débits classés		Fonctionnement du système et des points particuliers (exutoire et trop-pleins)
		Analyses corrélatoire et spectrale	Chroniques des débits et des pluies	Régulation Réponse impulsionnelle Présence de réserves
	Fonctionnement en terme de transit	Traçages quantitatifs	Concentrations en traceur et débits	Degré de karstification Structure du système traçage Temps de transit Volume du système-traçage
		Hydrogéochimie	Analyses chimiques (suivi d'un cycle, d'une crue)	Qualité Temps de séjour des eaux Type d'écoulement Localisation des réserves
DEMONSTRATION	Démonstration de la ressource.	Pompage sur exutoire	Chroniques des rabattements, des débits prélevés et des débits naturels	Structure et fonctionnement de la zone noyée Disponibilité de la ressource
		Pompage sur regard naturel		
		Pompage sur forage		
EVALUATION	Evaluation des schémas de gestion, d'exploitation et de protection	Modélisation Précisions sur la géométrie du système (limites, cloisonnement)	Suivi à long terme de l'exploitation Pluviométrie (recharge)	Mode d'exploitation Gestion de l'exploitation Périmètres de protection

Tableau 2.1 : Méthodologie : méthodes et données nécessaires

S'ils sont satisfaisants du point de vue de leur architecture, ils restent encore à l'heure actuelle en proie à des problèmes liés à la non-linéarité des systèmes karstiques. Aussi, par défaut, on utilisera les modèles semi-globaux (c'est-à-dire semi-fonctionnels) avec certaines réserves :

- les paramètres déterminés ne sont pas représentatifs du milieu et constituent de simples paramètres de calage ;
- la prévision d'exploitation, en intégrant ou non un aménagement fictif dans le modèle, présente un risque d'erreur important en ne prenant pas en compte certaines particularités du milieu karstique (non-linéarité, non-stationnarité).



1.3. CONCLUSION.

Le poids des usages, la facilité de mise en oeuvre, et leurs développements font que les méthodes associées au modèle structurel doivent être utilisées dès que cela est possible. Pour cette raison il est nécessaire de définir les différents types de karst dans un contexte appliqué. c'est-à-dire en fonction de la méthodologie retenue pour les caractériser :

- les *aquifères carbonatés fissurés et karstifiés* regroupent l'ensemble des systèmes karstiques non-fonctionnels à structure non karstique., c'est-à-dire les systèmes karstiques où l'approche structurelle est valide en tant que modèle descriptif, et qui peuvent donc être étudiés globalement et localement par des méthodes issues du milieu fissuré ;
- les *systèmes karstiques au sens strict* correspondent à l'ensemble des systèmes karstiques fonctionnels, polyphasés ou non, c'est-à-dire les karsts présentant un comportement de type karstique et qui ne peuvent être étudiés qu'à partir de l'approche fonctionnelle ;

- les **formations karstiques contrôlées aux limites** désignent *l'ensemble des systèmes karstiques non fonctionnels à structure karstique mais contrôlés aux limites, qu'ils soient situés en profondeur ou en surface, et qui peuvent globalement être étudiés par l'approche structurale, valide en tant que modèle équivalent*.

Puisque la méthodologie d'étude doit tout d'abord permettre d'identifier le type de système karstique, la phase d'identification fait appel à l'approche fonctionnelle car elle est adaptée pour l'étude de tous les types de système karstique.

Par la suite, la méthodologie est adaptée à chaque type de karst en fonction de ses caractéristiques, avec deux phases principales :

- la démonstration de la ressource qui fait appel aux techniques de pompages d'essai qui sont interprétés soit à partir des modèles du milieu fissuré, soit à l'aide d'une approche spécifique.
- l'évaluation des schémas de gestion d'exploitation et de protection qui est réalisée à l'aide des modèles du milieu fissuré (aquifères carbonatées fissurés et karstifiés) et des modèles caractérisant un milieu équivalent (systèmes karstiques contrôlés aux limites). Dans le cas des karsts au sens strict, la modélisation doit faire référence à l'approche fonctionnelle, mais celle-ci ne fournit pas d'outils complets à l'heure actuelle. Aussi, ce sont les modèles semi-globaux qui sont utilisés.

Une grande partie des méthodes de l'approche fonctionnelle mises en oeuvre dans la cadre de la phase d'identification sont maintenant bien connues. Nous les présenterons succinctement au chapitre suivant.

L'une d'entre elles mérite cependant que l'on s'y attarde car elle est largement discutée : l'analyse des courbes de récession. Nous présenterons à son propos les résultats d'une démarche expérimentale que nous avons réalisée et qui permet d'en préciser certains éléments.

Enfin, nous présenterons les premiers éléments d'une méthode fonctionnelle d'interprétation des pompages d'essai, établis à l'occasion d'expériences de pompage récentes.

2. APPROCHE FONCTIONNELLE, METHODES D'IDENTIFICATION.

Nous allons maintenant présenter plus en détail les différentes méthodes de l'approche fonctionnelle qui permettent d'identifier un système karstique. Ces méthodes ayant été largement décrites dans la littérature, nous n'en reprendrons que les principes de base.

Toutefois, dans le cas de l'application des techniques de traçage aux systèmes karstique la littérature est vaste et parfois incomplète. Il nous a donc semblé judicieux de réaliser à ce propos une synthèse à la fois théorique et pratique des diverses notions. Pour ne pas alourdir le texte principal, celle -ci est reportée en annexe.

De même, l'apport des méthodes de l'hydrogéochimie ne sera pas abordé dans ce chapitre. Ces méthodes nécessitent, pour être correctement décrites, l'écriture d'un mémoire autonome, ce qui dépasse le cadre de ce travail principalement axé vers l'hydrodynamique. Le lecteur trouvera un tel travail dans la thèse de Plagnes (1997) qui viendra en complément à ce travail.

Enfin, ne figure pas dans ce chapitre l'analyse des courbes de récession que nous étudierons plus en détail au chapitre suivant.

2.1. VERIFICATION DU BILAN HYDROLOGIQUE.

Le bilan hydrologique traduit l'égalité générale :

$$\int_0^{+\infty} Fluxd'entrée = \int_0^{+\infty} Fluxdesortie$$

Lorsque le bilan n'est pas vérifié trois explications peuvent être envisagées :

- l'impluvium réel a une superficie différente de celle supposée;
- l'impluvium est de type fluctuant, c'est-à-dire qu'il varie selon l'état du système karstique.
- la connaissance des paramètres relatifs aux précipitations, aux débits à l'exutoire ou au calcul de l'ETR est mauvaise.

L'estimation de l'ETR reste le problème de base de l'utilisation de la méthode. A l'origine, la méthode du bilan est utilisée pour déterminer, sur un bassin de superficie connue, l'ETR qui correspond au déficit d'écoulement. Dans le cas présent, la méthode est inversée et sert de moyen de vérification de la superficie.

A la vue des différentes causes d'erreur, celle introduite par le choix de la formule de calcul de l'ETR paraît très relative. En conséquence, la méthode d'estimation utilisée est la méthode Turc annuelle. Elle présente l'avantage d'être facile à mettre en oeuvre, d'être empirique, de ne faire aucune hypothèse préalable sur le fonctionnement de la zone d'infiltration, et de ne pas utiliser les termes du bilan. En

outre, le caractère global de cette formule coïncide à la démarche utilisée pour l'étude des systèmes karstiques.

Les approximations réalisées, la difficulté d'estimation et de mesure des différents paramètres introduisent, sur le calcul du bilan, une erreur que l'on peut estimer entre 5 et 10 %. Cette méthode, au demeurant très intéressante et largement employée dans l'étude des systèmes karstiques, paraît donc peu fiable. En conséquence, seuls des écarts réellement significatifs devront être pris en compte et uniquement à titre d'indice.

Dans tout les cas, les informations issues de ce type d'analyse devront être comparées aux résultats obtenus avec d'autres méthodes, comme l'analyse des débits classés, qui fournissent des informations du même ordre : fuites, impluvium fluctuant, qualité de la station de jaugeage.

2.2. ANALYSE DES DEBITS CLASSES.

Le principe général est d'identifier des événements particuliers (fuites, mise fonctionnement d'un trop-plein) à partir des modifications qu'ils induisent sur l'hydrogramme.

Généralement, ces événements sont répétitifs, se produisent pour des valeurs de débit particulières et induisent une modification durable de l'écoulement à l'exutoire. Aussi, la méthode proposée par Mangin (1971) consiste à ranger les débits par classes 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 choisie est statistique et dérive de la loi de Laplace.

Cependant, le fait que la loi soit statistique ne doit pas faire oublier que la méthode est différente de celle utilisée en hydrologie de surface ; il s'agit de décrire le courbe des débits classés et non pas de la modéliser ou de faire 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 la pente a . L'information obtenue sur le fonctionnement du système est différente selon que les ruptures apparaissent dans la partie du graphique relative aux forts ou aux faibles pourcentages. Divers cas de figure peuvent être envisagés (figure 2.4 et tableau 2.2).

2.3. ANALYSES CORRELATOIRE ET SPECTRALE.

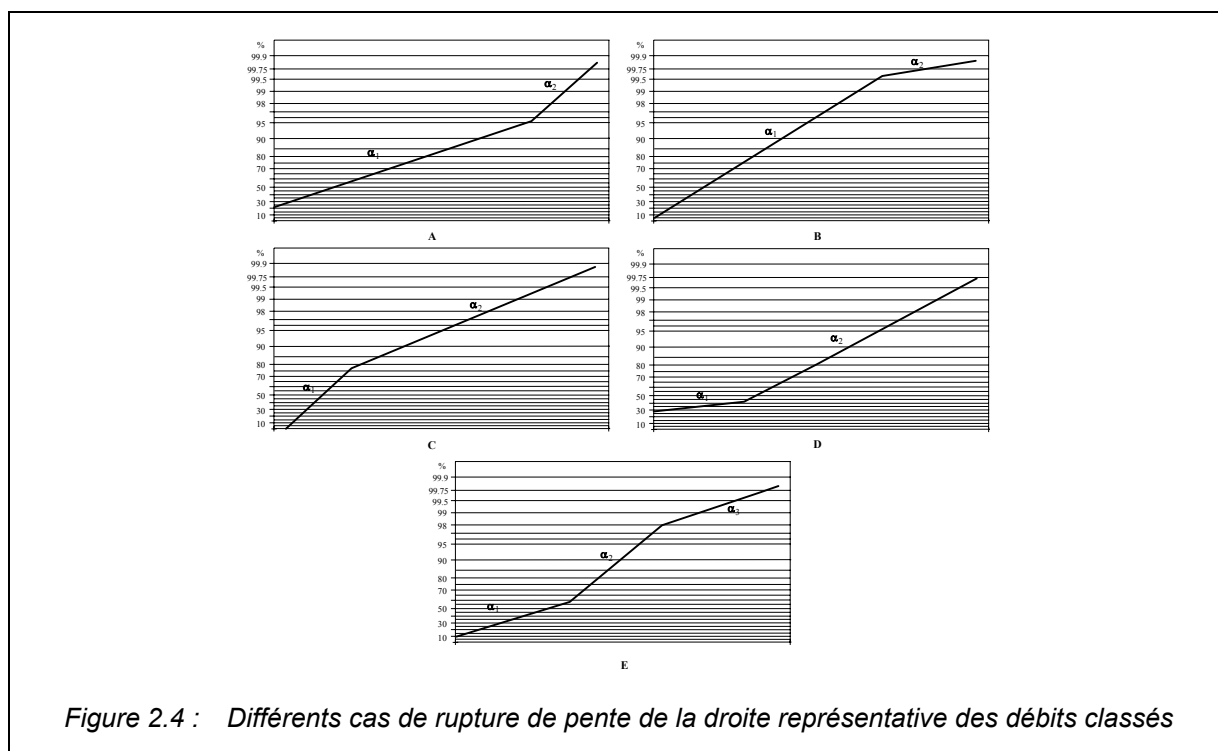
2.3.1. PRINCIPLE.

Une chronique ou série chronologique est constituée d'une suite d'observations réparties dans le temps qui peut-être continue ou discrète, selon un pas de temps constant ou non. Elle est caractérisée par plusieurs types de composantes:

- une tendance ou porteuse ;
- une composante structurée, périodique ou non ;
- une composante aléatoire .

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 2.2 : *Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.*



Les chroniques constituent des *variables régionalisées* (Matheron, 1965) et sont classiquement décrites par la géostatistique. Cependant, la nature mathématique des chroniques permet aussi de les assimiler à une fonction aléatoire. Selon Mangin (1984a), cette deuxième méthode est préférable et

l'auteur propose d'utiliser les outils d'analyse des séries chronologiques introduits par Jenkins & Watts (1968) et Box & Jenkins (1976). Cependant, ce type d'analyse est principalement destiné à des fins de prévision et de reconstitution de données. Or, dans le cas de l'étude des systèmes karstiques, l'objectif est seulement d'en décrire leur fonctionnement. Les analyses ont donc été aménagées à cet effet par Mangin (1981, 1984a).

L'application des analyses corrélatoire et spectrale à l'étude du système karstique repose sur le fait qu'un système possède un comportement de *filtre* ; l'état du système ne dépend que des entrées les plus récentes. En d'autres termes un système possède une *mémoire* plus ou moins longue des entrées antérieures, et le comportement du système est alors plus ou moins *inertiel*.

Dans le cas du karst, la notion de filtre est à mettre en relation à la fois avec l'importance des réserves et l'organisation de la structure de drainage. Un système karstique bien drainé (systèmes karstiques au sens strict), possédant une structure de drainage très organisée possédera peu de réserves. Dans ce cas, l'information pluie est peu altérée par le système. A l'inverse, dans le cas d'un système mal drainé, soit en raison d'une structure peu évoluée (aquifères carbonatés fissurés et karstifiés) soit parce que la structure n'est plus fonctionnelle (systèmes karstiques contrôlés aux limites), l'information pluie est filtrée par le système.

L'interprétation consiste donc à appréhender et caractériser ce comportement avec divers paramètres :

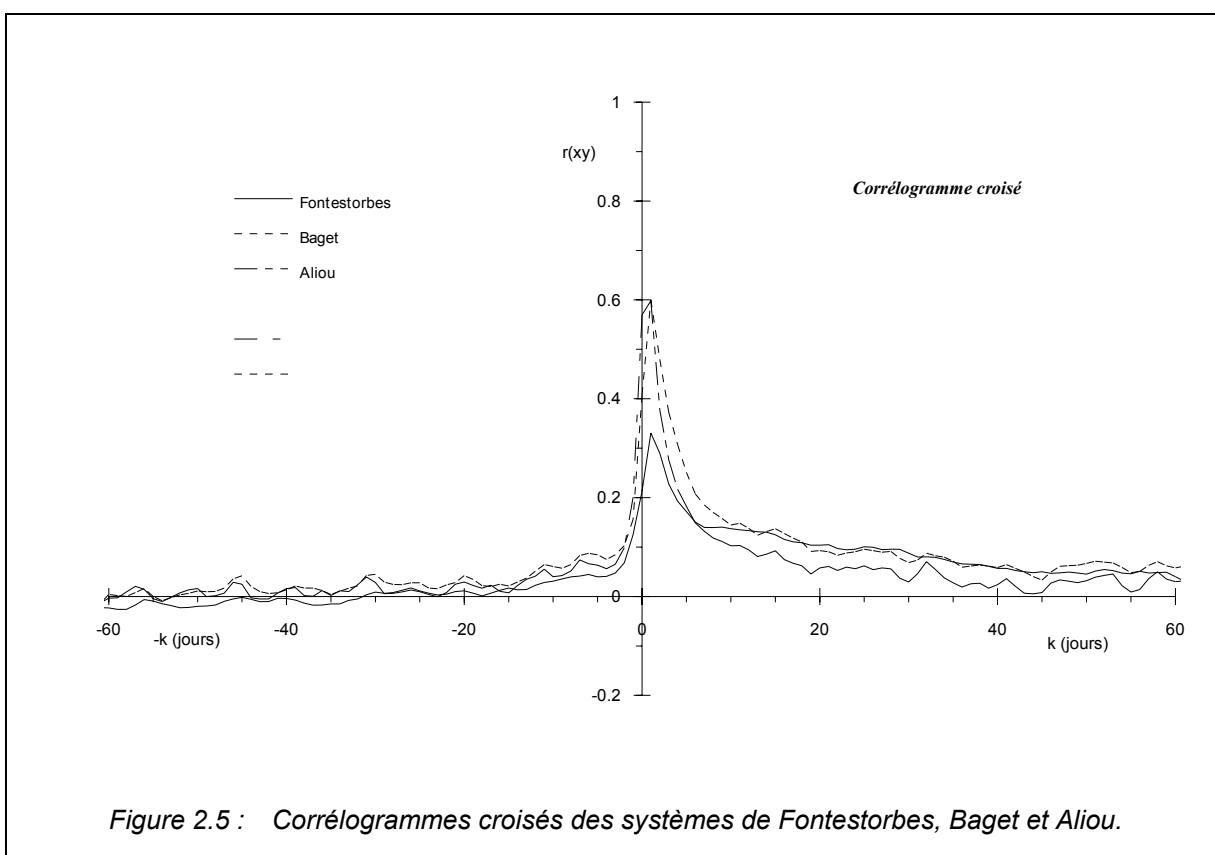
- 1- *L'effet mémoire* est déterminé sur le corrélogramme simple. Ce dernier traduit la dépendance dans le temps des valeurs de débit en présentant une décroissance plus ou moins rapide de la corrélation. La vitesse de décroissance est directement liée l'inertie du système; l'effet mémoire est d'autant plus important que le filtrage introduit par le système est important. En terme de structure, la valeur de l'effet mémoire peut-être rapprochée du degré de karstification. L'effet mémoire correspond à la valeur de k lorsque $r_k = 0,2$.
- 2 - *La fréquence de coupure*, qui correspond à la fréquence pour laquelle la densité de variance devient nulle ou négligeable, quantifie la régulation introduite par le système. Le spectre des débits montre, fréquence par fréquence, comment le système modifie l'information pluie. L'information à court terme (jours, semaine) est d'autant plus filtrée que le système est inertiel, et l'information portée par les pluies est transformée principalement en cycle annuel.
- 3 - *Le temps de régulation (t_r)*, qui définit la durée d'influence du signal d'entrée c'est-à-dire la longueur de la réponse impulsionnelle du système. Il est égal à l'ordonnée maximale du spectre divisée par 2. Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel, plus le volume des réserves est grand et moins le système est karstifié.

Les analyses corrélatoire et spectrale fournissent en outre une bonne image de *la réponse impulsionnelle du système*. Celle-ci est décrite par le corrélogramme croisé. Un système karstique bien drainé (systèmes karstiques au sens strict) présentera un corrélogramme croisé sous forme de "pic" d'autant plus accusé que le drainage sera important (figure 2.5).

A l'inverse, dans le cas d'un système mal drainé, soit en raison d'une structure peu évoluée (aquifères carbonatés fissurés et karstifiés) soit parce que la structure n'est plus fonctionnelle (systèmes karstiques contrôlés aux limites), la réponse impulsionnelle a l'allure d'un bossage étalé. Dans le cas de système polyphasé, les deux composantes précédentes se superposent, et le "pic" est suivi d'une lente décroissance du corrélogramme croisé.

Quatre autres fonctions complètent l'analyse :

- 1 - La fonction d'amplitude croisée permet d'affiner le choix de la fréquence de coupure. En effet, la covariance doit être négligeable à partir de la fréquence de coupure déterminée sur le spectre, puisqu'au-delà de cette fréquence la variance de la chronique des débits est négligeable.
- 2 - La fonction de déphasage. En toute rigueur, le déphasage représentatif de la relation pluie-débits doit être calculé pour le centre de gravité de la réponse impulsionnelle, mais celui-ci est difficile à déterminer. Aussi, le déphasage entrée-sortie est calculé pour la fréquence de coupure, c'est-à-dire pour les plus petits événements influençant le système, ce qui représente l'hypothèse la plus défavorable.

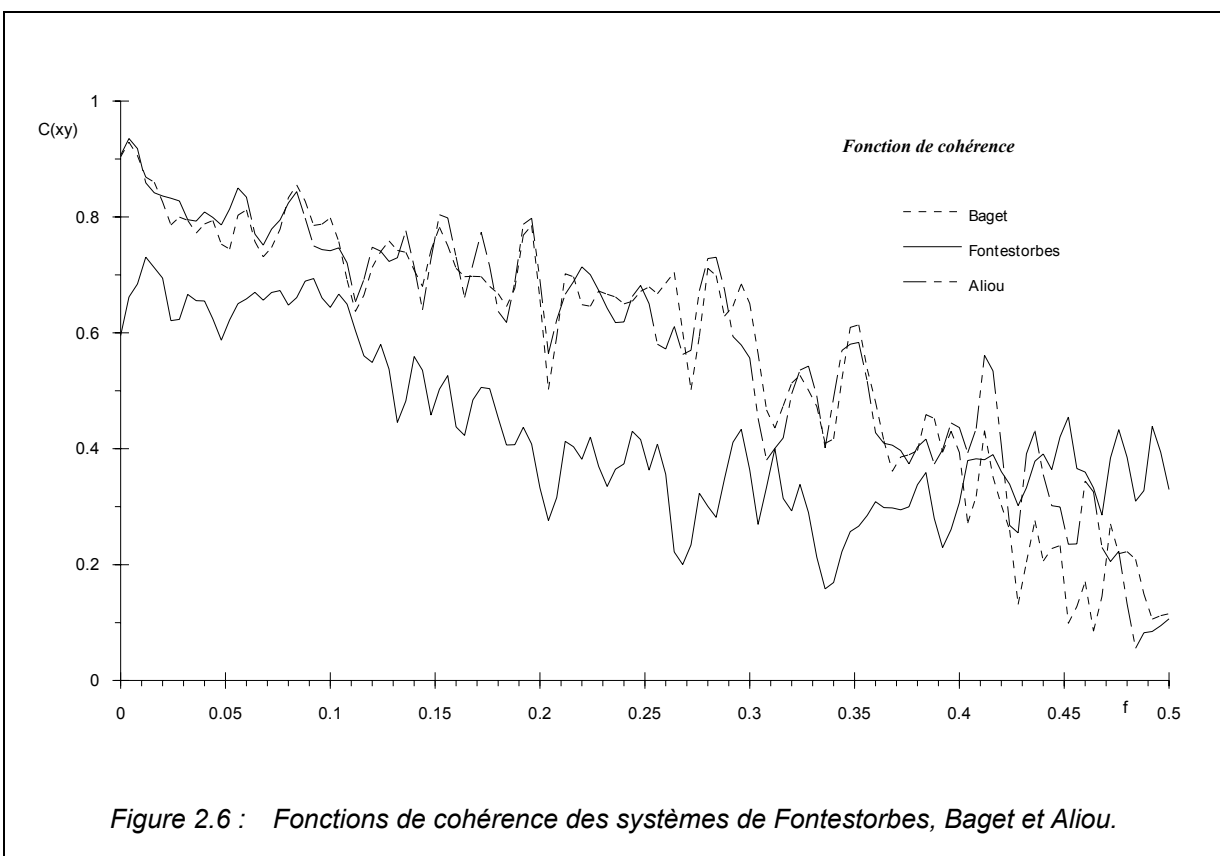


3 - La fonction de cohérence caractérise la linéarité et la stationnarité des systèmes karstiques :

- la linéarité est à mettre principalement en relation avec le drainage de l'aquifère. Si le système est bien drainé, les eaux sont rapidement conduites à l'exutoire, et à une forte pluie correspond une forte crue ; la fonction de cohérence présente des valeurs importantes (en moyenne 0.8 à 0.9)(figure 2.6). Dans le cas d'un système mal drainé, les eaux alimentant le système participent à la reconstitution des réserves, et à une forte pluie correspond une forte mise en réserves, la cohérence moyenne étant alors faible (environ 0.5).
- la stationnarité s'exprime sur la fonction de cohérence, par des variations en fonction de la fréquence. Mangin (1981b) montre que cette stationnarité s'exprime sous forme de seuils d'autant plus marqués que le système est bien drainé. En effet, la régulation introduite par le

système est faible, et l'existence de réserve au sein de l'aquifère dépend en grande partie de la répartition dans le temps des précipitations. Si celles-ci sont relativement homogènes au cours du cycle, il aura a peu près toujours le même volume de réserve et l'état du système varie peu, tout comme sa réponse impulsionnelle. Par contre si elles sont réparties de manière très hétérogène, les phases de stockage et déstockage vont entraîner de grande variation de l'état du système et de sa réponse aux précipitations.

4 - La fonction de gain permet de quantifier, fréquence par fréquence, le filtrage introduit par le système. En règle générale, la présence de réserves amortit les précipitations de courte durée (jour, semaine) et amplifie les variations saisonnières. Ce comportement se retrouve sur la fonction de gain; on observe une atténuation des hautes fréquences au profit des basses fréquences.



Enfin, signalons l'utilisation de procédés de filtrages pour isoler la tendance des composantes périodiques ou aléatoires (Mangin & Pulido-Bosch, 1991a & b).

Dans le cadre de l'étude des systèmes karstiques, le filtre de moyenne mobile est le plus utilisé. Il permet notamment de mettre en évidence la tendance des chroniques de pluies et de débits à long terme. L'amplitude (m) de la moyenne mobile utilisée est de 365 jours.

Ce type d'étude permet d'évaluer le rôle régulateur pluriannuel des systèmes karstiques.

2.3.2. CLASSIFICATION.

A partir des résultats des analyses corrélatoire et spectrale, il a pu être établi une classification des systèmes karstiques (Mangin, 1984d).

En effet, si l'ensemble des aquifères karstiques obéissent à un même processus d'organisation, il n'en demeure pas moins qu'ils font l'objet d'une grande diversité. Celle-ci est liée au degré de karstification, qui selon qu'il est plus ou moins élevé, correspond à un développement plus ou moins poussé de la structure de drainage.

Les paramètres calculés à partir des analyses corrélatoire et spectrale (l'effet mémoire, le temps de régulation, la fréquence de coupure, et la réponse impulsionnelle) permettent de caractériser le fonctionnement des différents systèmes et d'identifier leur structure :

Une classification a été établie par Mangin (1984b) couvrant une famille d'aquifères qui se développent entre deux pôles extrêmes (tableau 2.3) :

- les aquifères à degré de karstification faible : c'est le **type Torcal** (défini en Espagne dans le massif du Torcal de Antequera). L'effet mémoire est considérable (fortes réserves), la fréquence de coupure basse (filtrage important) et le temps de régulation très long (réponse impulsionnelle longue).
- les aquifères à degré de karstification très élevé : C'est le **type Aliou**, défini dans les Pyrénées Françaises. La réponse de ce type de système s'apparente à l'hydrogramme unitaire d'un bassin de surface : effet mémoire réduit (peu de réserves), fréquence de coupure très haute (peu de filtrage) et temps de régulation court (réponse impulsionnelle très brève).

Entre ces deux pôles, tous les cas de figures sont envisageables. Deux exemples pyrénéens représentant des types intermédiaires complètent cependant cette classification. Ce sont les **types Baget** et **Fontestorbes** qui assurent respectivement la transition vers les **types Aliou** et **Torcal**.

2.3.3. CONCLUSION

L'analyse simple des chroniques de pluie et de débit conduit à la description et à l'identification des composantes de chaque chronique. L'analyse croisée des chroniques de pluie et de débit permet l'étude précise de la relation pluie-débit. Elle fournit une image de la réponse impulsionnelle du système étudié.

Il faut aussi souligner ici l'importance de ce type d'analyse. Elles s'appliquent à tous les problèmes ouverts à l'analyse systémique et mettant en jeu des séries chronologiques ; citons par exemple l'étude et la protection des environnements souterrains (1984,1988), la géomorphologie (Collectif, 1993), la surexploitation des aquifères (Mangin & Pulido-Bosch, 1991a & b) ou encore l'étude de l'influence de l'effet barométrique et des marées terrestres sur les forages (Marsaud & al, 1993).

Enfin, ces analyses imposent l'utilisation de données de très bonne qualité, un soin particulier devant être accordé à leur acquisition et à leur critique. En effet, la puissance descriptive de ces analyses étant considérable les erreurs de mesures risquent d'être interprétées comme des éléments du fonctionnement du système étudié.

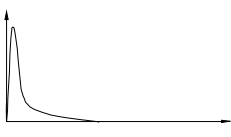
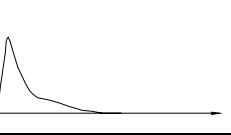
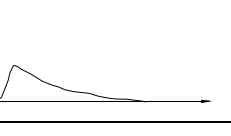
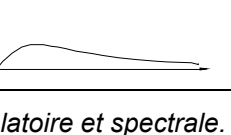
TYPES	EFFET MEMOIRE ($R_k = 0.2$)	FREQUENCE DE COUPURE	TEMPS DE REGULATION	REPOSE IMPULSIONNELLE
<i>ALIOU</i>	Réduit (5 jours)	Très haute (0,30)	10 à 15 jours	
<i>BAGET</i>	Petit (10 à 15 jours)	Haute (0.20)	20 à 30 jours	
<i>FONTESTORBES</i>	Grand (50 à 60 jours)	Basse (0.10)	50 jours	
<i>TORCAL</i>	Considérable (70 jours)	Très basse (0.05)	70 jours	

Tableau 2.3: Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse corrélatoire et spectrale.

2.4. EXPERIENCES DE TRAÇAGE.

C'est la conceptualisation systémique de l'aquifère karstique (Mangin, 1975), qui a permis d'utiliser les concepts développés en Génie Chimique et de les adapter pour fournir une approche quantitative des traçages. Le mérite de ce développement revient en grande partie à l'équipe du CENG de Grenoble (Gaillard, 1976; Guizerix & al, 1970; Molinari, 1976a et b) qui au cours de nombreux travaux a posé les bases de l'approche systémique du traçage en hydrologie de surface et en milieu karstique⁵.

2.4.1. DISTRIBUTION DES TEMPS DE SEJOURS.

En milieu karstique, l'étude des résultats de traçages repose sur la notion de *système-traçage* qui est la partie du système karstique intéressé par le traçage (Mangin, 1975 ; Lepiller et Mondain, 1986). Ses frontières sont définies par les points d'injection et de restitution, et son espace correspond au volume d'eau parcouru par le traceur. Le volume d'eau parcouru, les vitesses d'écoulement et l'espace variant selon l'état du système, le système traçage et ses propriétés varient entre deux expériences, d'autant plus que les conditions expérimentales diffèrent.

Le système traçage est caractérisé par sa réponse à une impulsion (injection instantanée). Dans ce cas, la réponse impulsionnelle est représentée par la courbe de Distribution des Temps de Séjours (DTS) qui a été définie par Danckwerts en 1953 (Villiermaux 1982). Elle correspond à une fonction densité de

⁵ Ce chapitre fait largement appel au "Guidebook on Radioisotope Tracers in Industry" (Technical Reports Series n° 316, International Atomic Energy Agency, Vienne, 1990) qui constitue un ouvrage de référence en matière de traçage.

probabilité qui donne la probabilité qu'une molécule de séjourner dans le système durant un temps compris entre t et $t+dt$. Elle s'exprime par :

$$DTS(t) = \frac{C(t) \cdot Q(t)}{\int_0^{+\infty} C(t) \cdot Q(t) dt} [T^{-1}]$$

Comme toute distribution statistique, la DTS peut être décrite à partir des moments du temps qui caractérisent la répartition.

Le moment d'ordre 1 correspond à l'espérance mathématique de la distribution \bar{t} :

$$\bar{t} = \int_{-\infty}^{+\infty} t \cdot h(t) dt$$

C'est la principale caractéristique de la DTS. Il représente le temps moyen de transit des molécules de traceur et correspond à l'abscisse du centre de gravité de la DTS.

La vitesse apparente de transit rend compte de la vitesse de propagation du centre de gravité du nuage de traceur à l'intérieur du système. Si L est la distance en ligne droite entre la section d'injection et la section de mesure, la vitesse apparente vaut :

$$V_{app} = \frac{L}{\bar{t}}$$

Le volume d'eau parcouru par le nuage de traceur (assimilé au volume du système si son intégralité est parcouru par le nuage de traceur), le débit et le premier moment de la distribution des temps de séjours sont liés par la relation (Guizerix & Margrita, 1976):

$$Q = \frac{V}{\bar{t}}$$

Cette relation, connue sous le nom de *méthode de Allen* (Allen, 1923 in Guizerix & Margrita, 1976) ou *méthode de l'écran salin* (Carlier, 1972), a été proposée pour mesurer le débit dans les conduites et les canaux. Elle peut être utilisée pour mesurer le volume du système tracé lorsque le débit au cours du traçage reste constant.

Dans ces conditions, l'information apportée par la DTS sur le système étudié est différente selon la nature des points d'injection et de restitution:

2.4.2. INTERPRETATION.

Les vitesses apparentes de transit déterminées à partir du premier moment ont les ordres de grandeurs suivants :

- inférieures à 100 m.h^{-1} : injection sur un système annexe au drainage ou axe de drainage faiblement évolué (aquifère peu karstifié) ;

- supérieures à 100 m.h⁻¹ (jusqu'à 1000 m.h⁻¹) : injection sur un axe de drainage développé (système bien karstifié).

Les phénomènes dispersifs étant globalement proportionnels à la distance parcourue, la DTS aura une forme d'autant plus étalée que la distance parcourue sera importante, la forme d'une DTS issue d'un traçage sur le drainage pouvant ressembler à une DTS issue d'un traçage sur un SAD lorsque les distances sont importantes. Aussi pour lever les indéterminations entre les formes semblables, il convient de comparer les vitesses apparentes de transit.

Généralement, la forme des DTS issues du traçage d'un axe transmissif présente une allure de pic bien marqué. Celles correspondant à une injection dans un SAD se caractérisent par une forme étalée.

3. VALIDITE DE L'EVALUATION DE L'IMPORTANCE DES RESERVES EN EAU DES SYSTEMES KARSTIQUES A PARTIR DE L'ANALYSE DES COURBES DE RECESSION.

L'approche fonctionnelle permet de résoudre en grande partie le problème de l'identification des systèmes karstiques. Par la recherche de l'unité du système et la description de l'hydrogramme unitaire, elle caractérise leur dynamique générale (cf chapitre 2). Cette première approche permet de savoir si les systèmes étudiés constituent un objectif intéressant. Cependant, cette information s'avère souvent insuffisante lorsque l'on veut envisager d'entrer dans une phase d'exploitation. Il faut alors évaluer l'importance des ressources du système étudié pour savoir s'il constitue un objectif compatible avec les besoins exprimés.

L'évaluation de l'importance des réserves d'un système karstique est à l'heure actuelle en partie résolue par l'analyse des courbes de récession. Toutefois, le sens et la réalité physique de certains des paramètres que l'on peut déterminer à l'aide de cette méthode sont encore mal connus et parfois discutés.

C'est notamment le cas de la notion de *volume dynamique* introduite par Mangin (1970). Aussi, et dans le simple but de la mettre en évidence et de la préciser, une approche expérimentale est proposée.

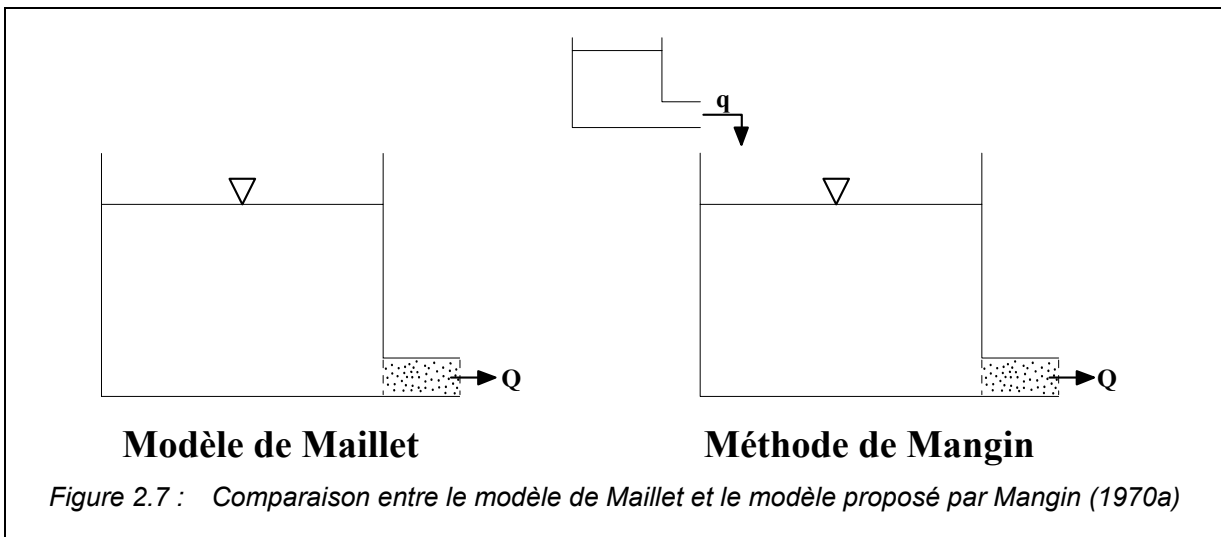
3.1. ANALYSE DES COURBES DE RECESSION.

3.1.1. PRINCIPE DE LA METHODE.

Partant des travaux de Boussinesq et Maillet définissant la loi de vidange d'une nappe ou d'un réservoir, nombreux auteurs ont proposé une application aux aquifères karstiques sans pour autant qu'un consensus ne soit trouvé (Schoeller, 1965 ; Forkasiewicz et Paloc, 1965 ; Drogue, 1967 et Tripet, 1969). Des revues critiques de ces travaux ont été réalisées par Mangin (1970a) et Obarti (1987) qui constatent que :

- la réalité de l'aquifère karstique ne peut être prise en compte par les schémas utilisés (réseau de fentes et fissures) ;
- la décomposition sous forme de somme d'exponentielles représentant différents réservoirs *au sein de la zone noyée* n'est valide que si les réservoirs sont indépendants, ce qui n'est pas le cas dans la réalité.

Aussi Mangin (1970a) propose un modèle constitué de deux réservoirs indépendants, *représentant la zone noyée et la zone d'infiltration*, et qui tient compte des caractères particuliers de l'infiltration en milieu karstique. Cette méthode a depuis été employée lors de l'étude de nombreux systèmes karstiques (Fabre, 1983; Muet, 1985; Maire, 1990; Bouchaala, 1991; Marchet 1991; Martin; 1991).



La méthode consiste à distinguer deux phases différentes lors de la récession :

- la première correspond à la vidange de la zone noyée en régime influencé, c'est-à-dire tant que l'infiltration se poursuit ;
- la seconde décrit la vidange lorsque la pluie a cessé et que la zone d'infiltration n'alimente plus la zone noyée : le régime est non influencé.

Le modèle utilisé (figure 2.7) possède donc deux réservoirs : l'un, représente la zone d'infiltration et se vidange avec un débit q , l'autre, de type Maillet correspond à la zone noyée et se vidange avec un débit Q .

3.1.2. MODELES UTILISES.

Pour la description analytique du modèle, il est employé une expression de la forme :

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

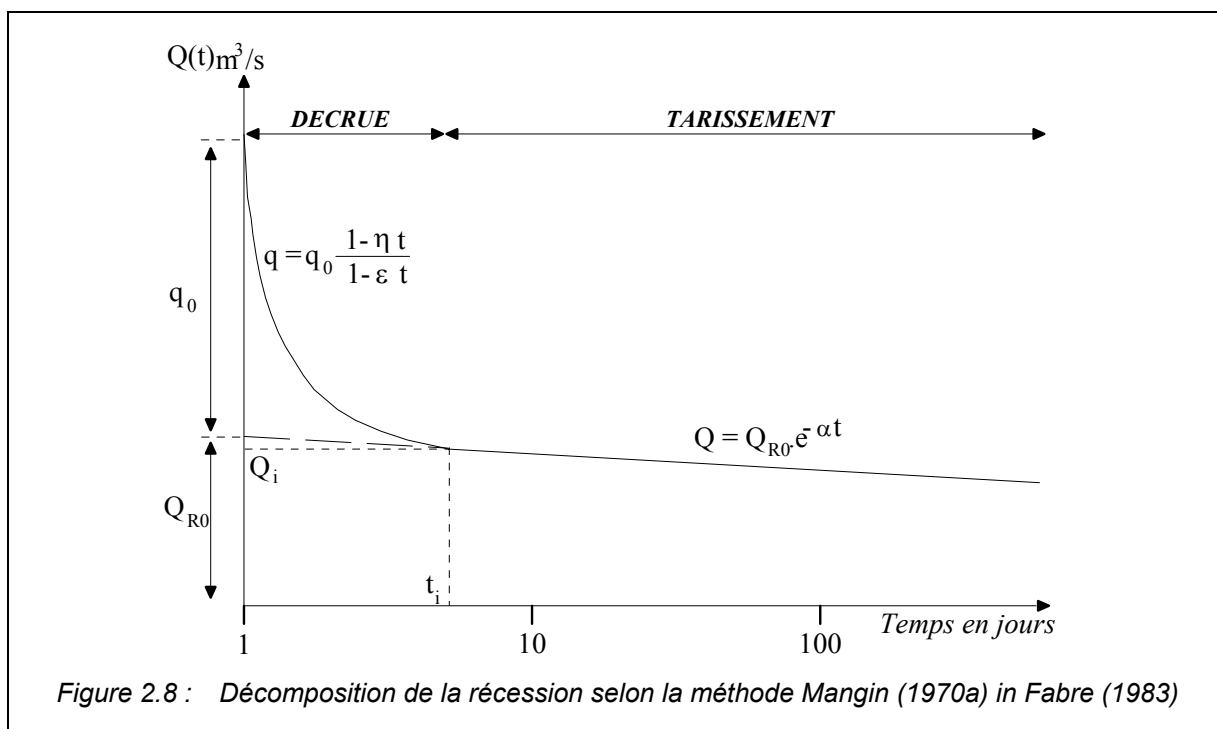
où se $\varphi(t)$ décrit à la vidange de la zone noyée (mais n'a de sens qu'à partir du tarissement) et $\psi(t)$ se rapporte au fonctionnement de la zone d'infiltration.

Le modèle choisi pour décrire la vidange de la zone noyée est le modèle de Maillet :

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

avec α le coefficient de tarissement. Le débit Q_{R0} n'a aucune réalité physique⁶ et il correspond à l'extrapolation de la courbe tarissement à l'instant de la pointe de crue (figure 2.8).

⁶ Lors du calcul du volume dynamique, il importe que le débit Q_{R0} ait une réalité physique. Il sera donc choisit égal à Q_j , débit correspondant à l'instant où l'infiltration cesse et où le tarissement devient effectif.



Le modèle utilisé pour décrire la fonction d'infiltration a été établi empiriquement à partir de l'analyse de nombreuses décrues et de l'infiltration dans une grotte (Mangin, 1970a). C'est une fonction homographique (les fonctions exponentielles et paraboliques ne fournissent pas une concavité suffisante pour représenter la diminution rapide des débits d'infiltration) :

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

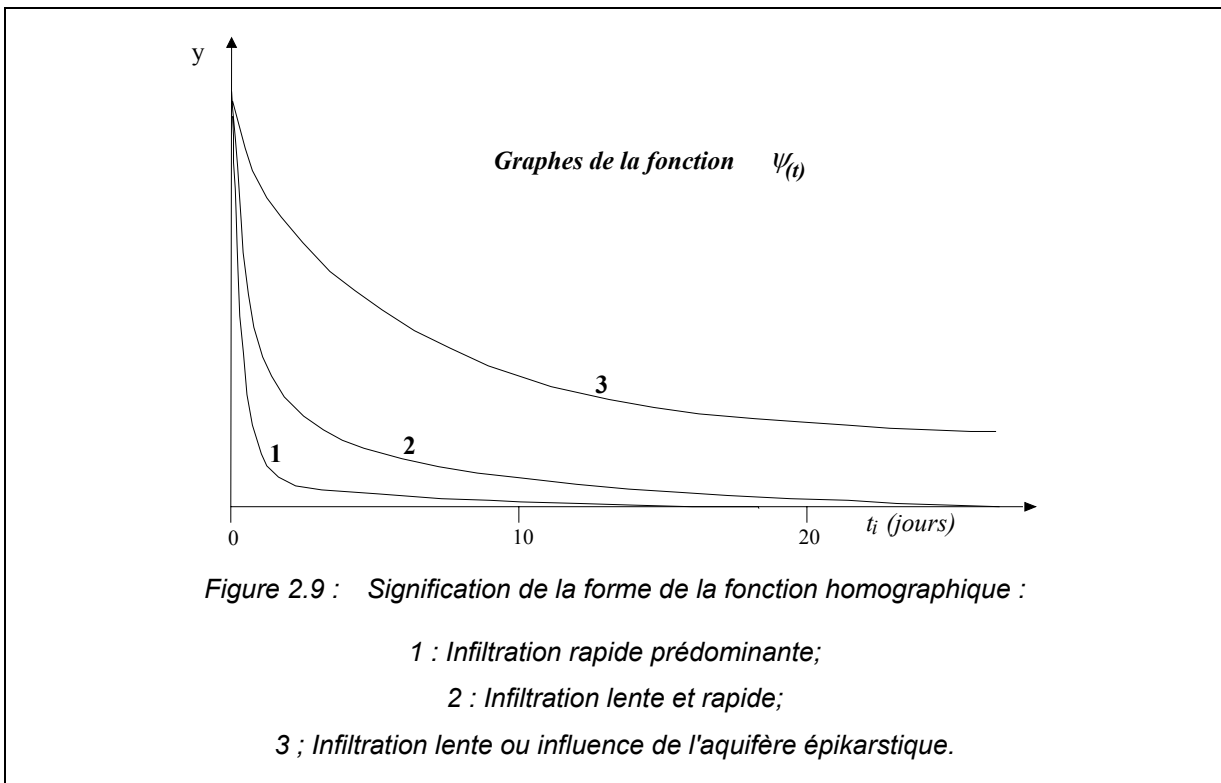
avec q_0 : débit d'infiltration à l'instant t_0 marquant la pointe de crue ;
 ε : coefficient d'hétérogénéité d'écoulement ;
 η : coefficient de vitesse d'infiltration.

Le coefficient η est donné par :

$$\eta = 1/t_i$$

t_i correspond à l'instant où l'infiltration cesse. Il peut donc être assimilé à la *vitesse moyenne d'infiltration*. Il varie entre 1 et 0, les valeurs étant d'autant plus proches de 1 que l'infiltration est rapide.

Le coefficient ε caractérise la concavité de la courbe et a été appelé *coefficient d'hétérogénéité d'écoulement*. Lorsqu'il est élevé (1 à 10) il traduit une décrue d'abord très rapide, puis se ralentissant considérablement. A l'inverse, de faibles valeurs caractérisent l'infiltration lente (0.01 à 0.001). Ceci correspond à la relation existant entre les différents modes d'infiltration en milieu karstique : infiltration rapide, lente et différée (figure 2.9).



3.1.3. ESTIMATION DES RESERVES.

A partir de la courbe de tarissement, et plus particulièrement de α , il est calculé le *volume dynamique*⁷ à partir de la valeur du débit au point (Q_i, t_i) définissant l'instant où le tarissement devient effectif :

$$V_{DYN} = \int_0^{\infty} Q_i \cdot e^{-\alpha t} = \frac{Q_i}{\alpha} \cdot c$$

avec c : constante de temps ($c = 86400$ lorsque Q_i est exprimé en m^3/s et α en jours).

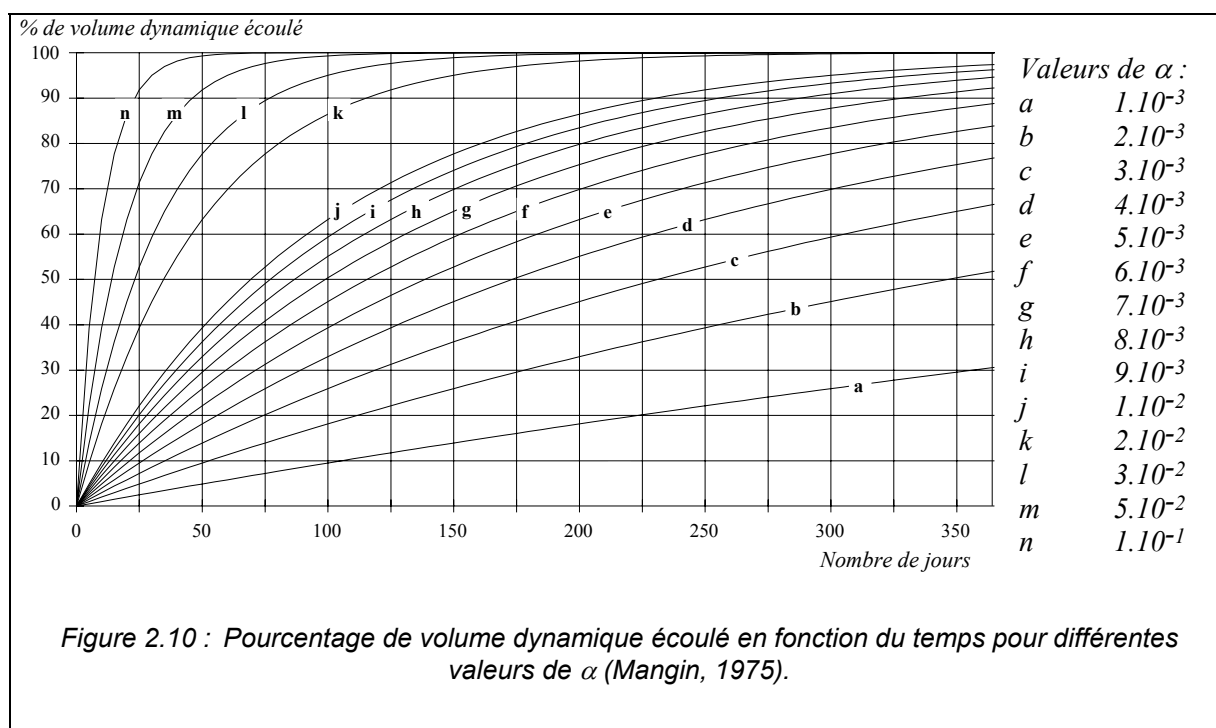
Pour prévoir l'état du système au bout d'une période d'étiage, il est possible de calculer le pourcentage de volume dynamique écoulé au bout d'une durée d du tarissement :

$$\%V_{DYN\ ECOULE} = (1 - e^{-\alpha d}) 100$$

L'abaque de la figure 2.10 présente les graphes représentant le pourcentage de volume dynamique écoulé en fonction du temps pour différentes valeurs du coefficient de tarissement.

Dans nos régions, le tarissement dépasse rarement une durée supérieure à 4 ou 5 mois, et les systèmes possédant un coefficient α inférieur à $3 \cdot 10^{-2}$ possèdent des exutoires pérennes.

⁷ Nous reviendrons en détails au § 3.1.2 sur le sens de ce paramètre.

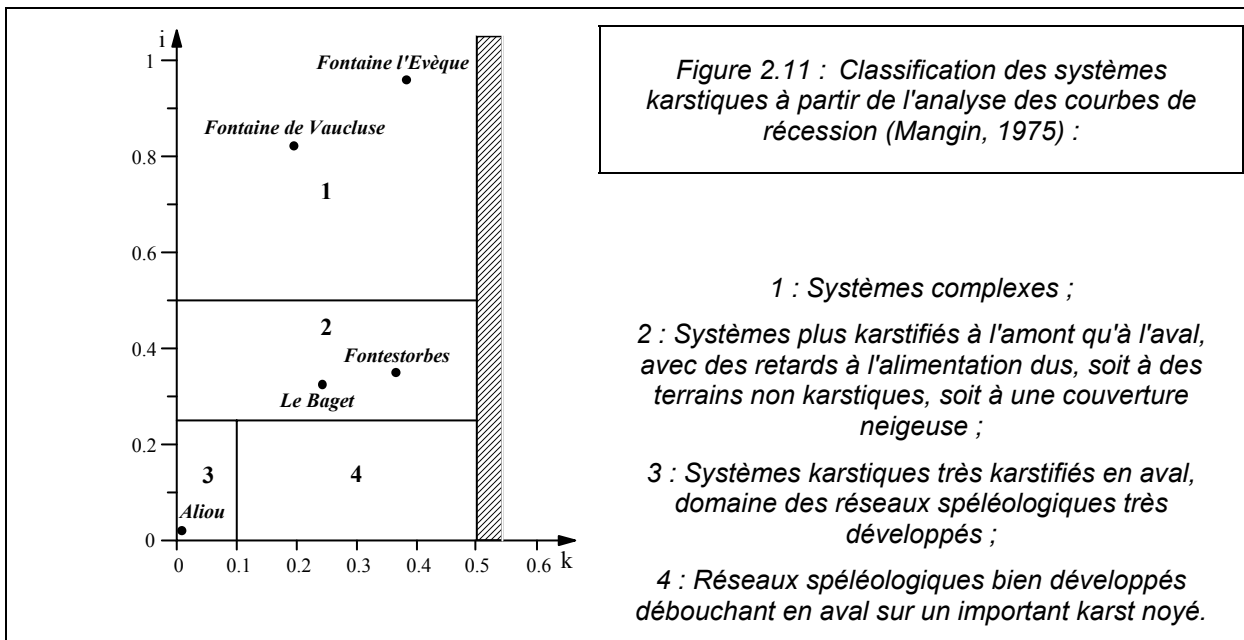


3.1.4. CLASSIFICATION.

Dans le but de comparer les systèmes karstiques en fonction des caractéristiques de leur zone d'infiltration et de leur zone noyée, une classification a été établie à partir des résultats de l'analyse des courbes de récession (figure 2.11).

Cette classification repose sur le calcul de deux coefficients:

- **k** : il est égal au rapport entre la plus grande valeur de volume dynamique observée sur une grande période et le volume de transit inter-annuel (volume écoulé au cours du plus grand nombre de cycles divisé par le nombre de cycles) 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*. Plus celui-ci est élevé, plus le coefficient k tend vers 1. Cette valeur représente le cas des aquifères poreux où le volume dynamique est quasiment égal au volume de transit. Dans le cas des systèmes karstiques, **k** est en général inférieur à 0.5 et une valeur proche de 0 traduit un pouvoir régulateur peu important.
- **i** : ce paramètre traduit les retards à l'infiltration. Il est égal à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de crue. Il a été montré que c'est pour cette durée que l'image de l'infiltration est la meilleure. Une forte valeur de **i** est significative d'une infiltration lente ou de l'influence d'un aquifère épikarstique, alors qu'une valeur faible est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée.



Le report des valeurs de k et i sur un diagramme permet d'établir une comparaison avec des systèmes de référence. On distingue quatre domaines sur le diagramme :

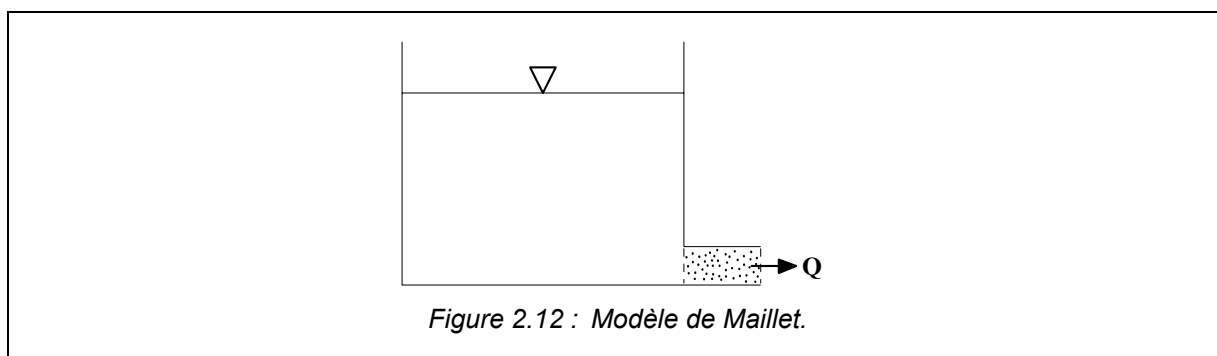
- 1- le domaine des systèmes complexes, qui sont généralement les systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes.
- 2- le domaine des systèmes karstiques plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, et avec des retards dans l'alimentation dus soit à des terrains non karstiques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

3.2. APPROCHE EXPERIMENTALE DE LA NOTION DE VOLUME DYNAMIQUE.

3.2.1. PROBLEMES POSES

Le modèle de Maillet (figure 2.12) représente la vidange d'un réservoir par l'intermédiaire d'un bouchon poreux, dans lequel l'écoulement suit la loi de Darcy. En intégrant classiquement l'équation différentielle du mouvement, on obtient une loi de décroissance des débits, dite *loi de Maillet*, qui est une exponentielle.

Remarquons que la nature exponentielle de la loi de décroissance n'est pas liée à la loi de Darcy en elle-même, mais plutôt à la linéarité de la relation liant charge et débit. Aussi, l'utilisation d'une autre loi présentant la même caractéristique, comme la loi de Poiseuille, permet d'obtenir le même résultat.



Si l'on intègre la loi de Maillet dans un intervalle de temps fini $[t_1, t_2]$, on obtient le volume d'eau écoulé durant ce même intervalle. Si l'intervalle d'intégration est $[0, +\infty[$, c'est-à-dire durant toute la durée de la vidange, qui est infinie puisque la loi est exponentielle, le volume d'eau calculé correspond au volume d'eau dans le réservoir.

Ceci suppose que le coefficient de tarissement ne dépend que des pertes de charges dues au bouchon poreux, et que celles qui ont lieu à l'intérieur du réservoir sont négligeables.

Négliger les pertes de charge à l'intérieur du réservoir revient à considérer que le mouvement de l'eau dans le réservoir ne subit pas de dissipation d'énergie. Or, lorsqu'une partie du réservoir est situé au-dessous du bouchon poreux, conformément aux configurations Sans Volume Inférieur (AVI) de la figure 2.13, l'écoulement dans la partie supérieure (V_{sup}) doit induire le mouvement d'une partie des eaux située sous le niveau de l'exutoire, soit par simple entraînement (AVI 1) soit en raison d'un point de passage obligé (AVI 2).

Dès lors le volume d'eau en mouvement est compris entre V_{sup} et V_{inf} et si l'on prend en compte les pertes de charge dans le réservoir, la loi de décroissance, fonction de la totalité des pertes de charges, doit rendre compte de ce volume en mouvement.

C'est sur cette propriété que repose la notion de volume dynamique calculé à partir de l'étude du tarissement des sources karstiques (Mangin 1970a). L'auteur considère que dans les aquifères karstiques on ne peut pas négliger la dissipation d'énergie dans le réservoir et que par conséquent la loi de décroissance rend compte de la décroissance du volume d'eau en mouvement et pas seulement du volume d'eau situé au-dessus de l'exutoire.

Aussi, Mangin (1970a) propose de nommer le volume calculé par l'intégration de la loi de vidange sur l'intervalle $[0, +\infty[$ le *volume dynamique*. Il correspond non pas au volume situé au-dessus de l'exutoire, mais au volume d'eau en mouvement à l'instant où il est calculé, qu'il soit situé au-dessus ou au-dessous de l'exutoire, qu'il s'écoule réellement ou non.

Toutefois, et compte tenu des considérations précédentes, il ne faut pas confondre le volume dynamique et le volume écoulable au cours du tarissement. Le volume dynamique est une mesure instantanée (c'est-à-dire dépendante de l'instant où l'on effectue le calcul) du volume d'eau en mouvement dans le réservoir. Si le mouvement se développe sous l'exutoire, le volume dynamique peut donc intégrer une partie des réserves situées sous le niveau de l'exutoire et qui sont en mouvement à l'instant du calcul. Mais, bien évidemment, cette partie des réserves ne pourra pas s'écouler, le volume écoulable ne pouvant physiquement être supérieur au volume supérieur.

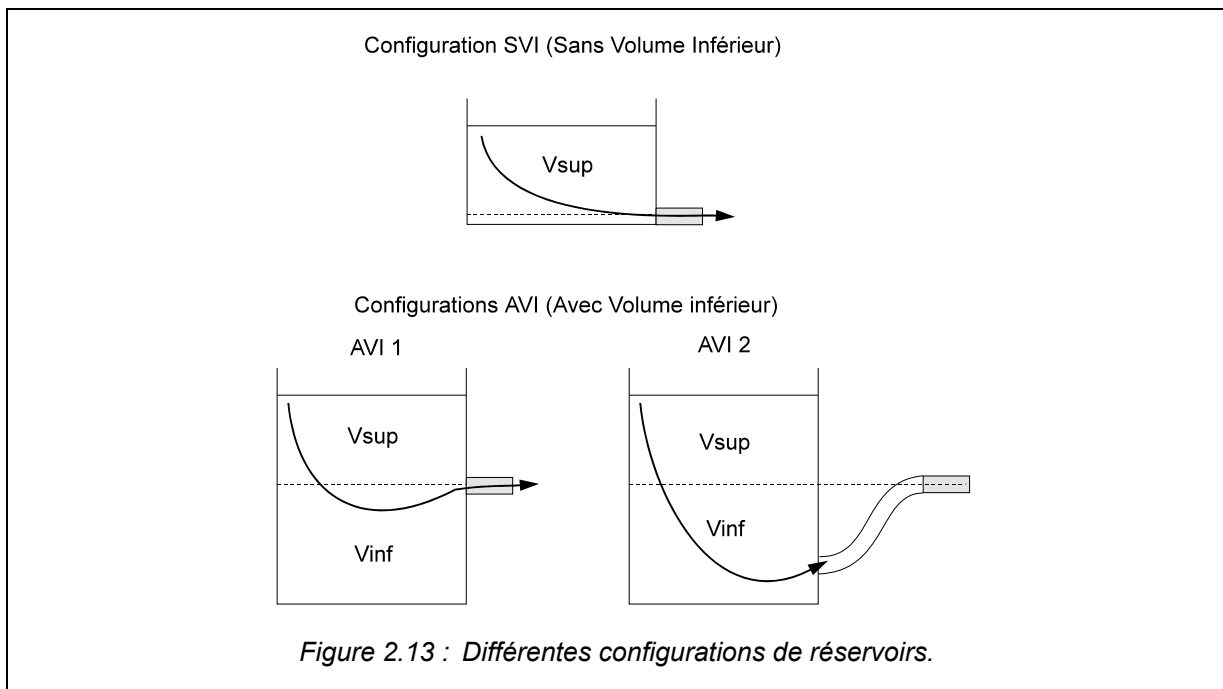
Cependant certaines questions restent posées :

- si l'on admet que le volume dynamique est bien plus important que le volume supérieur, la différence est-elle significative (même ordre de grandeur) ou bien négligeable ?
- le volume dynamique est-il différent selon que l'on est dans le cas d'une configuration du type I ou du type II ?
- si oui, la simple connaissance de la valeur du volume dynamique permet-elle de faire la différence entre les deux types de configuration ?

Dans le but de mettre en évidence le phénomène et de tenter de répondre aux questions précédentes, il a été entrepris une approche expérimentale du phénomène à partir de l'étude de la vidange d'un modèle réduit.

3.2.2. DESCRIPTION DU MODELE ET DES MODES OPERATOIRES.

La difficulté de réalisation d'un bouchon poreux nous a amener à préférer l'utilisation d'un système basé sur la loi de Poiseuille qui produit une loi de vidange possédant les mêmes caractéristiques de linéarité que la loi de Darcy.



L'expérience est donc basée sur l'étude de la vidange d'un réservoir au travers d'un tube de petit diamètre où l'écoulement suit la loi de Poiseuille. Il s'agit d'une cuve de 115 cm de haut et de 33.31 cm de côté (intérieur), de section carrée (1109 cm²) et perforée sur l'une de ses faces par 10 orifices (diamètre interne 2,2 cm) régulièrement espacé de 10 cm (figure 2.14). Le réservoir se vidange par l'intermédiaire d'une prise et d'un tube souple de diamètre interne 4 mm. Le contrôle du débit s'effectue par pincement du tube souple à son extrémité. On utilise une pince réglable à molette qui permet un réglage fin et reproductible.

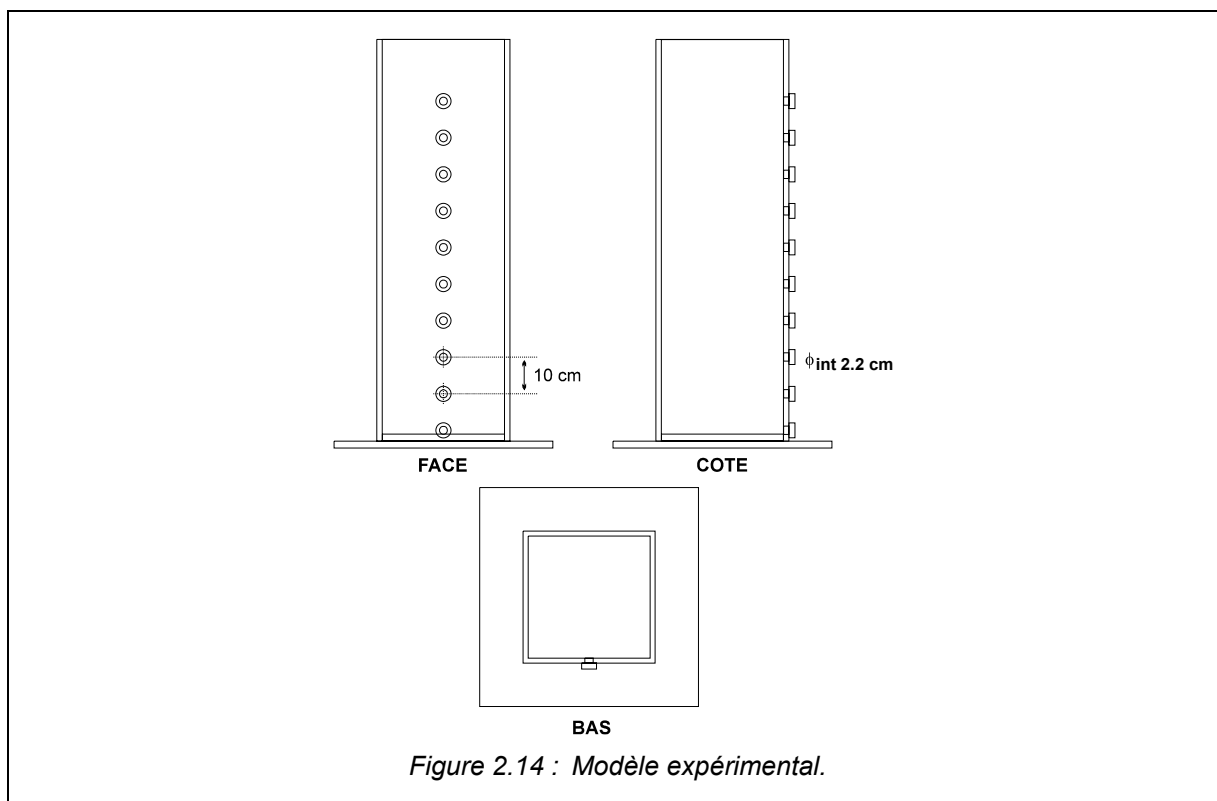
En faisant varier l'orifice par lequel s'effectue la vidange, le modèle permet de faire varier le volume d'eau situé sous le niveau de l'exutoire (V_{inf}). La hauteur entre deux orifices étant de 10 cm, V_{inf} varie par pas de 11090 cm³.

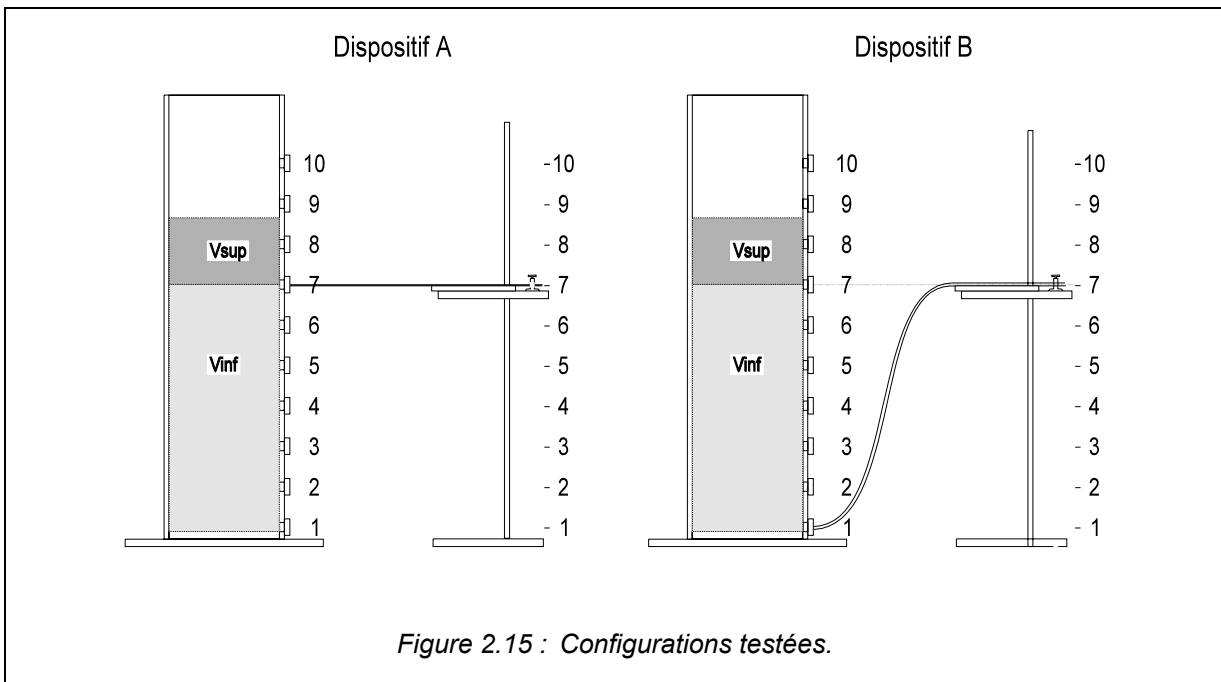
Le système de réglage du débit est placé sur un chevalet mobile en hauteur (figure 2.15). Les orifices de la cuve et les positions du chevalet correspondant à un même niveau sont numérotés de 1 à 10 du bas vers le haut. Les diverses expériences sont référencées par un couple de numéro désignant respectivement la position de sortie de la cuve et la position du chevalet (par exemple, pour l'expérience 13 la sortie s'effectue par l'orifice n° 1 et le chevalet est au niveau de l'orifice n°3).

Ceci permet de représenter les différentes configurations possibles :

- configuration SVI : la sortie de la cuve sur l'orifice le plus bas et le chevalet au même niveau (Dispositifs A et B : expériences 11a et 11 b);
- configuration AVI 1 : sortie de la cuve par n'importe quel orifice et chevalet au même niveau (Dispositif A : expériences 12 à 19);
- configuration AVI 2 : sortie de la cuve par l'orifice le plus bas et chevalet au niveau de n'importe quel orifice (Dispositif B : expériences 22 à 99).

Les niveaux dans la cuve sont mesurés avec une sonde de pression (0-1 bar ; 4-20 mA) accouplée à une centrale d'acquisition MADO. La mesure de débits est réalisée en mesurant le volume écoulé sur un faible pas de temps à plusieurs moments au cours de la vidange.





Dans le cas de la configuration SVI, il n'a pas été possible techniquement de réaliser les expériences avec un volume inférieur complètement nul en raison de la prise en compte du diamètre du tube de sortie. Il subsiste donc un volume de 222 cm³ qui correspond à une hauteur d'eau de 2 mm, valeur égale au demi-diamètre du tube de sortie.

3.2.3. RESULTATS.

Deux séries d'expériences correspondant aux diverses configurations ont été réalisées. Chaque série commence par une expérience en configuration SVI (11a et 11b).

Toutes les expériences sont réalisées avec le même réglage de perte de charge et avec une charge initiale sensiblement identique. Dans tous tableaux récapitulatifs donnés ci-après, les unités utilisées sont : cm³ pour les volumes, cm³.s⁻¹ pour les débits, min⁻¹ pour les coefficients de tarissement et cm.s⁻¹ pour les coefficients de perte de charge.

3.2.3.1. Dispositif A.

Pour chaque expérience nous avons effectué une linéarisation et une régression en coordonnées semi-logarithmiques. Les différents paramètres calculés sont donc :

- les paramètres d'ajustement de la loi de décroissance des niveaux $h = h_0 e^{-\alpha_h t}$, à savoir h_0 , α_h et le coefficient de corrélation r ;
- les paramètres d'ajustement de la loi de décroissance des débits $Q = Q_0 e^{-\alpha_q t}$, à savoir Q_0 , α_q et le coefficient de corrélation r ;
- les volumes inférieurs (V_{inf}), supérieur (V_{sup}) et total (V_{total}) réellement contenus dans le réservoir et le volume dynamique V_{dyn} .

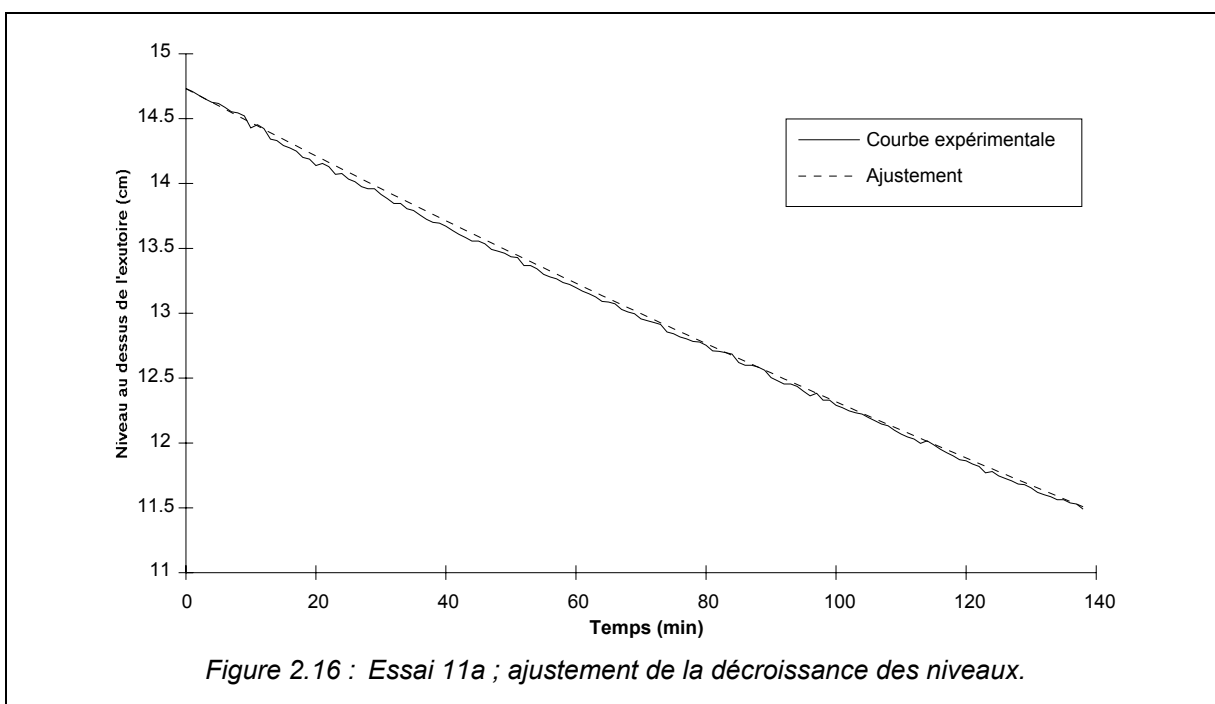
Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau 2.4.

Méthodologie d'étude

n°	Régression sur les niveaux			Régression sur les débits			Volumes			
	α_h	h_0	r	α_q	Q_0	r	Inf	Sup	Total	Dynamique
11a	0.00138	14.78	0.9996	0.00157	0.370	0.9935	222	16389	16611	14195
22	0.00144	14.76	0.9998	0.00146	0.411	0.9995	11312	16363	27675	16940
33	0.00141	14.83	0.9997	0.00125	0.382	0.9963	22402	16446	38848	18304
44	0.00137	14.81	0.9997	0.00119	0.395	0.9892	33492	16424	49915	19864
55	0.00148	14.83	0.9998	0.00135	0.412	0.9754	44582	16450	61032	18348
66	0.00146	14.76	0.9994	0.00140	0.403	0.9971	55672	16373	72045	17322
77	0.00151	14.79	0.9998	0.00131	0.413	0.9984	66762	16402	83164	18986
88	0.00155	14.78	0.9999	0.00146	0.422	0.9887	77852	16396	94247	17324
99	0.00158	14.78	0.9996	0.00137	0.420	0.9846	88942	16387	105329	18444

Tableau 2.4 : Résultats des expériences réalisées avec le dispositif A.

Que ce soit pour la décroissance des niveaux ou pour celle des débits, tous les coefficients de régression sont supérieurs à 0.97. Les lois de décroissance obtenues sont donc bien des lois exponentielles. Deux exemples d'ajustement des courbes de décroissance des niveaux et des débits sont donnés respectivement sur les figures 2.16 et 2.17 (essai 11a) et sur les figures 2.18 et 2.19 (essai 33).



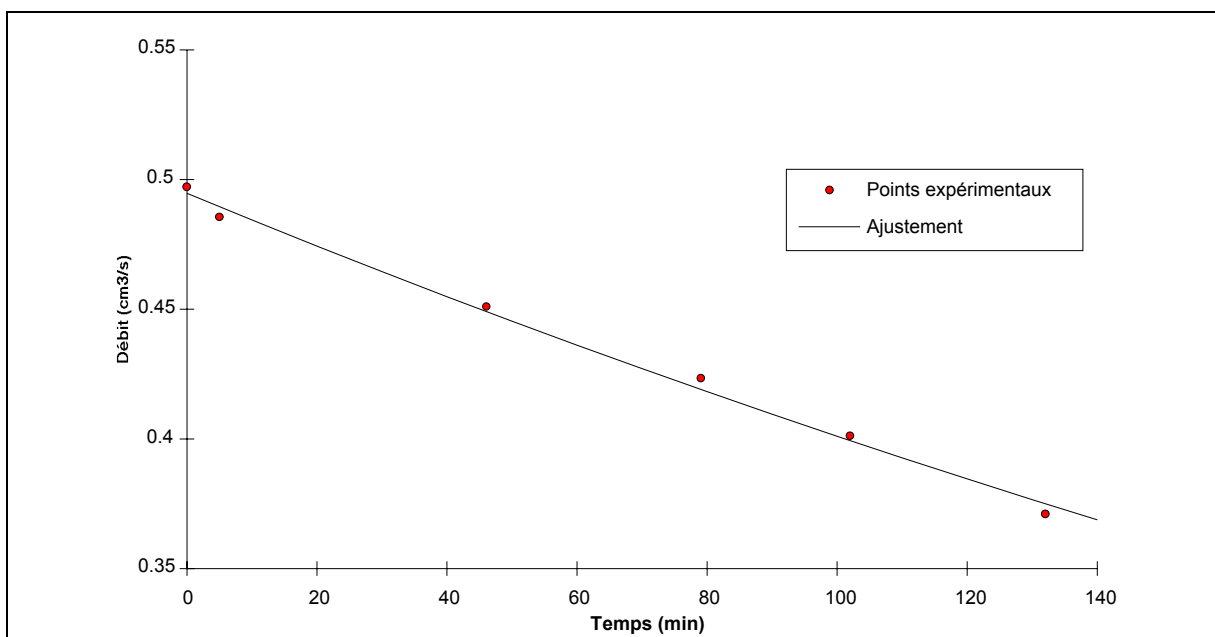


Figure 2.17 : Essai 11a ; ajustement de la décroissance des débits.

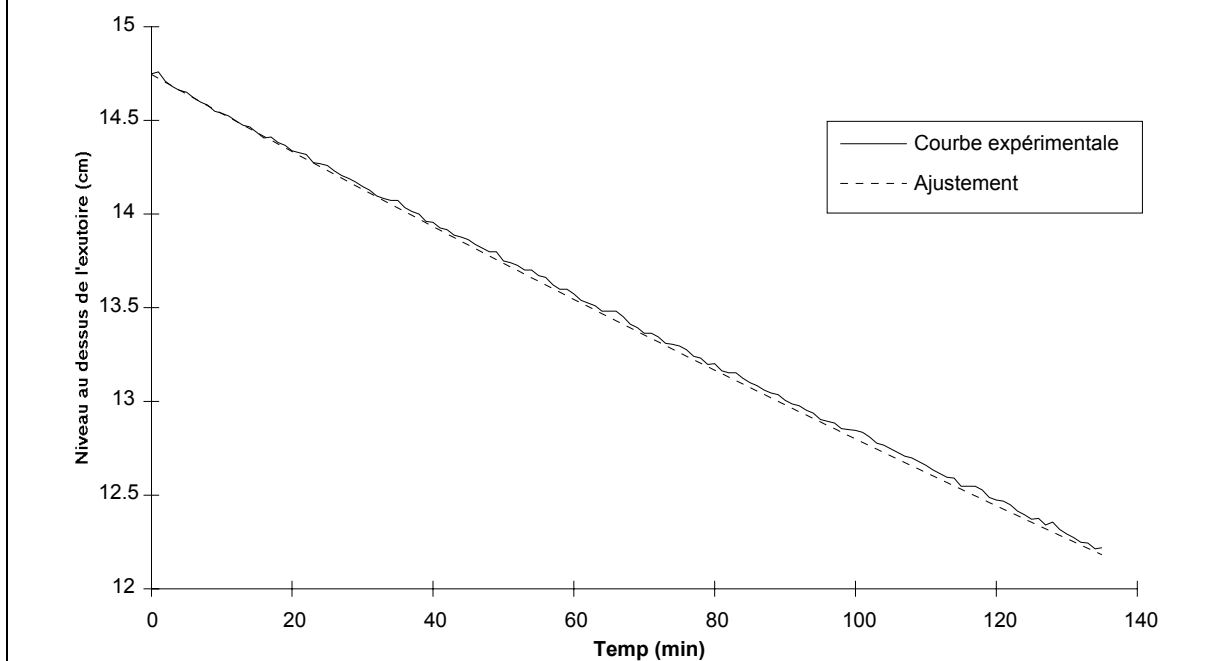
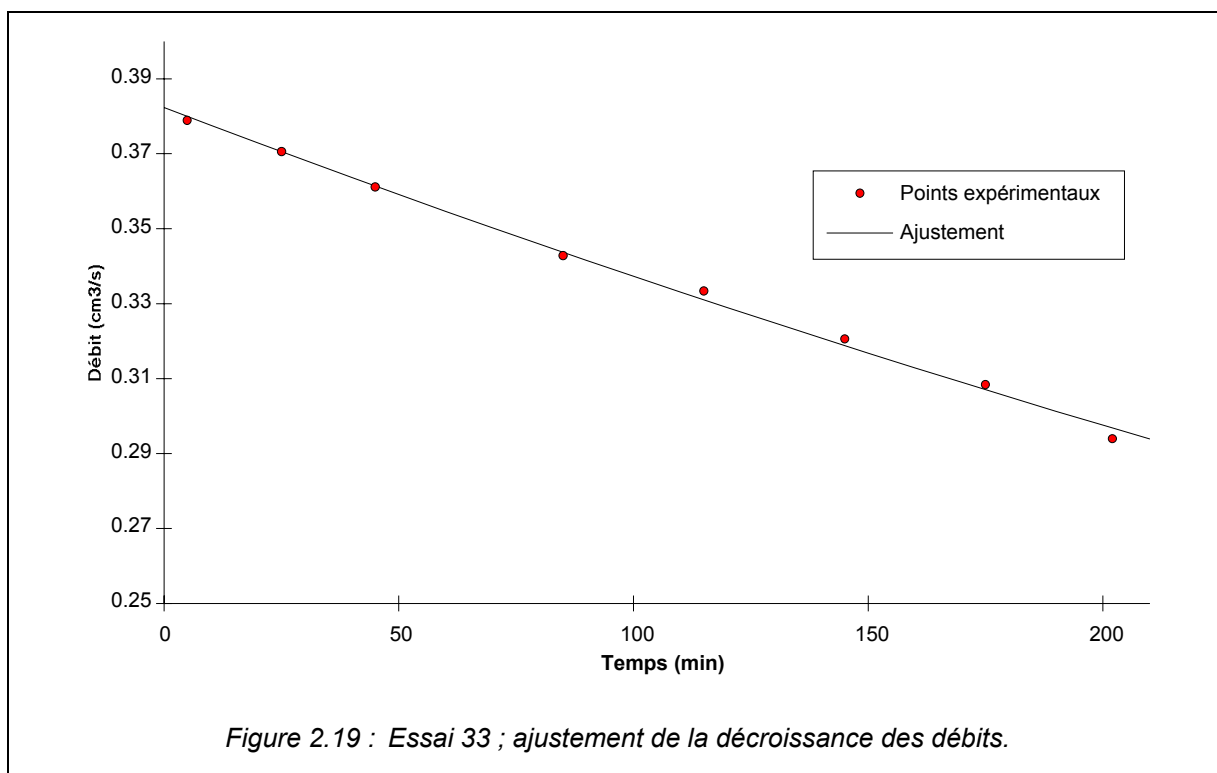


Figure 2.18 : Essai 33 ; ajustement de la décroissance des niveaux.



3.2.3.2. Dispositif B.

Nous avons effectué pour chaque expérience de cette série les mêmes calculs qu'au paragraphe précédent.

Les résultats obtenus sont reportés au tableau 2.5. On constate là aussi que les ajustements sont de bonne qualité, les coefficients de régression étant tous supérieurs à 0.95. Comme précédemment, les lois de décroissance des niveaux et des débits sont bien de nature exponentielle.

A titre d'exemple, les graphes qui correspondent à l'essai 13 sont donnés respectivement sur les figures 2.20 et 2.21.

3.2.4. INTERPRETATION DES RESULTATS.

Il faut préciser que compte tenu des moyens mis en oeuvre, il n'a pas été possible de contrôler, ni de mesurer, tous les paramètres physico-chimiques qui interviennent à cette échelle (qualité de l'eau, température de l'eau, viscosité) ni de réaliser des mesures des débits en continu. Il en résulte un bruit de fond relativement important sur les paramètres déterminés. Toutefois, dans notre démarche, ce qui nous intéresse est plus la variation des paramètres en fonction du volume inférieur, principale variable de l'expérience, que leur valeur absolue. Dans ce but, les précisions obtenues sont suffisantes.

Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux

n°	Régression sur les niveaux			Régression sur les débits			Volumes			
	α_h	h_0	r	α_q	Q_0	r	Inf	Sup	Total	Dynamique
11 b	0.00179	14.78	0.9996	0.00210	0.495	0.9927	222	16389	16611	14149
12	0.00193	14.83	0.9998	0.00166	0.531	0.9897	11312	16449	27761	19193
13	0.00201	14.82	0.9997	0.00153	0.517	0.9813	22402	16440	38842	20283
14	0.00189	14.78	0.9997	0.00168	0.519	0.9921	33492	16389	49881	18570
15	0.00196	14.84	0.9996	0.00175	0.528	0.9982	44582	16459	61041	18061
16	0.00185	14.82	0.9995	0.00151	0.475	0.9574	55672	16438	72109	18835
17	0.00183	14.81	0.9998	0.00166	0.495	0.9994	66762	16430	83192	17870
18	0.00181	14.84	0.9996	0.00159	0.490	0.9520	77852	16457	94309	18498
19	0.00177	14.81	0.9994	0.00159	0.469	0.9996	88942	16430	105371	17673

Tableau 2.5 : Résultats des expériences réalisées avec le dispositif B.

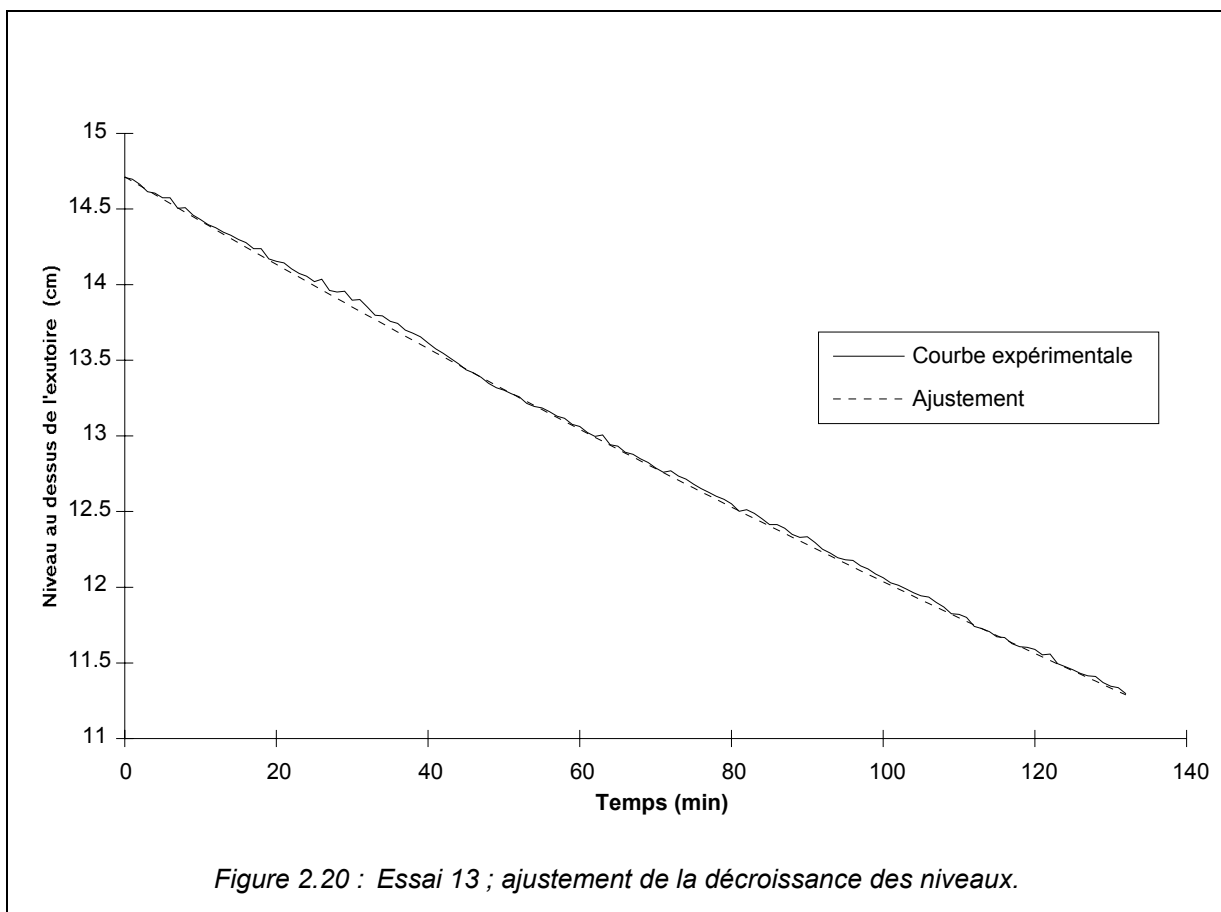
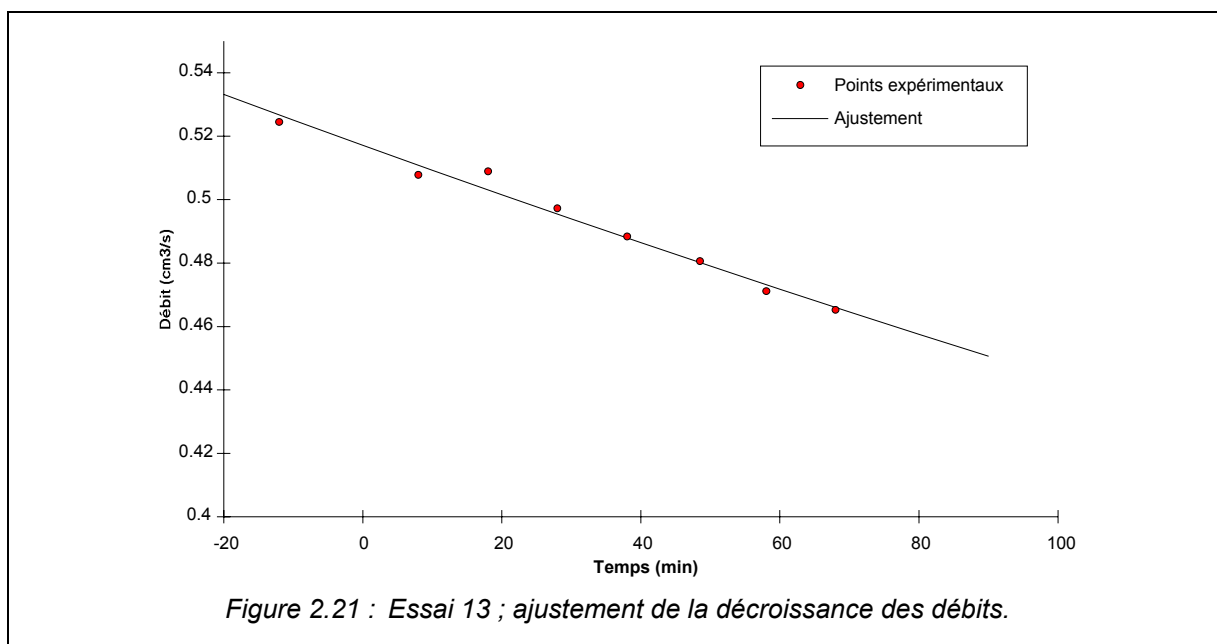


Figure 2.20 : Essai 13 ; ajustement de la décroissance des niveaux.



3.2.4.1. Variations des paramètres de la vidange en fonction du volume inférieur.

3.2.4.1.1. Coefficients de tarissement.

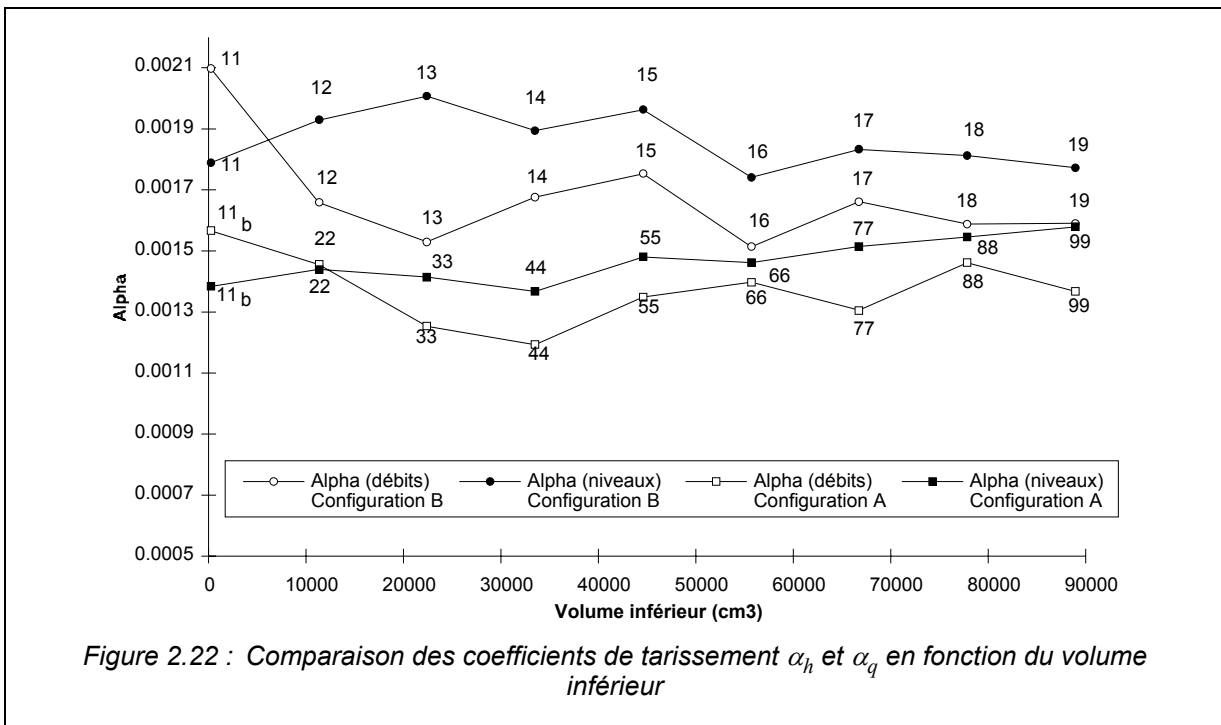
Sur la figure 2.22 qui présente la variation, en fonction de V_{inf} des coefficients de tarissement (débits et niveaux) obtenus pour les deux configurations, on remarque que ceux relatifs aux expériences avec le dispositif B sont systématiquement supérieurs à ceux relatifs au dispositif A, que ce soit le coefficient mesuré sur la courbe des débits ou sur celle des niveaux.

En première analyse, on peut interpréter cet écart comme l'effet de la différence de configuration. Cependant, on remarque sensiblement le même écart entre les deux expériences en configuration SVI (11a et 11b) alors qu'au contraire les deux valeurs devrait être identiques. Il semble donc que, malgré les précautions prises, il y a eu une variation du réglage de la perte de charge entre les deux séries d'expériences. On ne pourra donc pas trancher entre l'effet de cette variation et la celui de la différence de configuration.

On remarque en outre, que les coefficients de tarissement mesurés sur la courbe des débits sont systématiquement inférieurs à ceux mesurés sur la courbe des niveaux, à l'exception des essais 11a, 11b et 22 pour lesquels la relation est inversée.

3.2.4.1.2. Débits initiaux

On retrouve une information identique sur la courbe de variation des débits initiaux (figure 2.23). Ceux mesurés pour les expériences avec le dispositif B sont systématiquement inférieurs à ceux des expériences du dispositif A. Comme auparavant, il est probable que cet écart corresponde en grande partie à la variation de perte de charge.



Toutefois, sur les deux courbes on constate que les valeurs du débit initial pour les expériences correspondant à la configuration SVI sont nettement plus faibles.

3.2.4.1.3. Volume dynamique.

La comparaison des valeurs de V_{sup} (volume supérieur réellement contenu dans le réservoir) et de V_{dyn} (volume dynamique calculé à partir de la décroissance des débits) en fonction du volume inférieur (figure 2.24) fait apparaître les résultats suivants :

- pour toutes les expériences en configuration AVI, les valeurs de V_{dyn} sont plus importantes que celles de V_{sup} . Dans le cas des expériences correspondant à la configuration SVI (11a et 11b) V_{dyn} est inférieur à V_{sup} .
- l'écart entre V_{dyn} et V_{sup} est faible ; le rapport V_{dyn}/V_{sup} vaut 0.86 et 0.87 pour les expériences en configuration SVI et varie de 1.04 à 1.21 pour le dispositif A et de 1.08 à 1.23 pour le dispositif B.

La valeur de V_{dyn} varie légèrement en fonction du volume inférieur. Selon les configurations, V_{dyn} augmente de 11a à 44 et de 11b à 13, diminue de 13 à 15 et de 44 à 66, puis oscille autour d'une valeur quasi constante.

3.2.4.2. Interprétation.

Le premier résultat amené par ces expériences, est que le volume dynamique est bien supérieur au volume supérieur dès que l'on se trouve en configuration AVI. Les coefficients de tarissement étant plus faibles en configuration AVI que SVI, la prise en compte d'un volume inférieur dans le mouvement va bien dans le sens d'une augmentation des pertes de charge totales du système. Comme celles ayant lieu dans le tube de vidange ne varient pas, il faut bien admettre que cette croissance des pertes de charge se produit dans le réservoir lui-même.

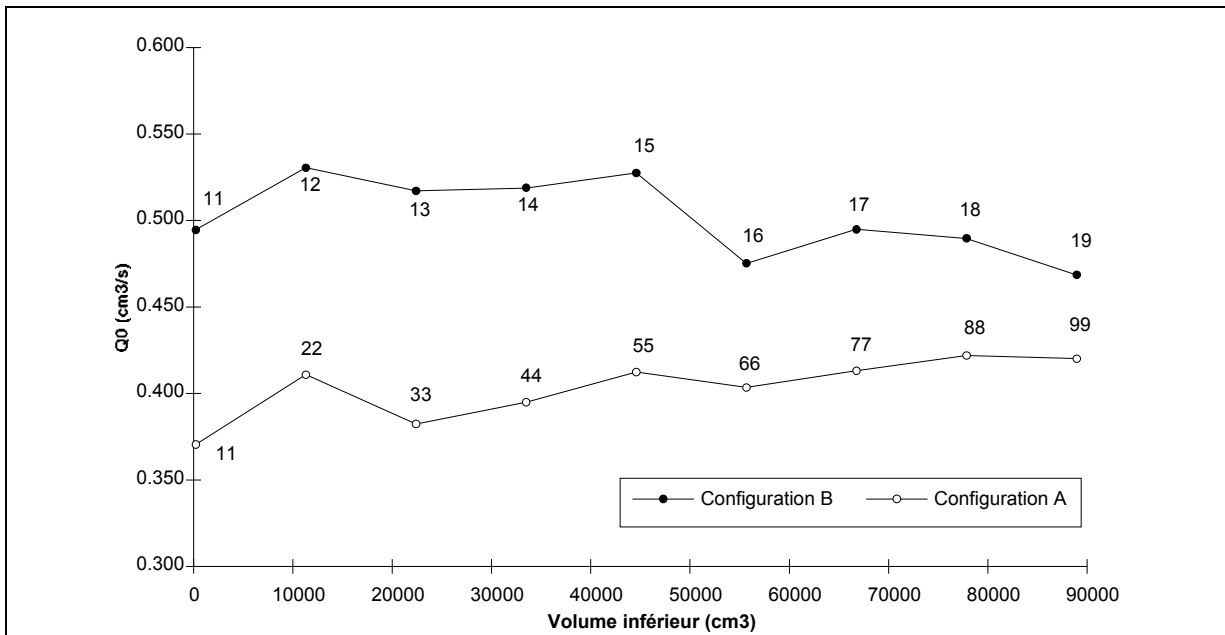


Figure 2.23 : Comparaison des valeurs de Q_0 en fonction du volume inférieur.

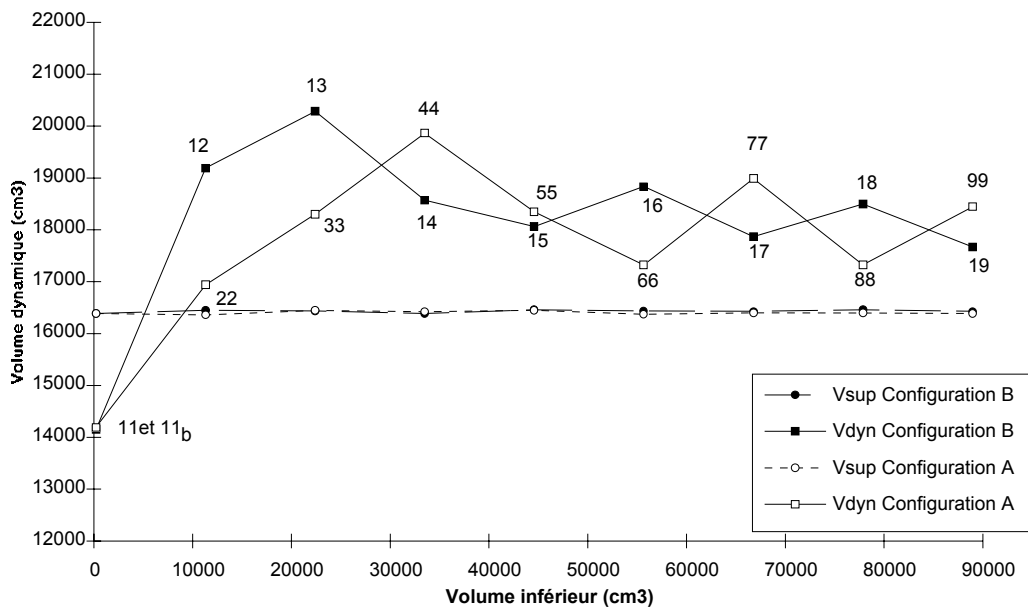


Figure 2.24 : Comparaison des valeurs de V_{dyn} et V_{sup} en fonction du volume inférieur.

Le simple fait de rajouter un volume sous le niveau l'exutoire ne peut expliquer ces résultats. Il faut donc considérer que le mouvement des masses d'eau se produit en partie sous le niveau de l'exutoire, et la dissipation d'énergie qui en résulte provoque une augmentation de la perte de charge totale, dont rend compte la courbe de tarissement.

Il faut remarquer qu'à l'inverse, pour les expériences qui correspondent à la configuration SVI, le volume dynamique est plus faible que le volume réel. Ceci est probablement dû au fait qu'en fonction de la géométrie du modèle et des effets de parois, une partie de l'eau ne participe pas au mouvement (notamment dans les angles du réservoir).

Deuxièmement, il apparaît que cet effet n'est pas négligeable car le volume dynamique est bien du même ordre de grandeur que le volume du réservoir, puisqu'il est de 4 à 20 % plus élevé que V_{sup} . Compte tenu de l'imprécision des résultats, un ordre de grandeur de 10 % doit être retenu pour l'écart entre V_{dyn} et V_{inf} . Il faut préciser toutefois que la part entraînée dépend probablement de la valeur de la section du réservoir, paramètre que le modèle réduit ne nous a pas permis de tester.

Le troisième élément concerne la variation des différents paramètres en fonction du volume inférieur, pour laquelle on constate tout d'abord une variation importante entre les expériences 11 et 12 et entre les expériences 11b et 22, puis à la suite de cette variation des oscillations plus ou moins importantes. L'interprétation de ces résultats est délicate, car le bruit de fond est important et la variation de perte de charge empêche de conclure sur les différences de configuration.

Il semble toutefois que V_{dyn} n'évolue véritablement qu'au passage d'une configuration SVI à AVI 11a à 12 et 11b à 22) et tend à devenir indépendant de la valeur de V_{inf} lorsque celui-ci atteint une valeur égale au double de V_{sup} , les oscillations traduisant l'erreur expérimentale.

Ces résultats ne sont pas surprenant dans le cas du dispositif A. Si le mouvement du volume au-dessus de l'exutoire entraîne une part du volume sous ce même niveau, la part entraînée ne dépend que de la valeur du volume supérieur. Aussi pour un V_{sup} donné et dès que le volume inférieur est largement plus grand que la part entraînée, la valeur de V_{dyn} devient constante.

En revanche ces résultats sont plus étonnant dans le cas du dispositif B. En effet, le point de passage obligé aurait pu laisser croire que la valeur du volume entraîné allait croître de la même manière que le volume inférieur. Or il n'en est rien. Il faut donc admettre que comme pour la configuration I V_{dyn} devient indépendant de V_{inf} dès que celui-ci est largement plus grand que la part entraînée.

En fait le volume dynamique n'est que l'expression globale d'un phénomène physique plus complexe et ne traduit probablement pas sa réalité. En effet il est probable que le phénomène se pose plus en terme de quantité de mouvement (produit de la masse par la vitesse) qu'en terme de volume. Dès lors, si dans les deux types d'expériences les volumes sont identiques, ceci tient au fait que l'énergie disponible pour entraîner une partie du volume sous l'exutoire est uniquement fonction de la charge sur l'exutoire et non pas du trajet parcouru. Il en résulte que dans les deux cas la quantité de mouvement est identique et son expression globale, le volume dynamique, l'est aussi. En revanche, il est probable que la masse en mouvement est plus importante dans le cas II et varie en fonction de V_{inf} mais que la vitesse qui l'anime est plus faible et varie de manière inverse, de façon à garder une quantité de mouvement identique.

En tout état de cause, la connaissance du volume dynamique ne permet donc pas de faire la différence entre les deux configurations. La seule solution serait d'avoir accès aux vitesses d'écoulement de l'eau dans la cuve et à leur répartition.

Il apparaît donc que, quelle que soit la configuration, la valeur du volume dynamique ne dépend que de la valeur de V_{sup} , c'est-à-dire de la charge sur l'exutoire définissant l'énergie motrice du mouvement. Le volume inférieur n'intervient qu'au titre de facteur limitant lorsqu'il est inférieur au volume potentiellement entraîné.

3.2.4.3. Conclusion.

Les expériences réalisées mettent en évidence que l'ensemble des paramètres de la vidange (coefficient de décroissance des niveaux, des débits et débit initial) est affecté d'une modification lors de la prise en compte d'un volume inférieur.

Le volume dynamique calculé à partir de ces paramètres est inférieur au volume d'eau situé au-dessus de l'exutoire dans le cas de la configuration SVI et lui est supérieur dans le cas des configurations AVI. Bien que faible devant la valeur du volume supérieur, la part du volume entraînée est du même ordre de grandeur.

En outre, il apparaît que le volume dynamique ne dépend que de la valeur de du volume supérieur, le volume inférieur n'agissant que comme un facteur limitant. Puisque dépendant uniquement du volume supérieur, il est donc évident que ce dernier diminuant au cours du tarissement, la valeur du volume dynamique diminue elle aussi au cours du temps. Ceci illustre bien l'intérêt de réaliser le calcul de V_{dyn} dès le début du tarissement pour mesurer la valeur la plus forte.

En revanche, le volume dynamique ne dépendant que de la valeur du volume supérieur, l'expérience montre que le simple calcul de V_{dyn} ne permet pas de distinguer le type de configuration. Pour remédier à ce problème nous avons cherché à déterminer un paramètre indicatif du type de configuration en comparant la loi d'écoulement réelle et la loi théorique du modèle de Maillet.

3.2.5. RECHERCHE D'UN PARAMETRE INDICATIF DE LA CONFIGURATION.

Il faut remarquer que durant les expériences et bien que la loi de vidange soit affectée par la prise en compte d'un volume inférieur, la courbe de décroissance des débits reste de nature exponentielle. Ceci signifie que la loi liant la charge au débit reste une loi linéaire.

Partant de cette remarque, la loi de vidange réellement constatée reste une loi de même nature que la loi de Maillet théorique que l'on observerait si l'effet du mouvement dans le réservoir était négligeable. Il paraît donc possible de comparer la loi de vidange réelle avec la loi qu'aurait dû produire le modèle si la vidange avait respecté une loi de Maillet théorique.

3.2.5.1. Loi de décroissance des niveaux.

Théoriquement, si la loi de Maillet est vérifiée, les coefficient de décroissance des niveaux et des débits sont identiques.

Au cours de nos expériences, nous avons remarqué que les coefficients de tarissement mesurés pour les débits et les niveaux étaient différents. Si l'on calcule le volume dynamique à partir du coefficient α_h , mesuré sur la courbe de décroissance des niveaux, on obtient un volume V tel que ⁸:

$$V = \frac{Q_0}{\alpha_h}$$

Calculons l'écart $\varepsilon = V - V_{\text{sup}}$ pour les différentes expériences (tableau 2.6).

Configuration A			Configuration B		
n°	$V = V_{\text{dyn}} - V_{\text{sup}}$	$\varepsilon = V - V_{\text{sup}}$	n°	$V = V_{\text{dyn}} - V_{\text{sup}}$	$\varepsilon = V - V_{\text{sup}}$
11a	-2194	202	11b	-2240	-304
22	576	61	12	2744	756
33	1858	-1003	13	3842	-192
44	3440	85	14	2182	875
55	1898	-294	15	1602	256
66	949	-1030	16	3292	193
77	2584	-195	17	1440	8.5
88	929	-215	18	2042	-56
99	2057	-526	19	1243	-442

Tableau 2.6 : Ecart en volume.

On constate que l'écart obtenu est plus ou moins faible et qu'il est soit positif soit négatif sans qu'il se dégage une variation logique. On peut donc considérer que ces deux volumes sont identiques et que la différence ε est due aux erreurs expérimentales :

$$V_{\text{sup}} \approx V + \varepsilon = \frac{Q_0}{\alpha_h}$$

Le calcul, à partir du coefficient de tarissement mesuré sur les niveaux, du volume écoulé montre que celui-ci est identique au volume supérieur. Ceci montre que la loi de décroissance des niveaux fournit un volume dynamique égal à V_{sup} ce qui devrait se produire si la vidange suivait la loi de Maillet.

De la même manière, si la vidange obéissait à la loi de Maillet, la loi d'écoulement liant la charge au débit devrait être :

$$Q = C_h \cdot h \quad \text{avec} \quad \alpha_h = -\frac{C_h}{S}$$

Le débit initial que fournirait ce modèle peut donc être calculé à partir la relation suivante :

$$Q_0 = C_h \cdot h_0$$

⁸ Dans cette formule et comme dans toutes celles qui font appel aux coefficients de tarissements il faut faire intervenir une constante de temps que nous ne ferons pas apparaître pour simplifier les expressions. Dans notre cas et pour toutes les calculs réalisés, les débits étant exprimés en $\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et les coefficients de tarissement en min^{-1} , la constante de temps vaut 60 s.

Les valeurs obtenues pour les différentes expériences en appliquant cette relation à h_0 sont comparées avec celle obtenues par l'ajustement sur la courbe de décroissance des débits au tableau 2.7.

Configuration A				Configuration B			
n°	$Q_0(Ajust)$	$Q_0=Ch.h_0$	ΔQ_0	n°	$Q_0(Ajust)$	$Q_0=Ch.h_0$	ΔQ_0
11a	0.37	0.377	-0.007	11 b	0.495	0.489	0.006
22	0.411	0.393	0.018	12	0.531	0.529	0.002
33	0.382	0.386	-0.004	13	0.517	0.551	-0.034
44	0.395	0.375	0.020	14	0.519	0.516	0.003
55	0.412	0.406	0.006	15	0.528	0.538	-0.010
66	0.403	0.398	0.005	16	0.475	0.507	-0.032
77	0.413	0.413	0.000	17	0.495	0.501	-0.006
88	0.422	0.423	-0.001	18	0.49	0.496	-0.006
99	0.42	0.432	-0.012	19	0.469	0.485	-0.016

Tableau 2.7 : Débits initiaux

On remarque que l'écart ΔQ_0 est faible, négatif ou positif, et, comme pour le volume V , il ne se dégage pas de variation logique. On peut donc considérer que cet écart est issu des erreurs expérimentales.

Là encore, la loi de décroissance des niveaux fourni donc la valeur du débit initial que devrait avoir le modèle si la vidange suivait la loi de Maillet.

Il est donc remarquable que la loi de décroissance des niveaux fourni les paramètres que devrait avoir la loi de vidange si cette dernière s'effectuait selon un modèle de Maillet théorique, à savoir :

$$Q = Q_0 e^{-\alpha_n t}$$

Tout se passe donc comme si la loi de décroissance des niveaux du modèle réel fournissait le coefficient de tarissement qu'aurait un modèle de Maillet théorique de volume V_{sup} produisant le même débit initial.

3.2.5.2. Loi de décroissance des débits.

Reprenons les mêmes calculs avec le coefficient de tarissement α_q obtenus sur la courbe de décroissance des débits. Si l'on calcul le volume écoulé à partir de ce coefficient et du débit initial Q_0 on obtient le volume dynamique V_{dyn} :

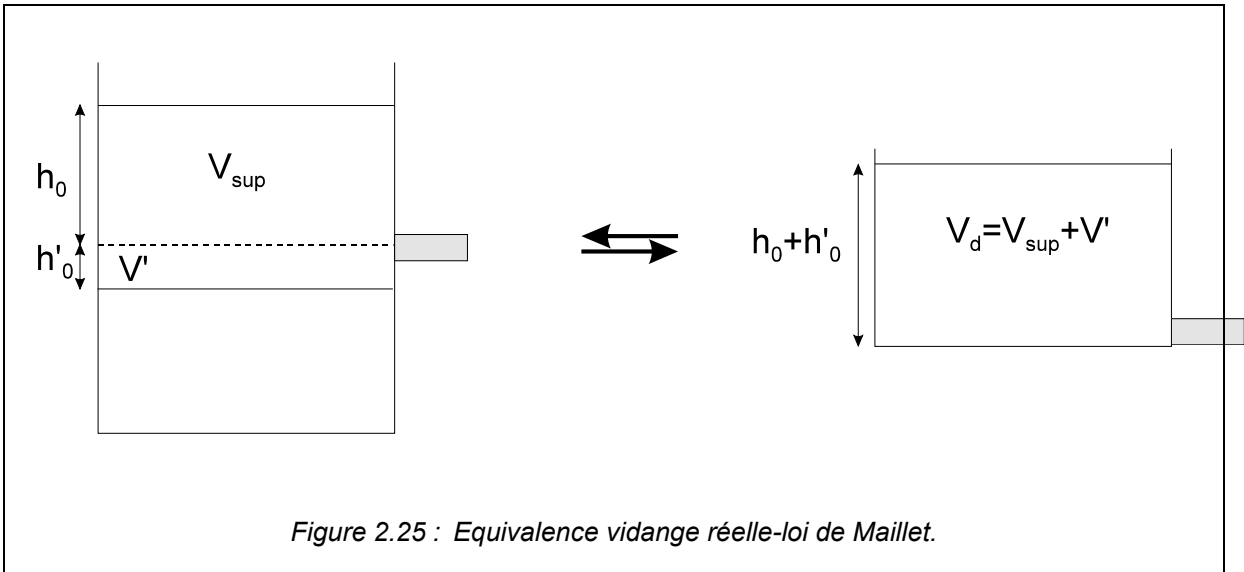
$$V_{dyn} = \frac{Q_0}{\alpha_q}$$

Or, V_{sup} et V_{dyn} sont liés par la relation suivante :

$$V_{dyn} = V_{sup} + V' = Sh_0 + Sh'_0$$

avec V' l'écart entre V_{sup} et V_{dyn} , et h'_0 la hauteur d'eau correspondante (V' et h'_0 sont comptés positivement pour les configuration AVI et négativement pour les configuration SVI).

Le volume dynamique correspond donc au volume d'un modèle se vidangeant selon une loi de Maillet $Q = Q_0 e^{-\alpha q t}$ et produisant le même débit initial, mais pour lequel la charge initiale prise en compte serait $h_0 + h'_0$. (figure 2.25).



Les valeurs de h'_0 obtenues pour les différentes expériences sont données au tableau 2.8. On constate que h'_0 est positif dans le cas des configuration AVI et négatif pour la configuration SVI.

Configuration A		Configuration B	
n°	h'_0	n°	h'_0
11a	-1.98	11 b	-2.02
22	0.52	12	2.47
33	1.67	13	3.46
44	3.1	14	1.97
55	1.71	15	1.44
66	0.85	16	2.97
77	2.3	17	1.3
88	0.84	18	1.84
99	1.85	19	1.12

Tableau 2.8 : Valeurs de h' .

Le coefficient de perte de charge du modèle réel est :

$$C_q = -S \cdot \alpha_q$$

La loi de perte de charge tenant compte de l'influence du volume en mouvement s'écrit donc :

$$Q = C_q (h + h')$$

Tout se passe donc comme si le modèle réel se vidange de la même manière qu'un modèle de Maillet théorique pour lequel la charge prise en compte serait $h + h'$ et la perte de charge serait C_q .

3.2.5.3. Comparaison des lois de décroissance des niveaux et des débits.

Comparons maintenant les résultats issus des lois de décroissance des débits et des niveaux en considérant que la loi de décroissance des niveaux correspond à la loi de vidange du modèle de Maillet théorique.

Comme le débit initial est identique pour les deux modèles, si la charge à prendre en compte dans le modèle réel est plus importante, il faut nécessairement que son coefficient de perte de charge (C_q) soit inférieur à celui du modèle de Maillet théorique (C_h).

Revenons au calcul de V_{sup} et V_{dyn} : nous avons :

$$V_{sup} = \frac{Q_0}{\alpha_h} \quad \text{et} \quad V_{dyn} = \frac{Q_0}{\alpha_q}$$

La combinaison de ces deux équations donne :

$$Q_0 = V_{sup} \alpha_h = V_{dyn} \alpha_q$$

et l'on peut définir le rapport r :

$$r = \frac{\alpha_q}{\alpha_h} = \frac{V_{sup}}{V_{dyn}}$$

Il est préférable de calculer r à partir du rapport des coefficients de tarissement plutôt qu'à partir de V_{sup}/V_{dyn} . En effet, l'erreur sur les coefficients de tarissement ne dépend que de l'erreur sur la pente déterminée par régression alors que celle sur les volumes dépend à la fois de l'erreur sur la pente et de celle sur l'ordonnée ce qui rend l'erreur totale plus importante (Mangin 1975).

Les valeurs obtenues pour r sont reportées au tableau 2.9 et sur la figure 2.26.

Il apparaît que $r > 1$ dans le cas des configurations SVI $r < 1$ pour les configuration AVI. Si la loi de Maillet était respectée, le coefficient α_q serait égal à α_h et V_{sup} serait égal à V_{dyn} ; le rapport r prendrait donc la valeur unité.

Les coefficients de perte de charge dépendent du coefficient de tarissement par :

$$\alpha = -\frac{C}{S}$$

Il vient tout de suite que C_q et C_h sont liés à r par la relation :

$$r = \frac{C_q}{C_h} \Leftrightarrow C_q = r \cdot C_h$$

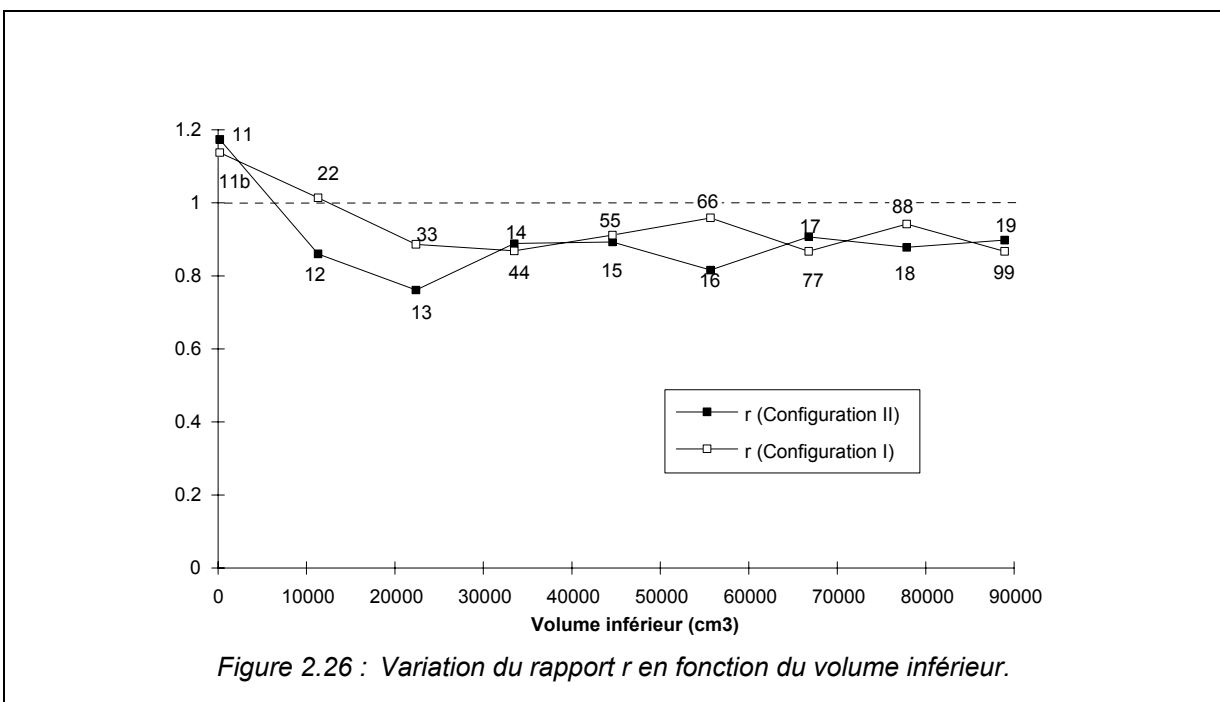
Les valeurs de C_q et C_h sont reportées au tableau 2.10. La loi de perte de charge réelle dans le modèle peut donc s'écrire :

$$Q = r \cdot C_h (h + h')$$

La prise en compte du volume en mouvement revient donc à considérer que la vidange s'effectue avec une perte de charge plus importante (donc un coefficient de perte de charge C plus faible), mais s'appliquant à une hauteur d'eau elle aussi plus importante.

Configuration A		Configuration B	
n°	$r = \alpha_d / \alpha_h$	n°	$r = \alpha_d / \alpha_h$
11a	1.14	11 b	1.17
22	1.01	12	0.86
33	0.89	13	0.76
44	0.87	14	0.89
55	0.91	15	0.89
66	0.96	16	0.82
77	0.87	17	0.91
88	0.94	18	0.88
99	0.87	19	0.90

Tableau 2.9 : Valeurs de r .



Configuration I			Configuration II		
n°	C _h	C _q	n°	C _h	C _q
11a	2.56E-02	2.89E-02	11 b	3.31E-02	3.88E-02
22	2.66E-02	2.69E-02	12	3.57E-02	3.07E-02
33	2.61E-02	2.32E-02	13	3.71E-02	2.83E-02
44	2.53E-02	2.21E-02	14	3.50E-02	3.10E-02
55	2.73E-02	2.49E-02	15	3.63E-02	3.24E-02
66	2.70E-02	2.58E-02	16	3.22E-02	2.80E-02
77	2.80E-02	2.41E-02	17	3.39E-02	3.07E-02
88	2.86E-02	2.70E-02	18	3.35E-02	2.94E-02
99	2.92E-02	2.53E-02	19	3.28E-02	2.94E-02

Tableau 2.10 : Coefficients de perte de charge

3.2.5.4. Conclusion.

La comparaison des caractéristiques de la courbe de décroissance des niveaux et de celle des débits montre que l'écart entre ces deux lois représente l'écart existant entre un modèle de Maillet théorique et le modèle réel.

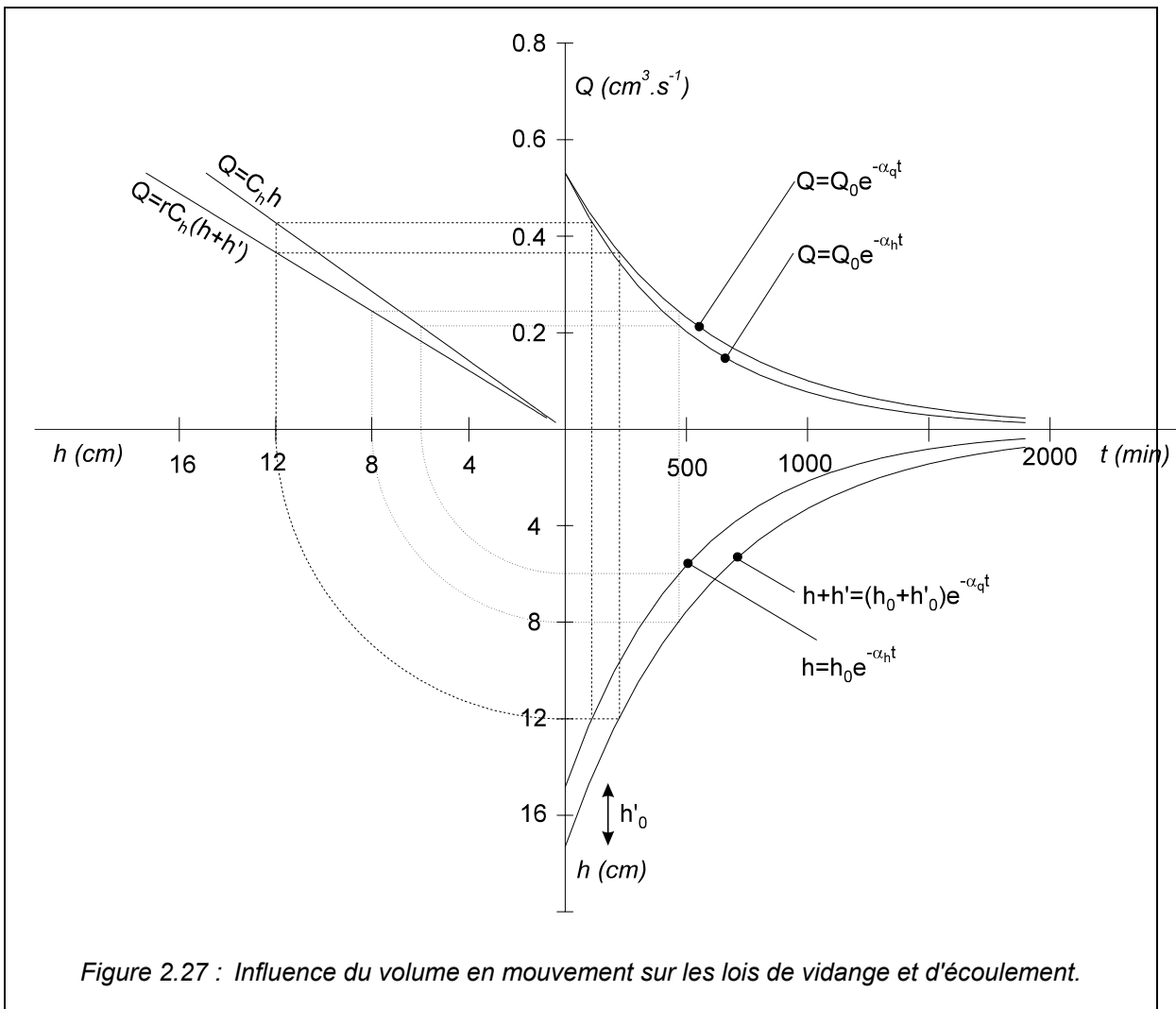
Cet écart est quantifié par le coefficient r qui caractérise l'influence du volume en mouvement sur les paramètres de la vidange. Pour cette raison nous l'appellerons *coefficient d'influence* du volume en mouvement.

La figure 2.27 synthétise ces résultats (toutes les courbes de cette figure sont calculées à partir des données de l'expérience 12). En éliminant graphiquement le temps entre courbes $h(t)$ et $q(t)$ on retrouve les droites représentant les loi de pertes de charge.

Sa valeur est permet de faire la différence entre les configurations AVI et SVI :

- configuration SVI : r est supérieur à 1 ; tout se passe comme si la perte de charge réelle et la hauteur représentative sont inférieures à celles que devrait produire un modèle identique et pour lequel on négligerait l'influence du volume en mouvement.
- configuration AVI (I et II) : r est inférieur à 1 ; tout se passe comme si la perte de charge réelle et la hauteur représentative sont inférieures à celle que devrait produire un modèle identique et pour lequel on négligerait l'influence du volume en mouvement ;

En revanche, il ne permet pas de distinguer le type de configuration AVI.



3.2.6. CONCLUSION.

L'expérience réalisée montre donc qu'à l'échelle du modèle réduit la notion de volume dynamique est une réalité. Il est supérieur au volume d'eau situé au-dessus de l'exutoire dans le cas des configurations AVI et inférieur dans le cas de la configuration SVI. Il est bien du même ordre de grandeur que le volume supérieur. Il est indépendant de la valeur du volume inférieur, et il dépend de la valeur du volume supérieur et probablement la forme du réservoir (section).

Toutefois, les expériences ont montré que sa simple connaissance ne permettait pas de faire la différence entre le type de configuration. Les recherches menées, à partir de la comparaison des coefficients de décroissance de la courbe de décroissance des niveaux et des débits, ont permis de déterminer le coefficient d'influence r . Sa connaissance permet de distinguer les configurations AVI d'une configuration SVI, mais n'autorise pas la distinction du type de configuration AVI.

Ceci est dû au fait que le volume dynamique n'est que l'expression globale d'un phénomène physique plus complexe et que seule la connaissance des vitesses d'écoulement de l'eau et de leur répartition permettrait d'arriver à effectuer cette distinction.

Cependant si ces résultats sont intéressants, ils présentent toutefois le défaut d'être issus d'une expérimentation sur modèle réduit. Leur extrapolation au milieu réel doit donc amener à une discussion que nous allons maintenant réaliser.

3.3. TRANSPOSITION AU KARST NOYE.

3.3.1. VALIDITE DE LA TRANSPOSITION

Une des principales propriétés du modèle de Maillet est de présenter une loi de vidange exponentielle. Ceci est une conséquence de la linéarité de la loi liant charge et débit. Dans les milieux poreux, les écoulements suivent la loi de Darcy, elle aussi linéaire. Il n'est donc pas étonnant de constater pour ces aquifères une vidange exponentielle.

De même pour les systèmes karstiques contrôlés aux limites, où l'organisation des vides karstiques n'est plus fonctionnelle car l'écoulement s'effectue sous un faible potentiel hydraulique, nous avons vu dans la première partie de ce mémoire que l'on pouvait considérer, en terme de fonctionnement, que le milieu était équivalent à un milieu poreux.

En revanche, dans le cas des systèmes karstiques au sens strict, il n'est pas possible de concevoir une loi d'écoulement linéaire car les écoulements dans le karst noyé ne respectent pas la loi de Darcy. Mangin (1975) a montré l'écoulement pouvait être considéré comme darcéen seulement à la condition que la taille des vides ne dépasse pas la dimension d'une grosse fissure (cf. 2^{ème} partie).

Or pour les systèmes karstiques au sens strict et les systèmes karstiques contrôlés aux limites avec un fort degré d'évolution, cette condition n'est pas respectée. En conséquence la loi d'écoulement ne peut plus être assimilée à la loi de Darcy. L'écoulement subit des pertes de charges quadratiques et la loi d'écoulement n'est plus une relation linéaire entre charge et débit. Il en résulte que la loi de vidange ne peut être une loi exponentielle ; la loi de décroissance des niveaux est une parabole et la loi de décroissance des débits est une droite, et ceci même si l'on considère le transvasement entre deux réservoirs.

Ainsi, si l'on se base uniquement sur les paramètres de structure du milieu, on ne devrait pas observer une loi exponentielle. Or c'est précisément ce que l'on observe dans la pratique ! Pour en comprendre l'origine, il faut donc faire intervenir un autre paramètre, le *fonctionnement* du système. On sait en effet que le karst noyé est composé d'un ensemble de réservoirs, les SAD, qui sont en équilibre ou en déséquilibre avec le drain. Ces échanges sont contrôlés d'une part par l'écart de charge existant entre chaque SAD et le drain, et d'autre part par un point particulier, l'exutoire, qui conditionne les écoulements dans le drain.

Si l'on admet que de par la structure du système (taille et organisation des vides) les écoulements ne sont pas darcéens localement, c'est-à-dire entre les différentes parties du système, mais le sont à l'échelle globale du système, il faut voir là un effet de la régulation introduite par le drain.

Il s'agit d'une propriété fondamentale de l'aquifère karstique : la régulation introduite par le drain induit un **état d'équilibre** permettant l'émergence à l'échelle globale d'une propriété linéaire. En analyse des systèmes on montre qu'un tel comportement est issu de l'interaction entre les différents éléments d'un système : "(...)des comportements complexes des sous-systèmes entraînent un comportement simple du système global par compensation d'interactions variées (...)" (Walliser, 1977)

C'est donc la régulation par le drain, **c'est-à-dire le fonctionnement du karst noyé et non pas sa structure**, qui peut expliquer la linéarité de la loi d'écoulement observée à l'échelle du système lors de l'étiage.

Le modèle de Maillet n'est donc qu'un modèle de fonctionnement ou modèle conceptuel de l'aquifère karstique. A ce titre, et contrairement à ce que l'on pourrait croire de prime abord, son utilisation pour l'étude du tarissement des aquifères karstiques ne repose pas sur une **identité de structure** entre un réservoir et un système karstique. Elle repose sur une **identité de fonctionnement**, le modèle Maillet représentant une bonne approximation mathématique de la branche décroissante de l'hydrogramme unitaire réel. Cette distinction entre structure et fonctionnement, entre espace et temps, est primordiale. Le fait de la négliger a conduit à des interprétations erronées (modèles de fentes et fissures) comme cela a été soulignée par Mangin (1975).

Dés lors, si transposer à l'aquifère karstique des résultats expérimentaux qui caractérisent la structure du milieu est tout à fait discutable, il n'en va pas de même si ces résultats concernent son fonctionnement. Dans le cas présent, nous avons mis en évidence que le volume dynamique correspondait à l'influence du mouvement des masses d'eau vers l'exutoire, ce qui est bien une caractéristique du fonctionnement du modèle. Il est donc tout à fait logique de présumer qu'il en sera de même dans le cas d'un système karstique fonctionnant à l'identique. Il faut ici cependant distinguer les systèmes karstiques au sens strict et les systèmes karstiques contrôlés aux limites qui présentent des caractéristiques de fonctionnement différentes.

Dans le cas des systèmes karstiques au sens strict, diverses observations montrent que le phénomène est une réalité. Nous avons déjà signalé dans la première partie de ce travail que les écoulements dans les SAD s'effectuent principalement avec des vitesses verticales, ce qui tend à montrer que le mouvement des masses d'eau s'effectue bien en profondeur, et que ces mouvements génèrent des effets d'inertie importants dans le karst noyé.

En outre, le calcul d'une porosité globale à partir des volumes dynamiques calculés dans la pratique en situant uniquement ces volumes au-dessus de l'exutoire amène à des résultats souvent aberrants. Mangin (1975) montre par exemple que dans le cas du système du Baget, avec une porosité globale vraisemblable de 10 %, l'épaisseur du karst noyé calculé à partir du volume dynamique serait d'environ 40 m. Or, sur ce système, en début de tarissement la charge dans les SAD où le niveau piézométrique est le plus élevé, ne représente pas la moitié de cette valeur. Il faut donc bien considérer que le volume dynamique prend en compte une partie des eaux situées sous l'exutoire.

Dans le cas des systèmes karstiques contrôlés aux limites où, rappelons le, les vitesses d'écoulement sont beaucoup plus faibles, il est probable que le volume dynamique n'a pas le même sens. Toutefois, si la structure n'est plus fonctionnelle, elle joue cependant un rôle dans la distribution des écoulements, de part les passages obligés qu'elle impose. Il en résulte que là aussi, les eaux en mouvement vont entraîner d'autres.

De toutes ces considérations, il ressort donc que la transposition au karst noyé des résultats obtenus sur le modèle réduit paraît valide, car elle repose sur l'identité de fonctionnement entre le modèle et le système réel.

3.3.2. CONSEQUENCE POUR LA CONNAISSANCE DU KARST NOYÉ

3.3.2.1. Coefficient d'influence r

La transposition au karst noyé paraissant valide, il doit donc être possible d'utiliser certains des résultats obtenus sur le modèle réduit pour l'application aux systèmes karstiques réels et notamment ceux concernant le coefficient d'influence.

Il reste toutefois à vérifier que l'on a bien le même résultat sur les systèmes karstiques réels, c'est-à-dire que le coefficient de décroissance des niveaux est bien différent du coefficient de tarissement à la source. Nous n'avons pas pu explorer cette voie, et une expérimentation sur différents systèmes karstiques représentatifs dont la configuration (jurassienne ou vauclusienne) est connue par ailleurs, s'avère indispensable.

Si ces conditions sont réalisées, le calcul du coefficient d'influence r doit alors permettre :

- de déterminer la configuration du système karstique ;
- de calculer le volume des réserves situées au-dessus de l'exutoire et le volume des réserves qui sont en mouvement sous l'exutoire.

Il est probable que la partie du volume sous l'exutoire est variable selon les systèmes karstiques en fonction de la forme des vides du karst noyé. A ce propos, nous avons souligné le rôle que doit jouer la section du réservoir sur le volume en mouvement. De la même manière, la dimension des vides et leur organisation doivent influencer sur le mouvement des masses d'eau et les pertes de charges que cela entraîne.

On peut donc supposer que le coefficient d'influence r , en intégrant tous ces éléments, est une caractéristique propre et représentative de chaque système karstique au même titre que le coefficient de tarissement.

3.3.2.2. Conséquence de la prise en compte du volume en mouvement pour la dynamique du karst noyé.

En toute rigueur, lorsque le coefficient α est déterminé à partir de l'hydrogramme unitaire, sa valeur est constante. Or dans la pratique, α est calculé à partir de l'hydrogramme réel et sa valeur varie selon les cycles hydrologiques ou même au cours du tarissement lui-même.

Revenons à la figure 2.26. Cette figure permet d'attirer l'attention sur l'importance de l'état initial dans le phénomène. Dans les expériences réalisées et à l'état initial, l'eau dans la cuve est au repos et le mouvement est nul. Dès le début de la vidange, le volume d'eau se met en mouvement et il doit en résulter un régime transitoire.

Au tout début de ce régime transitoire, le mouvement dans la cuve est encore négligeable et l'écoulement suit la loi $Q = C_h h$. Ce n'est qu'à la fin de ce régime transitoire que l'écoulement suit la loi $Q = r.C_h(h+h')$. Ceci explique pourquoi les débits initiaux déterminés par la loi de décroissance des niveaux et celle des débits sont identiques.

Dans le cas de l'application à un système karstique le phénomène est légèrement différent. L'instant où le tarissement apparaît correspond à celui où l'infiltration cesse d'alimenter le karst noyé (cf. 3.1.1.1). Or, à cet instant, les masses d'eau sont déjà en mouvement du fait des importants effets d'inertie du karst noyé et le tarissement ne fait pas suite à une phase de repos où le mouvement est nul.

Ainsi, et à la différence du modèle, lors du tarissement, le volume d'eau qui est en mouvement dans le karst noyé ne l'est pas uniquement en raison du phénomène de vidange. Il intègre une part de l'inertie du karst noyé qui est fonction de l'historique précédent le tarissement.

Il en résulte deux caractéristiques fondamentales du fonctionnement et de la structure du karst noyé :

- dans le cas des systèmes vauclusiens, le volume dynamique calculé représente un volume probablement plus important que le volume au-dessus de l'exutoire et le volume entraîné par le mouvement de la vidange. Dans le cas des systèmes jurassiens, le volume qui ne participe pas à l'écoulement du fait du phénomène de vidange va, au mieux, être mobilisé par les phénomènes d'inertie et le coefficient d'influence tendra vers 1. Dans les deux cas, il s'agit donc bien d'une estimation par défaut du volume des réserves comme cela a été proposé par Mangin (1975).
- comme pour chaque cycle hydrologique l'amplitude des événements pluvieux et leur répartition sont différentes, à l'instant du tarissement le volume issu du mouvement induit par l'historique des précipitations va varier selon les cycles hydrologiques. En revanche il est possible de considérer que celui qui correspond à un entraînement par le phénomène de vidange variera peu car principalement dépendant des caractéristiques de structure de l'aquifère. Il en résulte que :
 - la variation au cours des cycles des valeurs du coefficient d'influence r , comme celle des coefficient de tarissement dont il dépend, sera représentative de la sensibilité du système aux phénomènes d'inertie, c'est-à-dire de son fonctionnement.
 - la valeur extrême de r que l'on mesurera (1 pour un système jurassien, valeur minimale pour un système vauclusien) sera elle représentative de la structure du système.

Pour finir, il est intéressant de relier ces caractéristiques à certaines propriétés que l'on met en évidence en analyse des systèmes. Le fait que le tarissement dépende de l'historique des entrées implique que l'état d'équilibre du karst noyé qui en est responsable est un *équilibre dynamique* qui correspond à "la trajectoire de l'état du système pour une trajectoire donnée de l'entrée" (Walliser, 1977).

3.4. CONCLUSION.

L'évaluation de l'importance des réserves d'un système karstique constitue un préliminaire indispensable à toute exploitation d'un aquifère. La principale méthode utilisée est l'analyse des courbes de récession..

Divers modèles ont été proposés pour représenter la branche décroissante de l'hydrogramme et estimer le volume des réserves qui détermine la forme de la courbe de décroissance des débits. A la suite d'une

revue critique de ces modèles, Mangin (1970a) a proposé un modèle constitué de deux réservoirs indépendants :

- un réservoir représentant la zone d'infiltration et qui tient compte des caractères particuliers de l'infiltration en milieu karstique ;
- un réservoir représentant le karst noyé et dont la vidange s'effectue selon la loi de Maillet.

A partir de ce modèle, on détermine le coefficient de tarissement du système et divers paramètres décrivant les modalités d'infiltration. L'estimation des réserves intervient par l'intégration de la courbe de tarissement qui permet de déterminer un volume d'eau correspondant au volume des réserves.

Si ce calcul n'est pas discuté, il n'en va pas de même quant au sens du volume déterminé. En effet, l'intégration de la courbe de tarissement d'un modèle de Maillet donne, en théorie, le volume d'eau situé au-dessus du niveau de l'exutoire. Or, Mangin (1970a) considère que, en pratique, ce volume correspond au volume en mouvement dans le réservoir et qu'à ce titre il intègre une partie du volume des réserves situées sous le niveau de l'exutoire ; pour cette raison l'auteur nomme ce volume le volume dynamique.

Cette différence de conception n'étant pas négligeable vis-à-vis d'un contexte appliqué d'exploitation, notamment lorsque l'on s'intéresse à des systèmes vauclusiens possédant, au contraire des systèmes jurassiens, une partie de leur réserve sous le niveau de l'exutoire. Nous avons donc entrepris une démarche expérimentale sur un modèle réduit dans le but de vérifier l'existence de ce volume dynamique, évaluer l'ordre de grandeur de la part d'eau mobilisée, et de savoir s'il est possible de distinguer la configuration du système par la seule connaissance de ce volume.

Les résultats obtenus montrent que lors de la prise en compte dans le modèle réduit d'un volume sous l'exutoire, la loi de décroissance des débits est affectée et le volume dynamique est plus important que le volume situé au-dessus de l'exutoire. Ceci tient au fait que le mouvement de l'eau dans la partie supérieure du réservoir entraîne une partie des eaux de la partie inférieure, provoquant une augmentation de la perte de charge totale du réservoir et par voie de conséquence, une modification de la loi de vidange.

Le volume dynamique est bien du même ordre de grandeur que le volume supérieur puisque plus élevé en moyenne de 10 % dans le cas de nos expériences. Ce phénomène n'est donc pas négligeable.

Il apparaît de plus que ce volume est indépendant de la valeur du volume d'eau situé sous l'exutoire et du type de configuration AVI (simple entraînement ou point de passage obligé). Il ne dépend donc que de la charge sur l'exutoire et des caractéristiques géométriques du modèle. Il n'est donc pas possible à partir de la simple connaissance du volume dynamique de déterminer la configuration du système, et notamment de distinguer le type de configuration AVI.

En revanche, à partir de la connaissance des coefficients de tarissement des niveaux et des débits, il est possible de faire la distinction entre une SVI et une AVI par le calcul du coefficient r , qui est le *coefficient d'influence* du volume en mouvement :

$$r = \frac{\alpha_q}{\alpha_h} = \frac{V_{\text{sup}}}{V_{\text{dyn}}}$$

La connaissance de ce coefficient permet en outre de calculer la part du volume dynamique qui est située sous le niveau de l'exutoire.

Ces résultats, issus d'une expérimentation sur modèle réduit, sont transposables à l'aquifère karstique en vertu de l'identité de fonctionnement qui existe entre modèle réduit et système réel. Il reste cependant à mettre en pratique le calcul du coefficient d'influence sur de nombreux cas réels pour en vérifier la pertinence.

Le volume dynamique est donc une réalité ; il faut tenir compte du fait que dans le cas d'un système réel, le volume en mouvement au cours du tarissement l'est non seulement en raison du phénomène de tarissement lui-même, mais aussi en raison des phénomènes d'inertie du karst noyé. Il en résulte que dans les systèmes réels, la part du volume dynamique situé sous le niveau de l'exutoire est probablement plus importante que dans le modèle réduit.

L'analyse des courbes de récession et la détermination du volume dynamique permet donc bien une évaluation - par défaut - du volume des réserves.

4. CONTRIBUTION DE L'APPROCHE FONCTIONNELLE A LA DEMONSTRATION DE LA RESSOURCE A PARTIR DES POMPAGES D'ESSAI.

Nous venons de voir que l'analyse des courbes de récessions donne une bonne estimation de l'importance des réserves. La deuxième phase de la méthodologie a alors pour objectif de démontrer l'existence de ces ressources et de s'assurer de leur capacité à être mobilisées.

A cet égard, le cas des aquifères carbonatés fissurés et karstifiés est relativement simple. Puisqu'il n'y a pas d'organisation des vides, le problème peut être abordé à partir de l'hydraulique des milieux fissurés (cf. 1^{ère} partie) pour lesquels les différentes méthodes d'évaluation, de démonstration et de gestion sont connues. Dans ce chapitre, nous ne reviendrons donc pas sur le cas de ces systèmes.

Le problème abordé ici concerne donc plus précisément les systèmes karstiques au sens strict et les systèmes karstiques contrôlés aux limites. Nous avons déjà souligné le fait que, bien souvent et même généralement, le mode d'exploitation de la ressource de ces aquifères se limite à une exploitation au fil de l'eau. Peu d'exemples proposent de véritablement *exploiter* cette ressource en prélevant temporairement un flux supérieur au flux naturel.

Ceci est principalement dû au fait que, pour de tels systèmes où la structure des vides est organisée, les outils traditionnels de l'hydrogéologue sont inefficaces pour quantifier l'importance des réserves et pour en déterminer la part mobilisable. Nous allons donc présenter ici les premiers éléments des solutions que peut apporter l'approche fonctionnelle à l'interprétation des pompages d'essais réalisés sur ces types de systèmes.

4.1. PROBLEME POSE.

Nous avons vu dans la première partie de ce document que l'emploi des modèles analytiques d'interprétation des essais de pompage utilisés dans les milieux poreux et fissuré n'est pas possible dans le cas des systèmes karstiques. Ceci est dû principalement aux caractéristiques de la structure et du fonctionnement de ces systèmes.

Tout d'abord, l'organisation des vides et l'absence d'effet d'échelle qui l'accompagne, ne permettent plus de justifier une certaine homogénéité (VER). Deuxièmement, les lois d'écoulement dans ce type de système présentent des caractéristiques particulières (pertes de charges singulières) qui limitent l'emploi des lois d'écoulement classiques et de leurs paramètres. En outre, le fait que la structure organisée des vides persiste quelque soit l'échelle rend illusoire et utopique la possibilité de mesurer, par la techniques des essais de pompage, plus qu'une caractéristique locale, ou l'expression locale d'une caractéristique globale.

Dès lors, pour établir un schéma et une loi de transfert analytiques tenant justement compte de cette spécificité, il faudrait connaître la géométrie exacte des vides karstiques, ce qui n'est actuellement pas possible.

Aussi, nous avons choisis une démarche différente qui consiste, non pas à apporter une solution au problème de la détermination de la géométrie des vides karstiques et des lois d'écoulement, mais plutôt à contourner ce problème.

Pour ce faire, nous allons aborder le problème des essais de pompage d'un point de vue plus général, en replaçant l'information obtenue localement dans le contexte global du système, c'est-à-dire en cherchant à identifier les caractéristiques du système à partir de la description de sa réponse indicielle. Il faut remarquer que cette démarche est tout à fait similaire à celle entreprise par Mangin (1975) au niveau global et qui est basée sur la description de l'hydrogramme unitaire. Dans un certain sens, cela paraît même inévitable ; l'absence d'effet d'échelle impose que les problèmes posés à l'échelle locale sont les mêmes que ceux rencontrés à l'échelle globale, et que la démarche retenue pour les aborder soit elle aussi identique.

La démarche s'appuie donc sur deux points :

- l'utilisation d'un modèle d'organisation et de fonctionnement, c'est-à-dire un modèle simple et général qui n'impose que le minimum de contraintes physiques sur la disposition des vides. Ce modèle s'appuie sur les connaissances actuelles de l'organisation du karst noyé et les résultats de l'expérience de pompage du Baget.
- le recours à une approche fonctionnelle basée sur une conceptualisation systémique des essais de pompage. Le but est de décrire le fonctionnement d'un système karstique en réaction à un pompage pour en déduire sa structure.

4.2. APPORTS DE L'EXPERIENCE DU BAGET.

Cette expérience ayant été décrite en détails par ailleurs (Collectif, 1992 ; Bakalowicz & al, 1994) nous ne reprendrons ici que les éléments indispensables à la compréhension du texte et les principales conclusions.

L'expérience réalisée consiste en un pompage à fort débit afin de solliciter de façon significative les eaux de la réserve d'un système karstique. Elle avait pour but de préciser l'indépendance des SAD entre eux, le rôle hydraulique de la fracturation de la roche, la nature des liens existants entre les SAD et le drain, et l'importance du volume de la réserve totale par rapport à celle d'un SAD.

Pour que l'expérience conduise à une interprétation acceptable, plusieurs conditions étaient requises :

- l'expérience devait être conduite sur un site dont l'historique des débits et des traceurs naturels (chimiques et biologiques) était bien maîtrisé ; c'est le système du Baget qui a été choisi ;
- elle devait être réalisée sur un regard sur le karst noyé plutôt que sur un forage, car un forage ne peut être positionné par rapport à la structure de drainage sans une étude approfondie préalable ;
- l'expérience devait avoir lieu en étiage et avec un débit de pompage de l'ordre de $0.250 \text{ m}^3/\text{s}$ pour que le débit prélevé soit significativement supérieur au débit naturel de la source. De la même manière, le rabattement induit par le pompage devait être suffisamment important (20 m au moins) pour créer un gradient permettant d'attirer les réserves d'autres SAD par l'intermédiaire des fractures ouvertes de la masse rocheuse.

4.2.1. LE SYSTEME KARSTIQUE DU BAGET ET LE SITE DE POMPAGE.

Le lecteur trouvera une description physique précise du système karstique du Baget dans Mangin, 1975.

Rappelons simplement que, dans ce système, deux gouffres (la Peyrère et Sainte-Catherine), situés de part et d'autre de la vallée, ainsi qu'une fissure (HR25, La Hillère), atteignent le karst noyé et constituent des regards sur des SAD (figure 2.28).

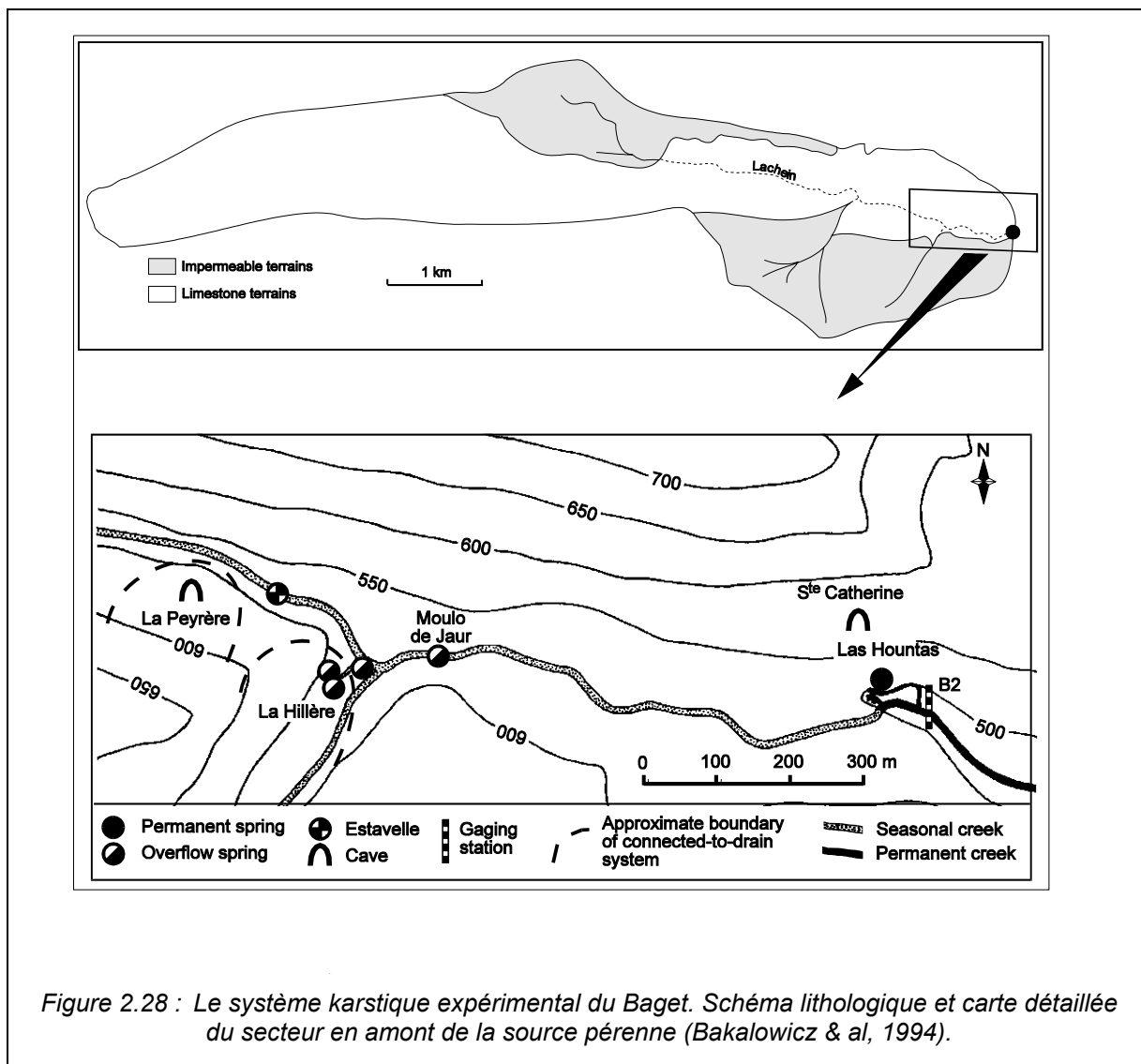
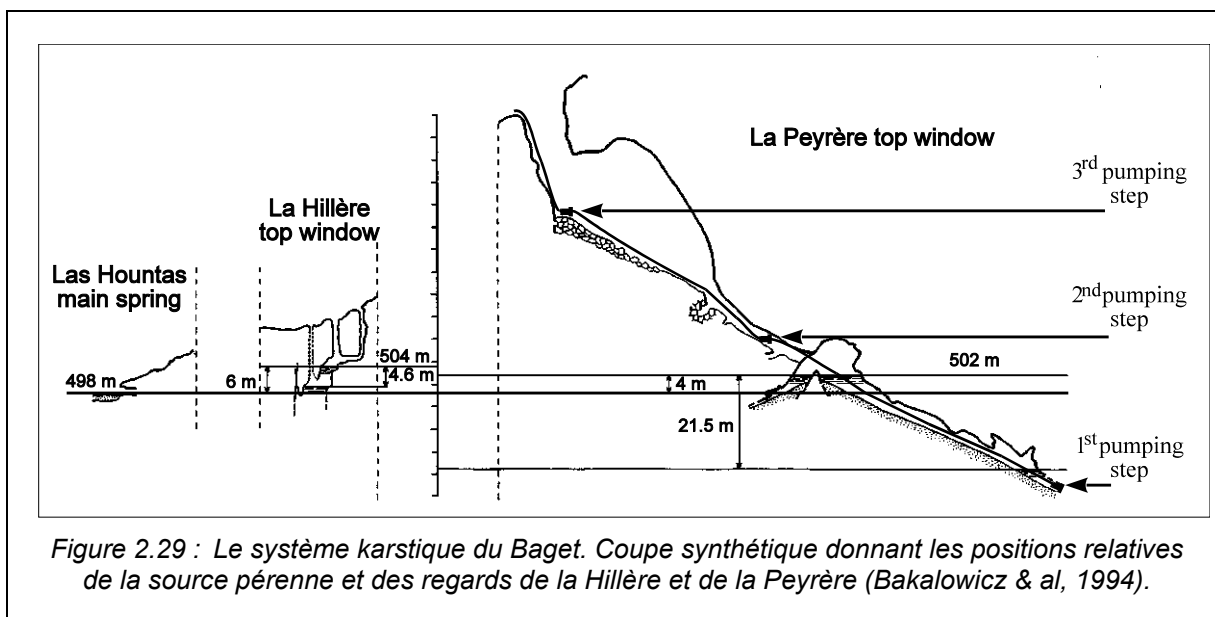


Figure 2.28 : Le système karstique expérimental du Baget. Schéma lithologique et carte détaillée du secteur en amont de la source pérenne (Bakalowicz & al, 1994).

Le site de pompage qui a été choisi pour l'expérience est le gouffre de la Peyrère qui se trouve à 1 km en amont de la source. Son étendue n'a pas été définie de façon précise, mais il est limité vers l'aval car il est indépendant du SAD de la Hillère est situé à 245 m, comme le prouvent les traçages et la différence de niveau piézométrique entre ces deux systèmes annexes (figure 2.29).

Au niveau de la Peyrère, plusieurs plongées ont montré que la profondeur atteinte par la karstification dépasse 50 m sous le niveau de la source. Toutefois, les données géologiques indiquent une faible probabilité pour que le réservoir dépasse 100 m de profondeur.

A l'étiage, la surface piézométrique dans le gouffre est située 3 m plus haut que l'exutoire. Compte tenu des caractéristiques précédentes, l'essentiel des réserves paraît être situé sous le niveau de l'exutoire.



Ce SAD est situé horizontalement à environ 20 m du drain. Plusieurs reconnaissances spéléologiques ont montré que le drain n'est qu'à quelques mètres seulement sous le niveau de l'exutoire ; la relation entre la Peyrère et le drain se ferait donc en partie au moins par des conduits profonds, ce qui a été confirmé par des traçages dans le gouffre.

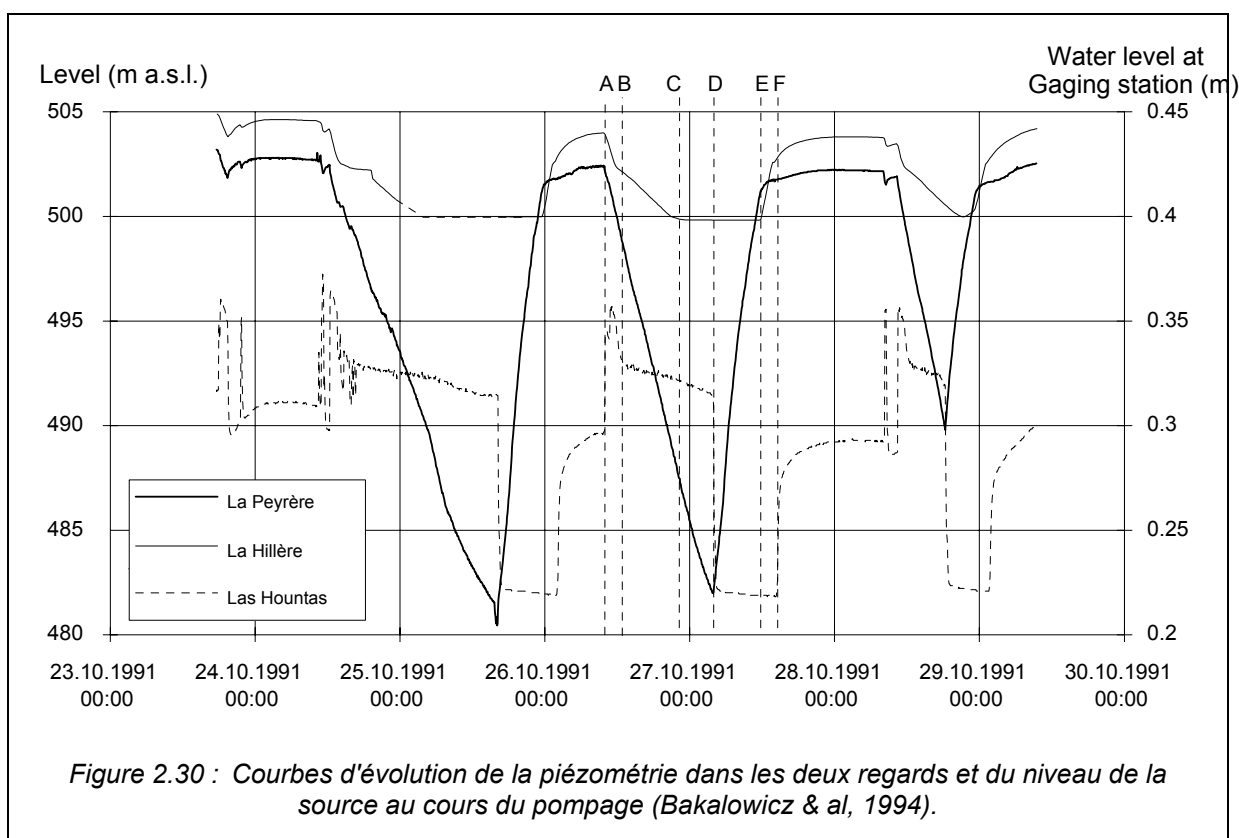
4.2.2. RESULTATS DE L'EXPERIENCE ET CONSEQUENCES.

Trois essais successifs ont été réalisés. Les principales données (débits, durée, rabattement, etc.) relatives à ces essais sont fournies au tableau 2.11.

La figure 2.30 montre l'évolution des niveaux piézométriques dans le gouffre de la Peyrère et dans le SAD voisin de la Hillère, ainsi que l'évolution des débits à la source.

D'un point de vue hydrodynamique l'expérience a mis en évidence plusieurs caractéristiques :

- 1 - L'absence de stabilisation en cours de pompage indique la vidange d'un réservoir unique, les autres réservoirs du karst noyé n'étant pas sollicités. L'évolution linéaire du rabattement à la descente indique que les pertes de charge dans le réservoir sont quasiment nulles. Il est donc constitué par des cavités de grandes dimension, et le réseau fissural, malgré un rabattement suffisamment grand, n'intervient absolument pas dans les circulations. *Seules les cavités de type karstique contribuent au stockage et à l'écoulement.*



- 2 - Des travaux antérieurs avaient conduit à supposer que, sur le système du Baget, les SAD était en nombre réduit et de volume moyen d'environ 60000 m³. Le pompage a montré que le volume prélevé sur le réservoir de la Peyrière est de 6600 m³. Comme le volume de la partie dénoyée dans gouffre lui-même n'est que de 1300 m³, l'eau proviendrait donc de plusieurs cavités de ce type. *Un ordre de grandeur pour les SAD d'environ 15000 m³ doit être retenu.*
- 3 - Le dénoyage de la cavité n'a pas fait apparaître de venues d'eau. *La ou les relations entre le drain et le SAD sont donc assurées uniquement par des circuits profonds.*
- 4 - L'expérience montre que le volume mis en évidence par le pompage est du même ordre de grandeur que celui révélé par les traçages antérieurs (6600 m³). Ce résultat doit être confirmé par de nouvelles recherches. *S'il se révélait correct, le traçage constituerait une méthode d'estimation de l'importance de chaque SAD.*
- 6 - La prise d'eau réalisée (15300 m³) en plus de l'écoulement naturel, n'a en rien affecté le débit naturel de l'exutoire qui, moins de 24 heures après la fin du pompage, est revenu à sa valeur initiale diminuée de la décroissance naturelle des réserves. *La réserve du système est donc une réalité.*

	1 st test	2 nd test	3 rd test
Beginning	24.10.91 at 0.30 pm	26.10.91 at 10.00 am	28.10.91 at 10.30 am
End	25.10.91 at 4.30 pm	27.10.91 at 4.30 am	28.10.91 at 6.30 pm
Duration	28 h	18 h	8 h
Starting pumping rate	0.245 m ³ .s ⁻¹	0.245 m ³ .s ⁻¹	0.245 m ³ .s ⁻¹
Ending pumping rate	0.19 m ³ .s ⁻¹	0.19 m ³ .s ⁻¹	0.205 m ³ .s ⁻¹
Mean pumping rate	0.221 m ³ .s ⁻¹	0.228 m ³ .s ⁻¹	0.23 m ³ .s ⁻¹
Lowest drawdown	21.5 m	20.5 m	12.5 m
Pumped volume	22 230 m ³	14760 m ³	6660 m ³
<i>Tableau 2.11 : Principales données relatives à l'expérience de pompage (Bakalowicz & al, 1994).</i>			

Diverses observations d'ordre géochimique et biologique confirment et complètent ces éléments :

- Le schéma d'évolution du chimisme des eaux pompées se répète d'un pompage au suivant. Il traduit la participation croissante, au cours de chaque pompage, d'eau à temps de séjour plus long dans l'aquifère, dont le chimisme est caractéristique des SAD de rive droite. La contribution de ces eaux croît d'un pompage au suivant : les pompages successifs sollicitent donc de plus en plus des eaux participant peu à l'écoulement vers la source. *Ce fait montre que des eaux sont prélevées sur la réserve et que cette réserve présente une certaine hétérogénéité géochimique.*

Au niveau de la source, l'écoulement résiduel (6 l.s⁻¹) présente les caractères chimiques des SAD de rive gauche, pauvres en Mg et SO₄, mais avec la marque d'un dégazage, dû à un écoulement faible dans un drain dénoyé. *Ceci montre que le drain, au moins dans sa partie proche de la source, est situé à faible profondeur, comme cela avait été envisagé.*

- Les pompages ont provoqué une dérive importante de la microfaune stygobie. Cette dérive n'a cessé de décroître lors des trois pompages successifs, indiquant ainsi un dépeuplement notable du site de pompage. De plus, on observe au cours des pompages une modification de la répartition des différentes espèces ce qui indique que cette expérience a eu une incidence sur la structure du peuplement. Or, lors des crues, et malgré les fortes pertes subies par le système chaque année, la structure de son peuplement reste relativement stable. *Ce pompage localisé a donc introduit un déséquilibre de la structure du peuplement qui s'est maintenu durant les mois qui ont suivi.*

4.2.3. CONCLUSION ET MODELE SIMPLE DU KARST NOYE.

Le premier élément apporté par l'expérience concerne la nature des vides participant à l'écoulement. En effet, la forme des courbes de descente montre que le réseau fissural n'intervient pas pour l'écoulement des eaux. Or, le réseau fissural est présent sur la totalité de l'aquifère - car d'origine tectonique - et il joue un rôle important dans la zone d'infiltration, tant du point de vue du transit que du transfert.

Il faut donc admettre que le niveau piézométrique sépare le karst en deux parties par rapport au rôle des fentes et des fissures : dans la partie supérieure, elles sont ouvertes et actives ; dans la partie inférieure, elles sont inactives. Le processus de karstification aurait deux actions distinctes:

- l'agrandissement de certaines fissures par dissolution et création de vides importants et organisés ;
- le colmatage des autres fissures par des insolubles ou par précipitation chimique.

Ceci confirme que les SAD sont bien constitués de vides de grande taille indépendants les uns des autres, que le nombre de SAD est important, et que la zone noyée est donc très compartimentée.

En conséquence, dans le modèle, nous assimilerons les SAD à un ensemble de réservoirs de grande taille, indépendants, et dans lesquels il n'y a pas de pertes de charge.

Le deuxième élément concerne l'influence de l'organisation de la zone noyée sur son fonctionnement lors d'un pompage :

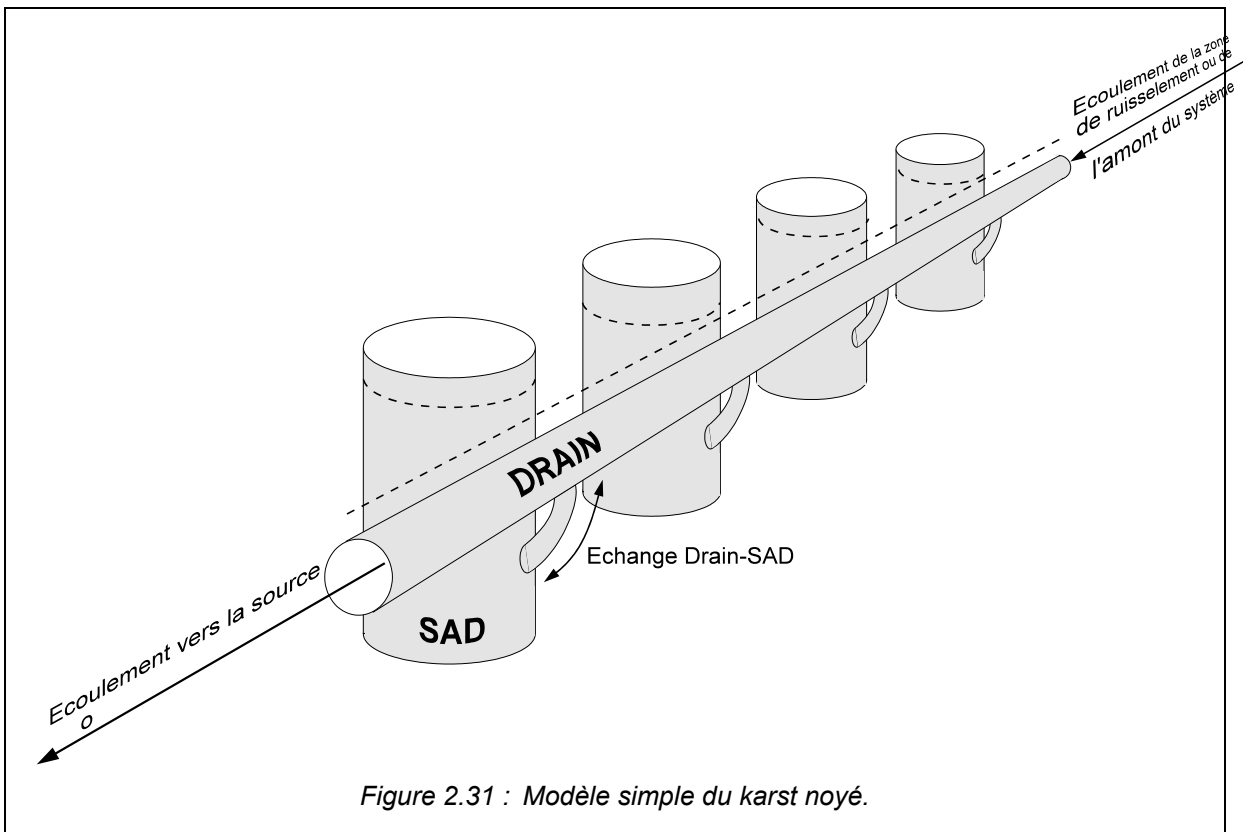
- les écoulements entre les différents SAD s'effectuent uniquement par l'intermédiaire du drain mais selon des directions différentes :
 - les écoulements correspondant à la vidange des SAD situés à l'amont et circulant dans le drain sont détournés vers le SAD sollicité ;
 - en fonction des caractéristiques géométriques du drain (pente), les écoulements d'une partie des SAD situés à l'aval peuvent s'inverser et ne plus s'écouler vers l'exutoire mais vers le SAD sollicité.
- certains SAD peuvent se déconnecter du drainage lorsque leur charge est égale au niveau du drain.

Tout ceci montre que les SAD assurent bien une fonction capacitive alors que le drain contrôle les échanges au sein du karst noyé ; il constitue une discontinuité hydraulique majeure.

En conséquence, nous assimilerons le drain à une conduite qui assure la communication entre les SAD par l'intermédiaire de conduits situés plus ou moins en profondeur sous le niveau de l'axe de drainage. L'extrémité de la conduite constitue l'exutoire du système.

Une représentation conceptuelle de ce modèle est donnée à la figure 2.31.

Le fonctionnement du modèle est relativement simple si l'on envisage que le cas où les essais de pompages interviennent au cours de l'étiage. Dans ces conditions, et en fonction des pertes de charges existant entre SAD et le drain, soit les SAD alimentent le drainage s'il sont en excédent de charge par rapport à ce dernier, soit ils agissent comme des piézomètres sur le drain s'il sont en équilibre de charge avec celui-ci.



4.3. ELEMENTS POUR UNE METHODE D'INTERPRETATION.

La zone noyée n'étant pas homogène, la position du point de prélèvement par rapport à la structure karstique va influencer le degré d'information que l'on peut obtenir. Il faut donc distinguer les différents points de pompage possibles :

- sur le drain
- sur l'extrémité du drain, la source
- sur un SAD
- hors de la structure karstique.

Dans ce dernier cas, et comme le montrent les travaux de Bonnet & al sur l'Hortus (1976)(cf. 1^{ère} partie) le problème doit probablement pouvoir être résolu à partir des schémas interprétatifs du milieu fissuré intégrant des limites étanches ou alimentés selon le degré de colmatage du karst noyé. Nous ne reviendrons pas sur ce cas.

Pour les autres points de pompage, les données dont nous avons disposé ne concernent que des essais réalisés sur des SAD ou sur le drain. dans la suite de ce chapitre, nous n'envisagerons donc que de ces deux cas.

4.3.1. DEMARCHE GENERALE ET PROBLEMES POSES.

L'intérêt d'un essai par pompage est de démontrer l'existence de réserves et d'évaluer la capacité des eaux du karst noyé à être mobilisées par pompage. Puisqu'une approche analytique du problème n'est pas possible, nous allons utiliser une approche plus générale, basée sur la notion de système pour tenter d'apprécier cette capacité des eaux à être mobilisées.

Rappelons qu'un système physique naturel peut être caractérisé par une grandeur qualifiée d'entrée, responsable des variations observées, sur une autre grandeur qualifiée de sortie. On montre, que moyennant l'hypothèse de linéarité⁹ du système physique naturel (principe de superposition), il est possible de passer de l'historique des entrées à la valeur de la sortie à l'instant t à condition de connaître la fonction de transfert caractéristique du système qui peut être prise sous la forme de la réponse à un échelon (réponse indicielle), soit sous la forme de la réponse à une impulsion (réponse impulsionnelle).

Par définition, la réponse indicielle I(t) d'un système est la sortie observée quand l'entrée est un échelon unité, ou fonction de Heaviside notée H(t) ; cette fonction est nulle pour t < 0 et égale à l'unité pour t > 0.

De la même façon on définit la réponse impulsionnelle h(t) du système comme étant la sortie observée quand l'entrée est une impulsion unité (ou signal de Dirac) noté δ(t), qui a les propriétés suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} \delta_{(t)} = 0 \text{ pour } t \neq 0 \\ \delta_{(t)} = +\infty \text{ pour } t = 0 \\ \int_{-\infty}^{+\infty} \delta_{(t)} dt = 1 \\ \delta_{(t)} = \frac{dH_{(t)}}{dt} \end{array} \right.$$

La réponse indicielle est liée à la réponse impulsionnelle par le relation :

$$I_{(t)} = \int_0^t h_{(\tau)} . d\tau$$

La réponse impulsionnelle est donc la dérivée par rapport au temps de la réponse indicielle. La connaissance de ces fonctions permet de caractériser le comportement du système observé.

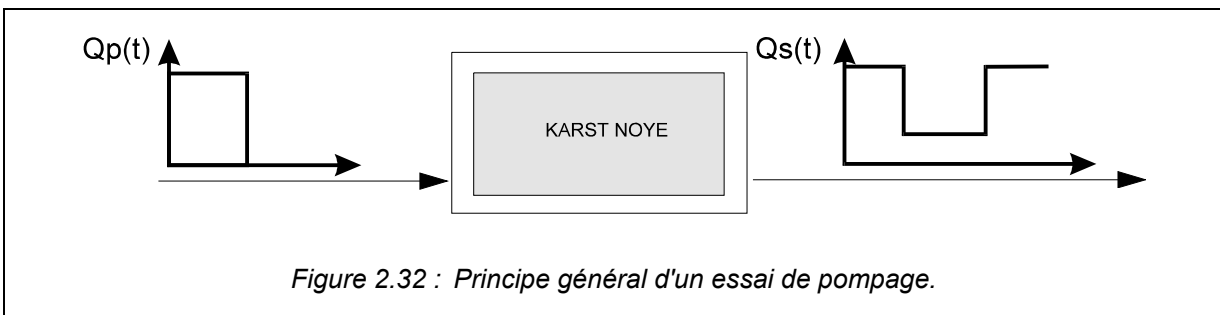
C'est ce formalisme qui est utilisé pour caractériser un aquifère lors d'un essai de pompage. Dans ce cas cependant, on s'intéresse plus généralement à la réponse indicielle. En effet, s'il est relativement facile de donner à la fonction d'entrée l'allure d'un échelon (palier de débit) il est plus délicat, voir impossible de provoquer une impulsion.

Cependant, il faut remarquer que le cadre d'application de cette démarche à un système karstique est différent de celui retenu pour les aquifère poreux ou fissurés, pour lesquels l'exutoire n'est pas

⁹Nous en discuterons.

individualisée mais correspond à un front. Il en résulte que l'on n'a généralement pas accès à la fonction de sortie du système (alimentation d'une rivière, exutoire sous-marin, écoulement vers un autre aquifère). Aussi, la réponse à un pompage n'est pas déterminée par rapport à la fonction de sortie, mais par rapport à la variation de l'état du système qui correspond à la variation de charge au point de pompage.

Pour les systèmes karstiques, la structure organisée de la zone noyée concentre les eaux vers un seul exutoire où il est généralement possible de contrôler la fonction de sortie. Le formalisme systémique retenu est donc différent : il est appliqué au karst noyé une fonction d'entrée ayant la forme d'un échelon de débit $Q_p(t)$, et l'on cherche à caractériser le système en déterminant la réponse indicielle liant la fonction d'entrée à la fonction de sortie, les débits à l'exutoire $Q_s(t)$ (figure 2.32).



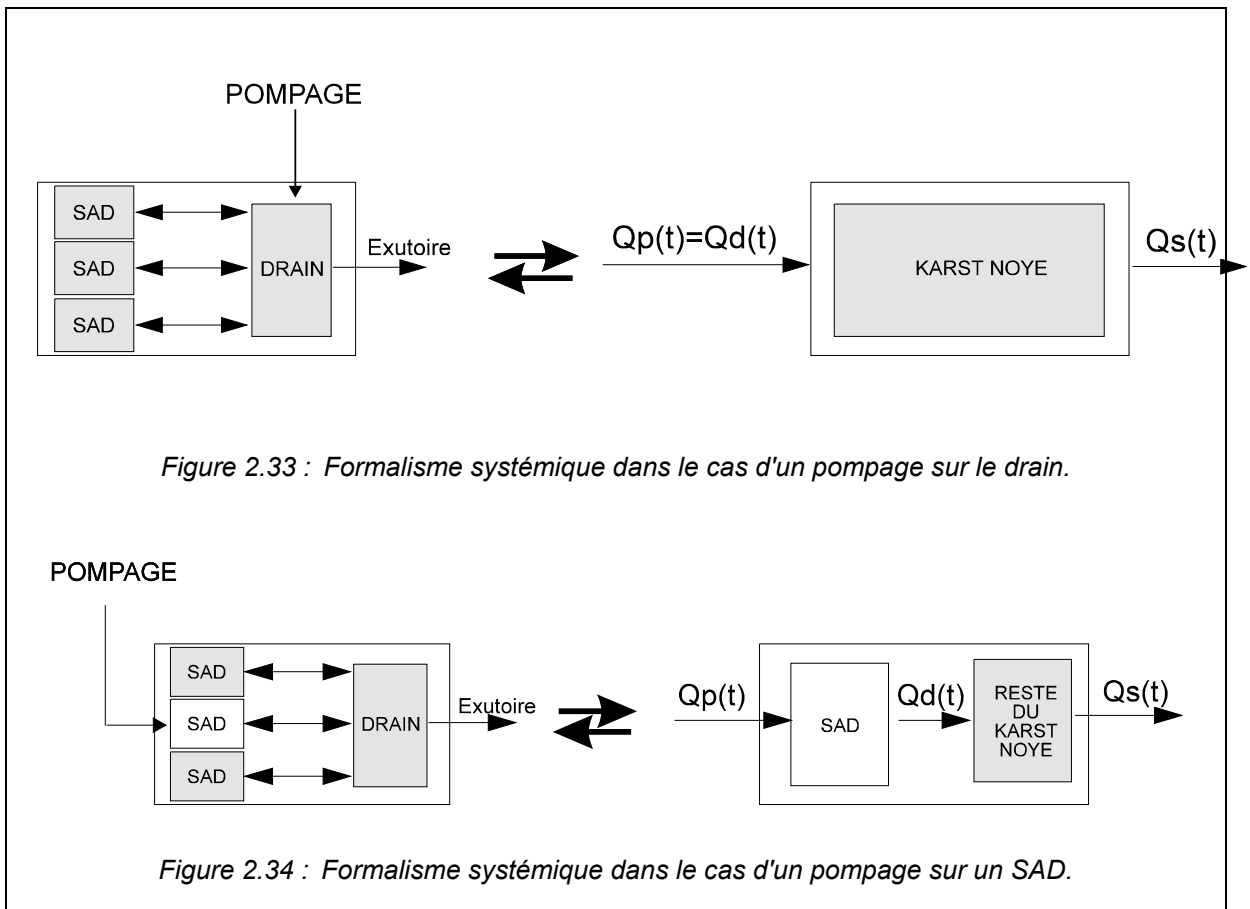
Cependant, et toujours en raison de l'organisation de la zone noyée, il va falloir tenir compte de la dissociations des fonctions transmissive et capacitive de l'aquifère. Ces deux fonctions sont constituées par des vides de nature différente : la première est représentée par le drain qui constitue une ossature au sein du karst noyé et qui relie les éléments constitutifs de la seconde, les SAD.

Le drain constituant une discontinuité hydraulique au sein de l'aquifère, la mobilisation des réserves va se faire obligatoirement par son intermédiaire. C'est donc cette fonction transmissive qu'il faut solliciter, et par réaction, la fonction capacitive. Apprécier la capacité des eaux à être mobilisé revient donc à déterminer la capacité des eaux des SAD à être mobilisé par l'intermédiaire du drain.

Le véritable objectif de l'essai par pompage doit donc être de caractériser la réponse indicielle du système, via la fonction transmissive, et c'est la fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$ que l'on va chercher à comparer à la fonction de sortie à l'exutoire $Q_s(t)$.

Selon la position du point de pompage il faut donc distinguer deux cas :

- si la fonction d'entrée est appliquée directement sur le drain, la fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$ est égale à la fonction d'entrée sur le système c'est-à-dire à l'échelon de pompage $Q_p(t)$. Dans ce cas, il sera possible de caractériser le système en comparant directement la fonction d'entrée et la fonction de sortie (figure 2.33).
- si l'entrée est appliquée sur un SAD, le pompage intéresse tout d'abord le SAD qui va influencer par réaction sur le drain. Cette influence va être fonction des propres caractéristiques du SAD considéré et de la qualité de la relation qui le lie au drain.
Il n'est alors plus possible de comparer directement l'entrée et la sortie à l'exutoire et il faut considérer deux sous-systèmes : le SAD sollicité et le reste du karst noyé. La fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$ est donc la fonction de sortie du SAD et c'est elle que l'on comparera à la fonction de sortie à l'exutoire (figure 2.34).



Il apparaît ainsi que le problème va être beaucoup plus simple dans le cas d'un pompage sur le drain que dans celui d'un pompage sur un SAD. Dans ce dernier cas, il va falloir déterminer en premier lieu la fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$.

4.3.2. DETERMINATION DE LA FONCTION D'ENTREE (QD) SUR LE DRAIN DANS LA CAS D'UN POMPAGE SUR UN SAD.

Dans ce paragraphe, nous considérerons que le système karstique est en régime permanent, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de décroissance naturelle des réserves.

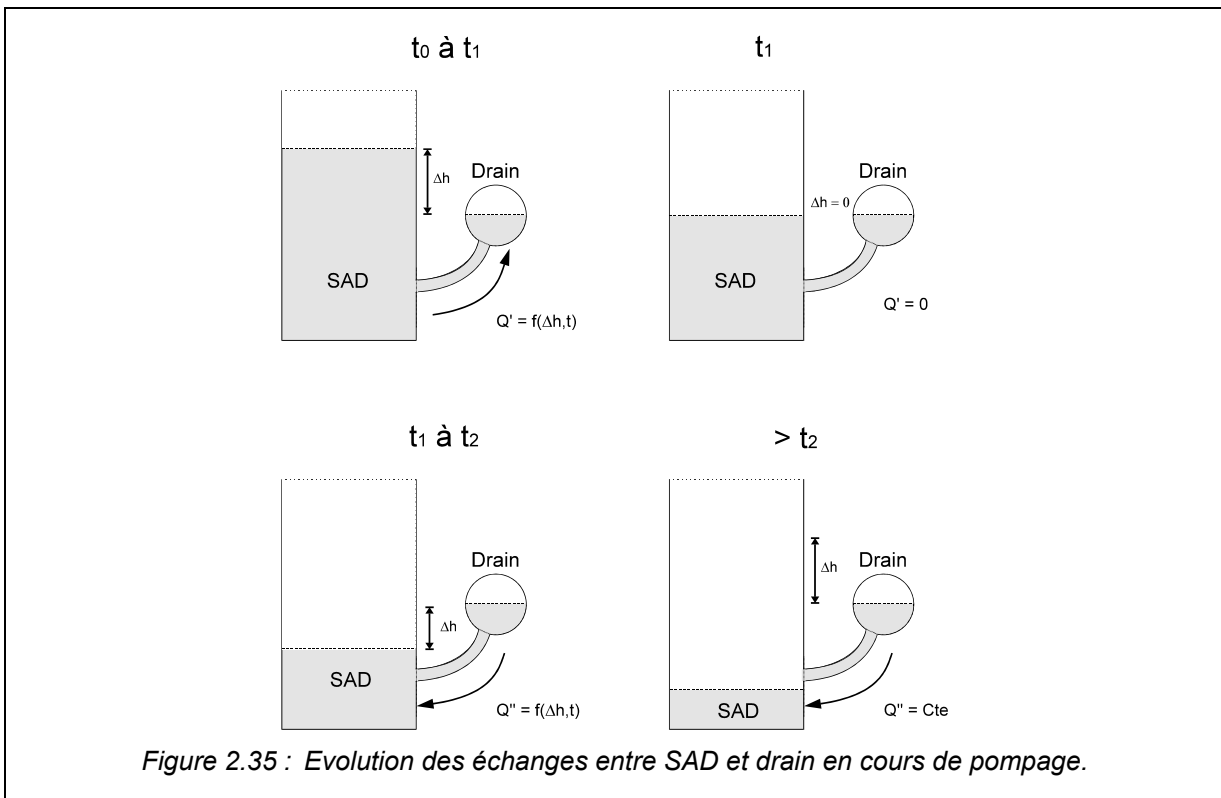
4.3.2.1. Effet sur le SAD sollicité.

Considérons un SAD qui, conformément au modèle conceptuel retenu est représenté par un réservoir relié au drainage par l'intermédiaire d'un conduit situé plus ou moins en profondeur.

Supposons qu'il s'agisse d'un SAD en déséquilibre avec le drain ; à l'état initial, le SAD alimente le drain selon un débit Q_0 réglé par la différence de charge existant entre le drain au droit du système annexe et le SAD lui-même.

Soit une fonction $\phi(t)$ qui représente le bilan des apports et prélèvement dans le SAD lors d'un pompage à un débit Q_p constant. Dans un premier temps nous considérerons le cas où le débit de pompage est très supérieur au débit circulant dans le drain au droit du SAD sollicité.

Pour établir la valeur de $\phi(t)$, il faut distinguer quatre phases en fonction du temps (figures 2.35 et 2.36) :



- **de t_0 à t_1** - tant que la charge dans le SAD est plus importante que dans le drain, le SAD alimente le drain avec un débit $Q'(t)$ qui décroît au cours du temps. Durant cette période $\phi(t)$ vaut :

$$\phi_{(t_0 \text{ à } t_1)} = Q_p + Q'_{(t)}$$

- **en t_1** - à cet instant, la charge dans le SAD égale celle du drainage, $Q'(t)$ est nul, et $\phi(t_1)$ est égale à Q_p .
- **de t_1 à t_2** - la charge dans le SAD est inférieure à celle du drain et une partie des écoulements de celui-ci se détournent vers le SAD selon un débit $Q''(t)$, fonction de la différence de charge et du temps ; $\phi(t)$ vaut alors ($Q''(t)$ étant compté négativement):

$$\phi_{(t_1 \text{ à } t_2)} = Q_p + Q''_{(t)}$$

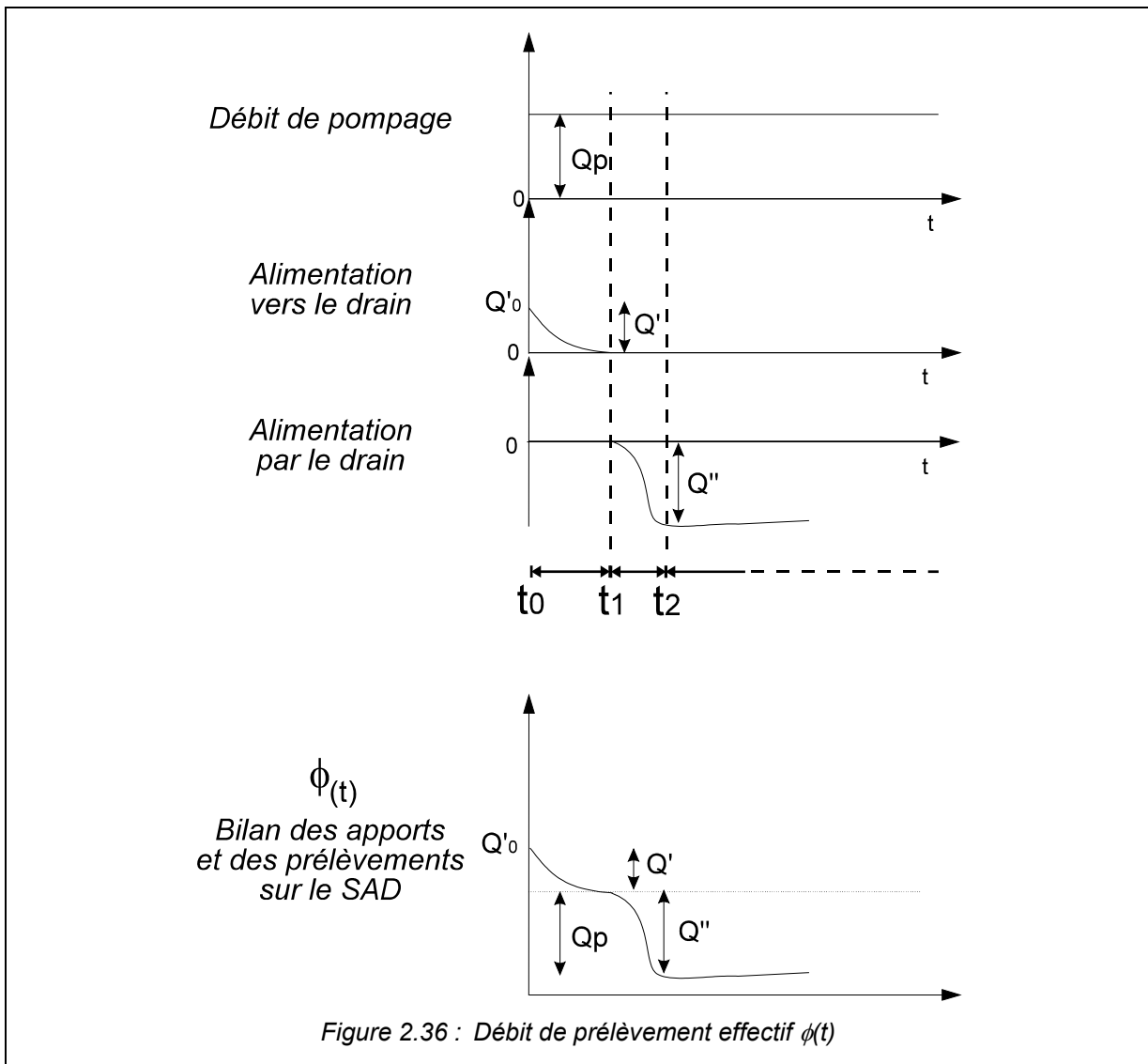


Figure 2.36 : Débit de prélèvement effectif $\phi(t)$

- **en t_2** - le débit $Q''(t)$ est maximum et constant car, bien que le niveau continue à s'abaisser dans le SAD, la différence de charge entre drain et SAD est maximale en raison de la présence du seuil hydraulique constitué par le niveau de connexion entre SAD et drain. Le débit de pompage effectif est constant. Il faut signaler que la valeur maximale de Q'' ne peut qu'être inférieure ou égale au débit circulant dans le drain, selon que la différence de charge entre SAD et drain et les caractéristiques géométrique du conduit (diamètre, longueur, rugosité, etc.) le permettent ou non.

Sur l'intégralité de la période de pompage, la fonction $\phi(t)$ représentant le bilan des apports et prélèvements dans le SAD s'écrit donc :

$$\phi_{(t)} = Q_p + Q'_{(t)} + Q''_{(t)}$$

Nous avons supposé que le SAD était en déséquilibre avec le drain. Si le SAD est en équilibre avec le drain, le débit d'alimentation vers le drain $Q'(t)$ est nul, et $\phi(t)$ vaut durant la période de pompage :

$$\phi_{(t)} = Q_p + Q''_{(t)}$$

De la même manière, si le pompage est réalisé avec un débit Q_p inférieur à celui circulant dans le drain, l'instant t_2 correspondra à un état d'équilibre entre le débit de pompage et le débit d'apport par le drain et $\phi(t)$ sera nulle :

$$\phi_{(t_2)} = Q_p + Q''_{(t)} = 0$$

4.3.2.2. Effet sur le drain.

Soit Q le débit du drain au droit du SAD sollicité. Plaçons nous à nouveau dans le cas où le SAD est en déséquilibre avec le drain. A l'état initial, ce débit correspond d'une part au débit d'alimentation Q'_0 fourni par le SAD sollicité et d'autre part au débit en provenance de l'amont du système.

Reprenons le même découpage de temps en 4 périodes que précédemment (figure 2.37).

- **de t_0 à t_1** le débit d'alimentation par le drain $Q'(t)$ diminue pour tendre vers 0 en t_1 . Tout se passe donc comme si l'on prélevait directement sur le drain le débit $Q_d(t)$:

$$Q_{d(t_0 \text{ à } t_1)} = Q'_0 - Q'_{(t)}$$

- **en t_1** - à cet instant, la charge dans le SAD égale celle du drainage, $Q'(t)$ est nul, et $Q_d(t)$ est égal à Q'_0 .

- **de t_1 à t_2** , le drain se détourne et alimente le SAD avec un débit $Q''(t)$ ce qui revient donc à prélever sur le drain, en plus de Q'_0 , le débit $Q''(t)$. $Q_d(t)$ vaut donc (Q'' étant compté négativement):

$$Q_{d(t_1 \text{ à } t_2)} = Q'_0 - Q''_{(t)}$$

- **en t_2** - le débit $Q''(t)$ est maximum et constant soit parce que l'intégralité du débit du drain est détourné, soit parce que la différence de charge entre drain et SAD est maximale en raison de la présence du seuil hydraulique constitué par le niveau de connexion entre SAD et drain ; dans les deux cas $Q_d(t)$ est constant.

Sur l'intégralité de la période de pompage, le débit prélevé sur le drain vaut donc :

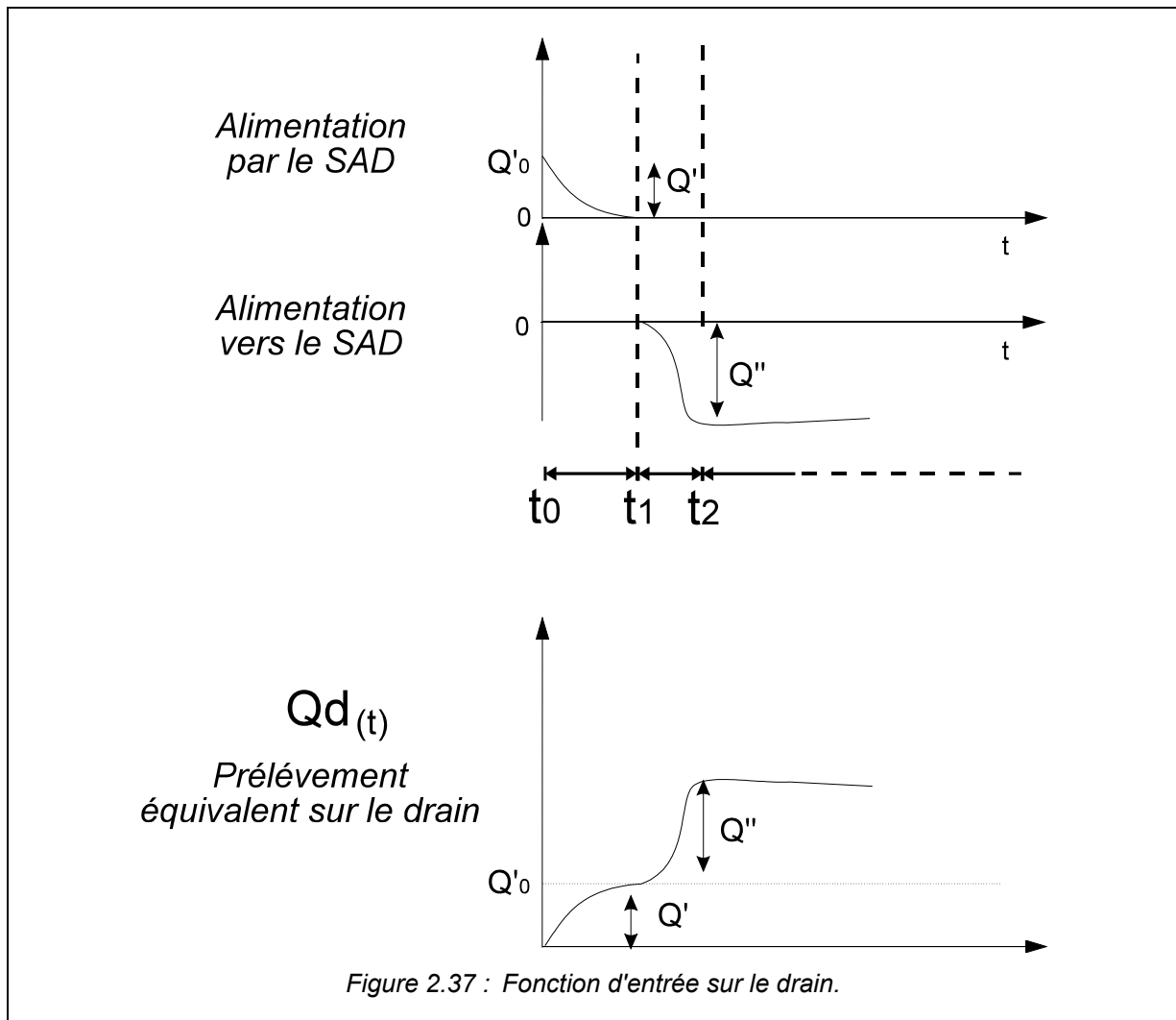
$$Q_{d(t)} = Q'_0 - Q'_{(t)} - Q''_{(t)}$$

Comme précédemment, nous avons supposé que le SAD était en déséquilibre avec le drain. Si le SAD est en équilibre avec le drain, le débit d'alimentation vers le drain $Q'(t)$ est nul et $Q_d(t)$ vaut durant la période de pompage :

$$Q_{d(t)} = -Q''_{(t)}$$

Enfin, si le pompage est réalisé avec un débit Q_p inférieur au débit circulant dans le drain, l'instant t_2 correspondra à un état d'équilibre entre le SAD et le drain, et l'intégralité du débit de pompage sera prélevé sur le drain. On a alors :

$$Q_{d(t)} = -Q''_{(t)} = -Q_p$$



4.3.2.3. Calcul des fonction $\phi(t)$ et $Q_d(t)$.

Dans la pratique, lorsque l'on réalise un pompage, la réponse obtenue est représentée par la courbe de rabattement dans le SAD et il est quasiment impossible de mesurer les débits Q' et Q'' correspondant aux échanges entre SAD et drain. C'est donc à partir de la courbe des rabattements qu'il faut déterminer la fonction $\phi(t)$.

Si on isole le SAD et le drain par la pensée, on remarque qu'effectuer un pompage à un débit Q_p sur un système annexe revient alors à prélever la fonction $\phi(t)$ sur le SAD et à prélever le débit Q_d sur le drain en un point imaginaire situé au droit du système annexe (figure 2.38). Le SAD étant un réservoir sans perte de charge, le rabattement obtenu correspond donc à la variation du stock du SAD. Soit V son volume, S sa section ; durant dt , il est prélevé le débit $\phi(t)$ tel que le rabattement soit dr :

$$\phi_{(t)} = \frac{dV}{dt} = S \cdot r'_{(t)} = S \frac{dr}{dt}$$

La fonction $\phi(t)$ est donc la dérivée par rapport au temps du rabattement dans le SAD à un facteur S près. Ce calcul suppose que la section du SAD est constante, ou que ses variations sont faibles devant le rabattement ce qui est généralement vérifié.

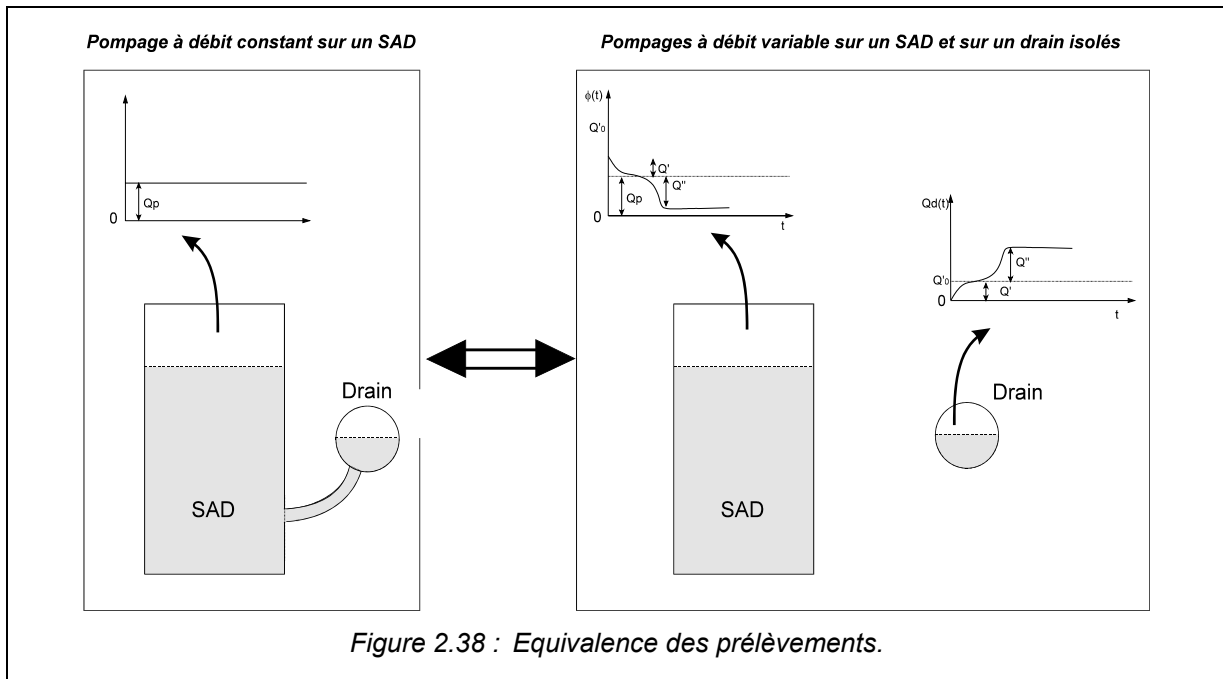


Figure 2.38 : Equivalence des prélèvements.

Il faut remarquer que cette démarche est couramment utilisée dans les techniques pétrolières pour mettre en évidence la variation du régime dans un puits de pompage. Les courbes ainsi calculées prennent le nom de "pressure derivative curves" (Bourdet & al, 1984 ; Elhig-Economides & al, 1990).

Dans le cas présent on ne dispose pas d'une courbe analytique, mais d'une courbe expérimentale dont il faut déterminer une dérivée. En première approche on utilisera une approximation de la dérivée par le calcul de l'accroissement ponctuel Δr de la chronique du rabattement :

$$\phi_{(t)} = \frac{\Delta V}{\Delta t} + \varepsilon_{(t)} = S \frac{\Delta r}{\Delta t} + \varepsilon_{(t)}$$

avec $\varepsilon(t)$ l'erreur introduite.

Pour compléter la détermination de $\phi(t)$, c'est-à-dire l'exprimer en terme de débit, il reste à calculer la valeur de S que l'on ne connaît pas à priori. Pour ceci il existe plusieurs solutions :

1 - utiliser les valeurs de $\phi(t)$ au moment de l'arrêt de l'échelon de pompage. Soit t' l'instant précédent l'arrêt ; nous avons :

$$\phi_{(t')} = Q_p + Q_{(t')}$$

Soit t'' , l'instant juste après l'arrêt de pompage, nous avons :

$$\phi_{(t'')} = 0 + Q_{(t'')}$$

Si l'on admet que l'intervalle de temps $[t', t'']$ est suffisamment court pour que $Q''(t)$ ne varie pas, on a alors :

$$\phi_{(t')} - \phi_{(t'')} = Q_p \quad \text{et} \quad S = \frac{Q_p}{r'_{(t')} - r'_{(t'')}}$$

2 - dans le cas où le SAD sollicité est en déséquilibre avec le drain, on pourra aussi utiliser la valeur de $r'(t)$ à l'instant t_1 , qui correspond au moment où les échanges entre drain et SAD sont nuls et pour lequel on a :

$$S = \frac{Q_p}{r'_{(t_1)}}$$

3 - dans le cas où le SAD sollicité est en équilibre avec le drain, on pourra utiliser la valeur de $r'(t)$ à l'instant initial t_0 , instant infiniment petit pour lequel on prélève Q_p sur le SAD et pour lequel le drain n'est pas encore détourné. Nous avons alors

$$S = \frac{Q_p}{r'_{(t_0)}}$$

Quelle que soit la méthode utilisée, le terme S a le sens d'une surface moyenne équivalente du SAD. Il ne correspond pas obligatoirement à la surface du vide dénoyé et visible, un SAD pouvant comprendre plusieurs vides.

Enfin, à partir de la connaissance de $\phi(t)$ il est possible de déterminer $Q_d(t)$. Nous avons sur l'intégralité de la période de pompage :

$$Q_{d(t)} = Q'_0 - Q'_{(t)} - Q''_{(t)}$$

et

$$\phi_{(t)} = Q_p + Q'_{(t)} + Q''_{(t)}$$

En combinant ces deux équations il vient :

$$Q_{d(t)} = Q'_0 + Q_p - \phi_{(t)}$$

Si le SAD sollicité est en équilibre avec le drain cette équation devient :

$$Q_{d(t)} = Q_p - \phi_{(t)}$$

A propos du sens physique de la fonction $\phi(t)$, il faut préciser que dans le cas d'un essai de pompage, si la fonction d'entrée est bien un flux (débit), la réponse obtenue correspond à la réponse de l'état du système (rabattement). Pour obtenir une réponse indicielle exprimée en flux il faut dériver la réponse de l'état par rapport au temps. Ce calcul est précisément celui que nous venons de réaliser pour la détermination de la fonction $\phi(t)$, qui correspond donc, si l'entrée est une échelon unitaire, à la *réponse indicielle du SAD*. En toute rigueur il est donc possible de déterminer la *réponse impulsionnelle du SAD* en dérivant de nouveau $\phi(t)$. Toutefois nous n'avons pas exploré cette possibilité car utiliser de nouveau la méthode du calcul de l'accroissement ponctuel entraînerait un terme d'erreur trop important.

La fonction $Q_d(t)$ est la fonction d'entrée sur le drain et c'est elle que l'on va comparer à la fonction de sortie pour déterminer la réponse indicielle de la fonction transmissive.

4.3.2.4. Remarque sur les autres points d'observation.

Les SAD autres que le SAD sollicité sont influencés par l'intermédiaire du drain. A l'état initial, ils alimentent ou sont en équilibre avec le drain selon la différence de charge entre les deux éléments.

A l'aval du SAD sollicité, la diminution du débit du drain consécutive au pompage entraîne une augmentation de la différence de charge entre les SAD et le drain. Par voie de conséquence la contribution de ces SAD au débit du drain va augmenter et leur charge va diminuer. Si le SAD considéré possède d'importantes réserves au dessus du niveau du drain, l'augmentation du débit du drain va être peu sensible sur son niveau et il va compenser la diminution du débit du drain. En revanche, si la part des réserves qui se trouvent au-dessus du drain est de faible importance, la contribution supplémentaire au débit du drain va rapidement les épuiser jusqu'à ce que le niveau du SAD soit égal à celui du drain. Le SAD va alors se déconnecter et n'évoluera plus.

Comme précédemment il est possible par le calcul de l'accroissement ponctuel de la chronique de rabattement de ces SAD de déterminer une fonction dérivée de la variation de niveau qui correspondra à la variation du débit d'alimentation du SAD vers le drain, mais on ne pourra pas exprimer cette fonction en terme de débit puisque l'on a pas accès à la surface du SAD.

4.3.3. CARACTERISATION DE LA STRUCTURE ET DU FONCTIONNEMENT DU KARST NOYÉ A PARTIR DE SA RÉPONSE INDICIELLE A UN POMPAGE.

Maintenant que nous pouvons déterminer la fonction d'entrée sur le drain quelle que soit la position du point de pompage, nous allons nous intéresser à l'information que l'on peut obtenir de l'étude de la réponse indicielle du karst noyé.

4.3.3.1. Détermination de la réponse indicielle.

Il existe classiquement deux possibilités pour déterminer la réponse indicielle :

- appliquer en entrée un échelon unitaire, la fonction de sortie étant alors égale à la réponse indicielle ;
- procéder par déconvolution.

Si le pompage a lieu directement sur le drain, s'il a la forme d'un échelon et s'il est réalisé à débit constant Q_p , le plus simple est de déterminer la réponse indicielle en normalisant la fonction de sortie $Q_s(t)$ par le débit de pompage Q_p . En revanche, si le pompage est réalisé sur un SAD, la fonction $Q_d(t)$ n'est pas un échelon et il faut faire appel aux techniques de déconvolution.

Jusqu'à présent nous avons considéré que le système était en régime permanent au cours du pompage. Cette hypothèse n'est admissible que dans le cas où le pompage est de courte durée. En effet lorsque le pompage s'étend sur plusieurs jours, le système karstique étant non-stationnaire, il faut tenir compte de la décroissance naturelle des réserves du système (tarissement).

Nous allons donc distinguer la réponse à court terme qui correspond à un essai de courte durée (essai par paliers par exemple) dans lequel on va s'intéresser principalement au régime transitoire et un essai à long terme sur lequel l'effet de la décroissance naturelle des réserves est perceptible (de l'ordre d'un mois) et pour lequel on va chercher à caractériser le régime (pseudo)permanent.

Enfin nous envisagerons la phase de "remontée" .

4.3.3.2. Réponse à court terme (régime transitoire).

Supposons tout d'abord que la fonction d'entrée soit un échelon unitaire ou fonction de Heaveside. La réponse du système correspond donc à la réponse indicielle qui va être fonction de trois paramètres principaux :

- le type d'écoulement dans le drain (à surface libre ou en charge) qui détermine la vitesse de propagation de l'impulsion ;
- la qualité globale de la relation existant entre les différents SAD et le drain qui détermine la forme de la réponse;
- la capacité du système à libérer les réserves situées au dessus du drain qui détermine l'amortissement du créneau de pompage.

La propagation de l'impulsion est un phénomène bien connu en hydraulique (Mangin, 1975, Carlier 1972). Si l'écoulement s'effectue à surface libre, on montre que la célérité u de l'onde de crue est liée à la vitesse d'écoulement et à la hauteur d'eau h par la relation :

$$u = V + \sqrt{gh}$$

Si l'écoulement s'effectue en charge la célérité u dépend de la compressibilité de l'eau et de la déformabilité du matériaux dans lequel s'effectue l'écoulement, elle même dépendante du module de Young. Nous avons remarqué (cf. première partie) que dans le cas des roches calcaires, ce dernier est faible et l'on peut, à l'échelle du phénomène considérer le matériau comme incompressible. Dans ce cas la célérité est sensiblement égale à la vitesse du son dans l'eau et vaut :

$$u = 1446 \text{ m.s}^{-1} + V \text{ à } 10^{\circ}\text{C}$$

$$u = 1425 \text{ m.s}^{-1} + V \text{ à } 15^{\circ}\text{C}$$

Compte tenu des dimensions d'un système karstique et des vitesses que l'on y rencontre, la propagation de l'impulsion peut-être considérée comme instantanée dans le cas d'un écoulement en charge. En revanche dans le cas d'un écoulement à surface libre, la vitesse de propagation dépend principalement de la hauteur mouillée, mais reste de l'ordre de grandeur du mètre par seconde.

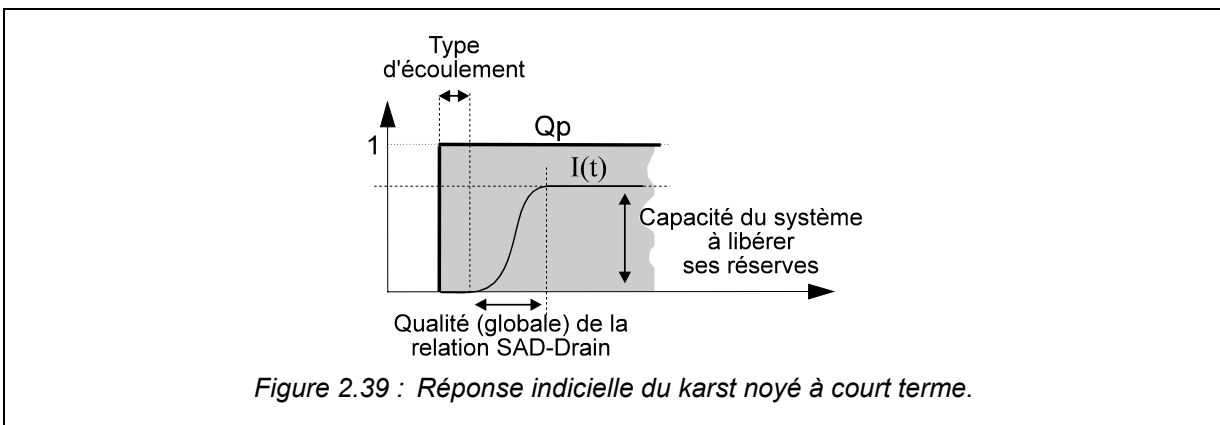
Le déphasage entrée sortie renseigne donc sur le *type d'écoulement*.

La forme de la réponse indicielle va dépendre de la relation drain-SAD. Supposons que le modèle soit uniquement constitué d'un conduit sans réservoir latéraux. Le débit prélevé sur le drain devrait manquer intégralement à la source, et la réponse indicielle sera égale à l'échelon d'entrée, éventuellement déphasé selon le type d'écoulement.

En revanche, si la conduite est alimentée par des réservoirs en fonction de la différence de charge réservoir-conduite, le prélèvement entraîne une diminution de charge dans la conduite et en conséquence une augmentation de la différence de charge entre réservoirs et conduite et donc du débit de ces derniers.

Dès lors, le prélèvement sur la conduite est en partie compensé par le surcroît de débit des réservoirs, et ceci d'autant plus que la différence de charge est accrue et que la relation drain-SAD est à faible perte de charge. Il va en résulter deux effets (figure 2.39):

- une déformation de la réponse indicielle correspondant au régime transitoire que va imposer la perte de charge entre les réservoirs et le drain. La réponse ne sera plus un échelon mais une fonction sigmoïde d'autant plus étalée que les pertes de charges entre le drain et les SAD seront fortes.
- une atténuation en amplitude de la réponse indicielle, représentative de la part du surcroît de débit fourni par les SAD.



Ainsi, plus les relations SAD-drain seront de bonne qualité, c'est-à-dire s'effectuant par l'intermédiaire de conduits à faible perte de charge, plus la forme de la fonction indicielle s'approchera de celle d'un échelon. Le pompage renseigne donc aussi sur la **qualité globale de la relation SAD-drain**.

Pour sa part, l'atténuation de réponse indicielle est significative de la capacité du système à fournir, pour une diminution de la charge dans le drain donnée, un surcroît de débit, c'est-à-dire à libérer ces réserves. Pour tenter de quantifier cet effet, il est possible de calculer le rapport R_p :

$$R_p = \frac{Q_D - \Delta Q_S}{Q_D}$$

avec ΔQ_S le débit manquant à l'exutoire et Q_D la valeur de la fonction d'entrée à la fin du régime transitoire. Dans le cas où le pompage s'effectue directement sur le drain, $Q_D = Q_p$, et R_p devient :

$$R_p = \frac{Q_p - \Delta Q_S}{Q_p}$$

R_p traduit l'importance du débit manquant à l'exutoire par rapport au débit prélevé et relativement à celui-ci. Si l'intégralité du débit prélevé manque à l'exutoire, R_p est nul et le système a un faible taux de libération de ses réserves en raison de fortes pertes de charge entre drain et SAD. Si au contraire, le système compense complètement le débit prélevé, il n'y a pas de modification du régime de la source ($\Delta Q_S = 0$), est R_p vaut 1; le débit pompé est entièrement compensé par la libération des réserves (faibles pertes de charge).

R_p permet de donc de quantifier globalement l'importance de la part du débit pris à la réserve par rapport au débit de pompage. Il s'agit donc du **rendement de pompage** du système.

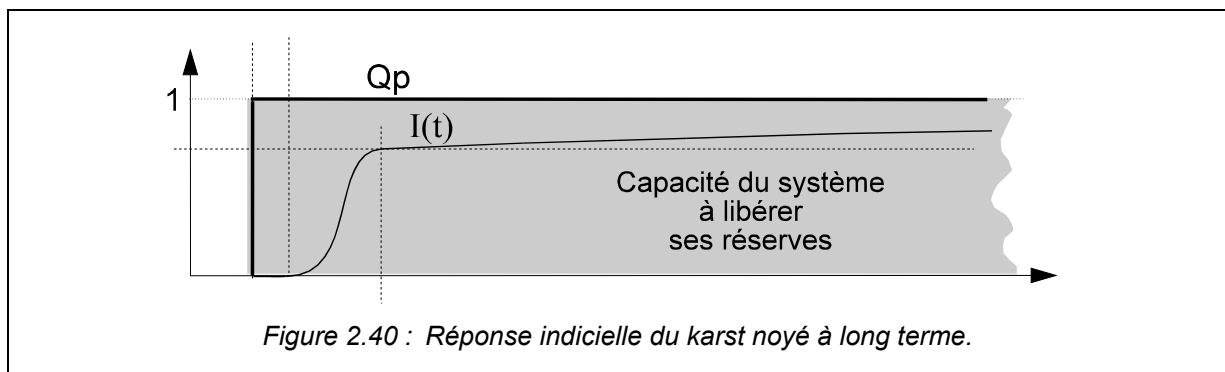
Il faut remarquer que nous avons envisagé ici qu'un seul palier de débit. Si l'on réalise plusieurs paliers à débits différents, il va se poser le problème de la linéarité de la réponse indicielle. Cette linéarité dépend de la loi de perte de charge dans les vides liant les SAD et le drain. On sait en effet (cf. première partie) que les lois d'écoulement dans les vides assurant ces relations sont non-linéaires. Toutefois, cette non-linéarité est principalement due à l'existence de pertes de charges singulières et, durant l'étiage, la régulation introduite par le drain tend à rendre linéaire à l'échelle globale.

Il est probable que cette relation reste linéaire tant que la différence de charge n'est pas suffisamment importante pour que les pertes de charges interviennent sensiblement sur l'écoulement. En revanche, si les différences de charges sont telles que les pertes de charges singulières ne soient plus négligeables, la relation entre Q_p et le rendement de pompage ne devrait plus être linéaire.

4.3.3.3. Réponse à long terme (régime (pseudo)permanent).

Si le créneau de pompage est de longue durée, il va se poser le problème de la stationnarité de la réponse indicielle. En effet, les SAD fournissant un surcroît de débit, les réserves vont s'amenuiser au cours du temps, ceci se traduisant par une diminution de la charge des SAD. Par conséquent, la différence de charge entre SAD et Drain va diminuer et par là même le surcroît de débit issu de ces SAD.

De cet épuisement des réserves va résulter une évolution dans le temps de la réponse indicielle, le rendement du pompage, pour un débit donné, diminuant au cours du temps (figure 2.40) : c'est la notion de **pérennité d'exploitation**.



Cette décroissance est fonction de l'importance du volume des réserves mobilisables par l'intermédiaire du drain. Un volume étant défini comme le produit d'une surface par une hauteur, cette décroissance va être fonction de :

- l'extension du karst noyé ; puisque que le surcroît de débit est déterminé par la différence de charge entre drain et SAD, à volume d'eau libéré par les SAD et débits de pompages égaux, le rendement va décroître d'autant plus vite que la surface des vides constitutifs de SAD sera faible.
- de la position du drain par rapport aux réserves ; puisque toutes les échanges au sein du karst noyé s'effectuent par l'intermédiaire du drain, c'est la position de ce dernier qui va déterminer la quantité de réserve mobilisable théoriquement. Plus le drain sera en position basse par rapport

aux réserves, plus les quantités d'eau disponibles pour fournir un surcroît de débit seront importantes. En fonction de la configuration du système on peut distinguer deux cas principaux (figure 2.41) :

- système jurassien (drain en position haute par rapport aux réserves) : si le point de pompage est placé sur le drain, les réserves mobilisables par son intermédiaire correspondent aux masses d'eau situées au-dessus du niveau du drain (A). On pourra tenter d'augmenter la part des réserves mobilisables soit en plaçant le point de pompage sur SAD (B), (la position des pompes définissant le gain de réserve mobilisable dans le SAD sollicité) soit en exploitant plusieurs SAD à la fois (forages multiples ou inclinés). Le gain obtenu sera bien entendu fonction des caractéristiques propres du ou des SAD sollicités.
- système vaclusien (drain en position basse par rapport aux réserves) : la position du drain ne sera plus un facteur limitant et celle du point de pompage importera peu (C). La pérennité de l'exploitation dépendra principalement de l'extension du karst noyé et de la profondeur des pompes sous le niveau de la source.

Il est intéressant de chercher à relier la notion de pérennité de l'exploitation à la dynamique du karst noyé. Rappelons que lors de l'étude de la notion de volume dynamique (cf. 3.1.3) ; nous avons insisté sur le fait que la nature des écoulements en étiage était due au rôle joué par le drainage qui détermine un état d'équilibre dynamique du karst noyé. Nous qualifierons cet état *d'équilibre naturel*.

Réaliser un pompage revient à introduire un *déséquilibre local* au sein du karst noyé. Dans un premier temps, le karst noyé va évoluer en régime transitoire que nous avons décrit au paragraphe précédent, pour atteindre (si le pompage dure suffisamment longtemps) un nouvel état d'équilibre, qualifiable *d'équilibre d'exploitation*.

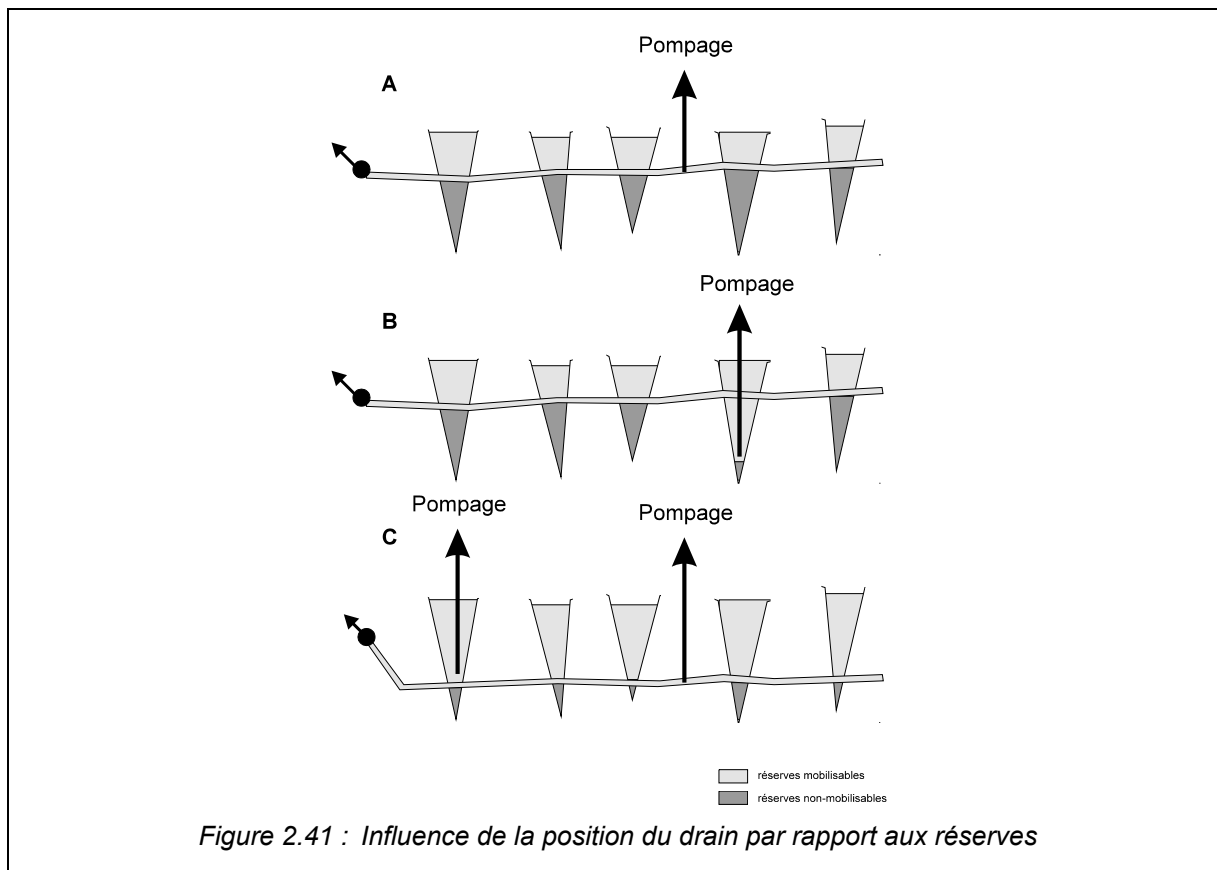
Cet équilibre d'exploitation peut être de deux sortes :

- 1 si le pompage s'effectue à un débit inférieur à celui circulant au droit du point de pompage, et que le point de pompage soit sur un SAD ou sur le drain, les flux vont s'équilibrer et la source va continuer à couler. *Tout se passe alors comme si le système possédait un exutoire supplémentaire à débit constant. Le niveau de charge de ce nouvel exutoire est supérieur à celui de l'exutoire naturel et correspond à un niveau de débordement (trop-plein).*
- 2 si le pompage s'effectue à un débit supérieur à celui du drain, le débit du drain va être entièrement capté par le débit de pompage. Il se peut même qu'en fonction de la géométrie du drain à l'aval du point de pompage, les écoulements en provenance des SAD directement à l'aval se détournent et sont eux aussi captés au droit du point de pompage. Dès lors, il n'y a plus de continuité hydraulique entre la partie du système qui est située à l'amont du point de pompage et celle située à l'aval et dont les eaux continuent à s'écouler vers l'exutoire naturel. *Ceci revient donc à scinder le système en deux systèmes indépendants, un système aval et un système amont, possédant chacun leur exutoire. Le niveau de charge du nouvel exutoire est inférieur à celui de l'exutoire réel.*

Dans le premier cas, puisque l'exutoire du système continue à fonctionner, la pérennité de l'exploitation sera évaluée à partir de la courbe des débits à la source. En revanche, dans le second cas, il faudra distinguer la pérennité de l'exploitation du système aval à partir de la décroissance des débits à la source, et la pérennité du système amont à partir de la décroissance de $\phi(t)$.

Dans tous les cas, cela revient à créer un nouvel exutoire plus à l'amont définissant une nouvelle unité du système. Le déplacement de l'exutoire s'accompagne d'une modification de la répartition des pertes de charge (structurelles et fonctionnelles) au sein du karst noyé. En conséquence, le pompage aboutit à

la création d'un(ou de deux) nouveau(x) système(s) possédant une nouvelle unité et de nouvelles caractéristiques de structure et de fonctionnement et pour lesquels, l'état d'équilibre naturel correspond à l'équilibre d'exploitation du système réel.



Il vient tout de suite à l'esprit que si le coefficient de tarissement α , en intégrant des propriétés de la structure et du fonctionnement du système, est le principal paramètre caractéristique de l'équilibre naturel d'un système karstique, l'évolution au cours du temps de la réponse indicielle, caractéristique de l'évolution de l'équilibre d'exploitation, doit elle aussi être caractérisable par un coefficient de signification identique à celui d'un coefficient de tarissement.

En l'absence de données suffisamment étendues dans le temps, nous n'avons pas pu vérifier cette hypothèse. Il est toutefois probable qu'il y a là une recherche à mener pour tenter de quantifier plus précisément la notion de pérennité d'exploitation. A défaut, on peut considérer la vitesse moyenne de décroissance du rendement comme représentative de la pérennité d'exploitation :

$$V_{Rp} = \frac{Rp_{DEBUT} - Rp_{FIN}}{\text{Durée du pompage en jour}}$$

4.3.3.4. Phase de "Remontée".

Comme pour la phase de "descente", la réaction du système au cours de la phase "remontée" dépend de du rapport existant entre le débit de pompage et le débit du drain :

- 1 Si le pompage s'effectue à un débit inférieur au débit du drain, nous avons vu que l'exutoire correspond en fait à un trop-plein. Lors de l'arrêt du pompage, le trop-plein cesse de fonctionner et le système retrouve brutalement l'unité du système réel. L'organisation des masses d'eau qui correspondait à l'état d'équilibre d'exploitation n'est plus en adéquation avec cette unité. Il va donc y avoir une phase de réorganisation des masses d'eau au sein du système afin que le système retrouve un fonctionnement qui soit en adéquation avec la structure du système réel. Cette phase va se traduire par un régime transitoire. Ce n'est que lorsque les masses d'eau auront retrouvé une répartition compatible avec la structure du système que la source va retrouver un régime (pseudo)permanent.
- 2 Si le pompage s'effectue sur un SAD à un débit supérieur au débit du drain, les écoulements sont détournés vers un nouvel exutoire dont le niveau de charge est inférieur à celui de la source. Lors de l'arrêt du pompage, les écoulements vont continuer à s'effectuer vers cet exutoire tant qu'il n'aura pas atteint un niveau de charge égal à celui de l'exutoire naturel (soulignons au passage que durant cette phase on pourra toujours calculer la fonction $\phi(t)$ qui sera alors significative de la variation du débit d'alimentation vers le SAD). Durant cette phase, l'unité du système et son état d'équilibre restent celui de l'exploitation. Puisque les écoulements ne s'effectuent pas vers la source, cette première partie de la "remontée" phase va correspondre à une phase de non-écoulement de la source. Ce n'est que lorsque cet exutoire va avoir retrouvé un niveau de charge identique à celui de la source que le système va retrouver l'unité du système réel. Dès lors, le système va entrer dans une phase de réorganisation des masses d'eau identique à celle du cas précédent.

Il faut remarquer que la réorganisation des masses d'eau doit avoir certaines limites physiques. En effet, si avant le pompage, il existait des SAD en déséquilibre avec le drain, et qu'au cours du pompage le surcroît de débit de ces SAD les conduit à se mettre en équilibre avec le drain, ce déséquilibre ne devrait pas pouvoir être reconstitué par la phase de réorganisation des masses d'eaux. Il faudrait pour ce faire que le drain atteigne des niveaux de charge supérieurs au niveau des SAD à l'état initial, ce qui paraît peu concevable. Nous verrons cependant que les résultats obtenus pour le pompage du Baget tendent à montrer que, durant la phase de réorganisation, le système a la capacité de rétablir une partie des déséquilibres initiaux.

Dans ce cas, l'état d'équilibre atteint à la fin de la remontée sera fondamentalement différent de l'état d'équilibre qu'avait le système avant le pompage puisque le pompage a entraîné une modification durable de la répartition des masses d'eau. En revanche, si le pompage intervient suffisamment tard dans l'étiage pour qu'à l'état initial tous les SAD soient en équilibre avec le drain, la phase de réorganisation des masses d'eau va rétablir le même équilibre, mais en tenant compte du prélèvement d'un certain volume d'eau. Il en résulte que le pompage n'introduit pas une modification de la répartition des masses d'eau mais accélère simplement l'évolution de l'équilibre dans le temps.

On voit encore ici l'intérêt que pourrait avoir une étude des coefficients de tarissement, et notamment la comparaison des coefficients mesurés avant et après le pompage. Trois cas sont possibles :

- les deux coefficients sont différents : le pompage a eu une influence sur la répartition des masses d'eau.
- les deux coefficients sont identiques mais le débit initial (Q_0) est différent : le pompage n'a pas eu d'influence sur la répartition des masses d'eau et a simplement accéléré la libération naturelle des réserves.
- les deux coefficients et les débits initiaux sont identiques : le pompage n'a pas eu d'influence sur la répartition des réserves et le volume prélevé est négligeable par rapport à l'importance des réserves.

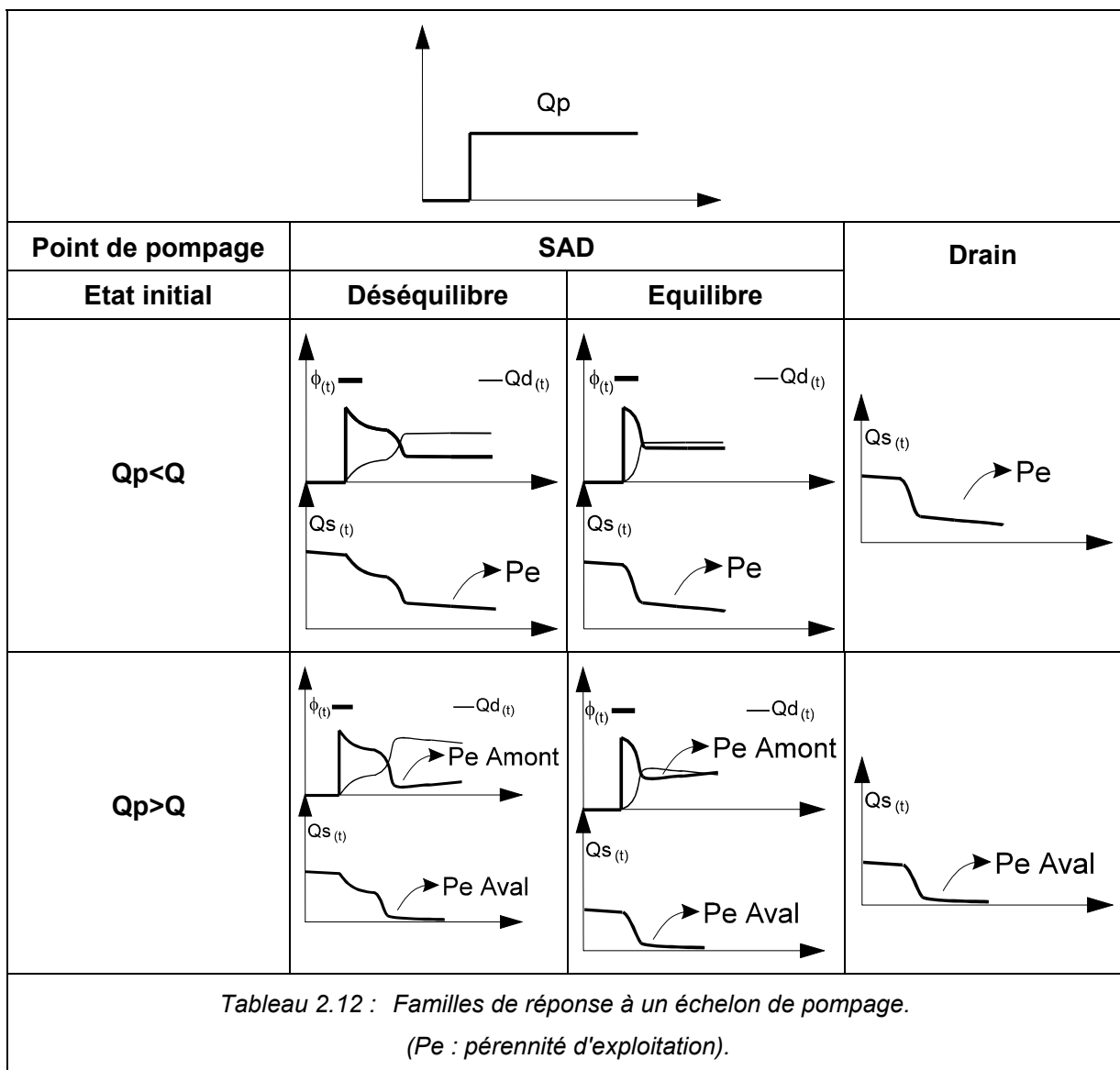
4.3.3.5. Récapitulation.

La réponse du karst noyé varie en fonction de trois paramètres principaux :

- la position du point de pompage
- l'état initial du SAD vis-à-vis du drain lorsque le pompage a lieu sur un SAD
- de la valeur du débit de pompage par rapport au débit du drain au droit du point de pompage

En fonction de ces paramètres et pour un essai de pompage ayant la forme d'un échelon, il est possible de regrouper en plusieurs familles de courbe les différentes fonction d'entrée sur le drain et fonction de sortie que l'on peut obtenir ϕ (tableau 2.12)

Dans tous les cas les paramètres déterminés sur la réponse indicielle sont le rendement du pompage et la pérennité d'exploitation du système, ou des systèmes si Q_p est supérieur au débit du drain.



4.3.4. EXEMPLES.

Il s'agit maintenant d'appliquer ces éléments d'interprétation à des cas réels. Nous utiliserons les données issues de pompages réalisés sur trois systèmes karstiques différents :

- le système du Baget.
- le système de Courniou.
- le système de Gervanne.

Les deux premiers exemples concernent des essais réalisés sur des SAD, alors que le dernier est relatif à un pompage sur un drain.

Lors de l'application à des cas concrets nous avons rencontré des difficultés dans le calcul des fonctions $\phi(t)$ et $Qd(t)$. Ce problème tient principalement à la nature des données utilisées qui ne sont pas adaptées à l'utilisation de la méthode des accroissements ponctuels, soit en raison de pas d'échantillonnage trop grands, soit en raison d'une imprécision de la mesure des niveaux. Il en résulte d'importants bruits de fond qui limitent en partie l'interprétation.

Cependant, si chaque exemple ne permet pas d'illustrer l'intégralité de la méthode, la combinaison des trois exemples retenus permet de balayer l'ensemble de la démarche.

4.3.4.1. Pompage sur un SAD.

4.3.4.1.1. Le système du Baget.

A partir des données du pompage du Baget (cf. § 3.) nous avons calculé, pour les trois essais, la fonction $\phi(t)$ à partir de l'évolution des rabattements dans le SAD de la Peyrère, qui est le SAD sollicité, ainsi que la dérivée des niveaux mesurés sur le SAD de la Hillère, qui est un point d'observation (figure 2.42). La fonction $\phi(t)$ est plus fortement bruitée que la courbe dérivée obtenue pour les niveaux à la Hillère. Cet écart provient de la différence de vitesse de descente des niveaux par rapport aux pas de temps utilisés pour l'acquisition des données.

Pour le calcul de $\phi(t)$, la détermination de la surface moyenne équivalente du SAD de la Peyrère a été réalisée avec l'écart entre le dernier point de l'échelon de pompage et le début de la remontée pour lesquels on a :

$$S = \frac{Q_p}{r'_{(t)} - r'_{(t')}}}$$

On obtient une valeur moyenne de 140 m² pour les trois essais. Cette valeur paraît faible vis-à-vis du volume des cavités dénoyées qui a été estimé à 6600 m³ pour 21.5 m de rabattement, ce qui correspond à une section d'environ 300 m². Outre l'important bruit de fond, cet écart tient à deux raisons :

- l'hypothèse d'une section quasi-constante dans un SAD n'est vérifiée que pour des faibles valeurs de rabattement ;
- au cours de l'expérience, les débits de pompage n'ont pu être maintenus constants, et il n'est pas possible de faire la part entre la variation due à la variation de section et celle due à la variation du débit de pompage.

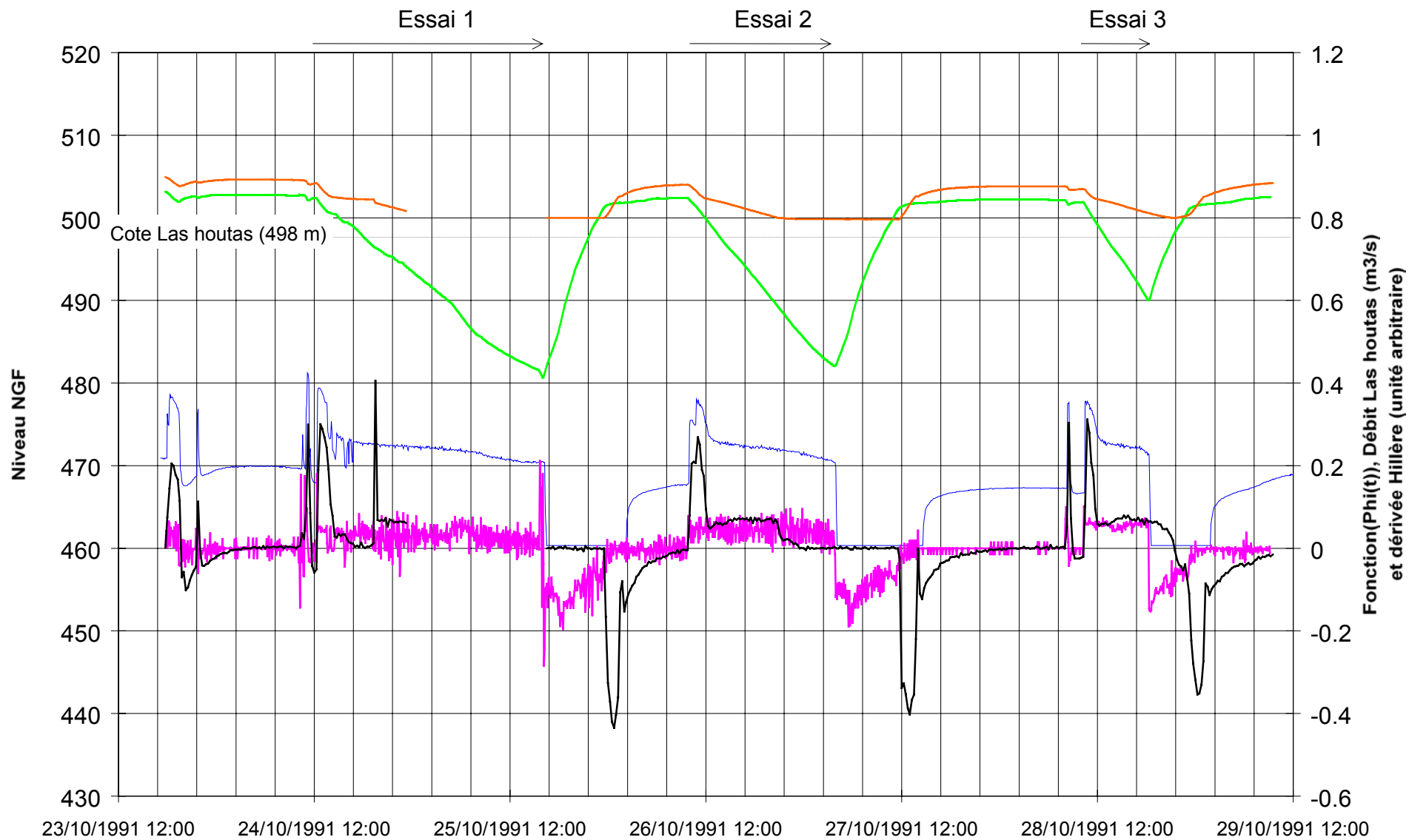
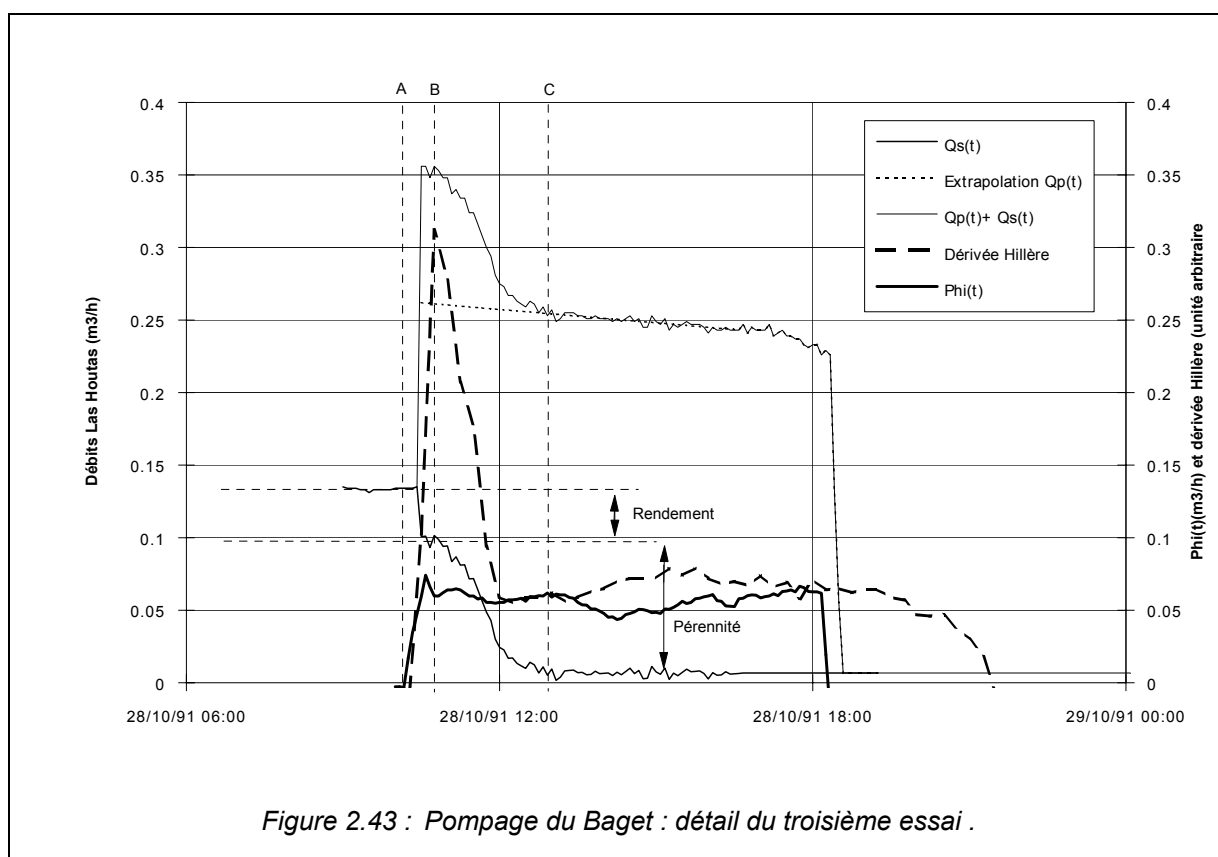


Figure 2.43 : Pompage du Baget : calcul des dérivées du rabattement à la Peyrère et à la Hillère .

(— Débits à Las Houtas ; — Dérivée niveau La Hillère ; — $\phi(t)$ La Peyrère ; — Niveaux La Hillère ; — Niveaux La Peyrère)

En conséquence, nous ne tiendrons pas compte des valeurs absolues de $\phi(t)$ qui sont probablement sous-estimées, et nous nous intéresserons uniquement aux informations issues de sa variation.

Les débits de pompage n'étant pas connus précisément, et $\phi(t)$ étant fortement bruitée, il n'a pas été possible de calculer la fonction $Q_d(t)$ et de déterminer la réponse indicielle du karst noyée par déconvolution. Toutefois, on remarque que le troisième essai est moins bruité et n'est pas perturbé par des arrêts de pompe en début d'essai. Aussi, la comparaison de la forme des différentes fonctions avec les débits à la source, au cours de cet essai, doit fournir une bonne image des caractéristiques de cette réponse (figure 2.43).



Avant toute chose, il faut calculer la fonction $Q_s(t)$, car l'hydrogramme enregistré à Las Houtas intègre les débits naturels du système et les débits pompés, ceux-ci étant rejetés juste avant la station de jaugeage. Pour séparer ces deux composantes, nous avons ajusté une droite sur la période où la source ne s'écoule plus, puis nous avons extrapolé cette droite en début de l'essai, la soustraction donnant la fonction $Q_s(t)$. Le fait d'utiliser une droite et non pas une exponentielle se justifie par le fait qu'à l'échelle de temps utilisée (6 h) la courbe de tarissement peut être assimilée à une droite compte tenu des faibles valeurs du coefficient de tarissement.

1 Réponse à court terme (de A à C).

La réponse du système n'est pas instantanée, et on observe un déphasage de l'ordre de 25 mn entre le début du pompage marqué sur $\phi(t)$ et la réponse à la source. Compte tenu du pas de temps de

mesure à la source (5 min.) et de la distance linéaire entre la source et le SAD sollicité (≈ 1000 m), le déphasage est donc compris entre 20 et 25 mn et la célérité de l'onde de crue entre 0.7 et 0.8 m.s⁻¹. Il s'agit donc d'un écoulement s'effectuant principalement à surface libre.

La fonction $\phi(t)$ ne présente pas de phase de décroissance d'un débit d'alimentation $Q'(t)$. Il est donc probable que le SAD de la Peyrière était en équilibre avec le drain à l'état initial. Ceci est à mettre en relation avec la position tardive dans l'étiage de l'opération de pompage.

La phase de détournement (A à B) est très courte ce qui montre que les pertes de charge entre le SAD de la Peyrière et le drain sont faibles. A partir de B, et puisque le débit de pompage est supérieur au débit du drain, le système est scindé en deux systèmes indépendants : un système aval s'écoulant vers Las Hountas et un système amont s'écoulant vers la Peyrière.

Puisque que le SAD était en équilibre avec le drain, la valeur de la fonction d'entrée sur le drain est donnée par $Q_d(t) = Q_p - \phi(t)$. $\phi(t)$ ne pouvant être quantifié, il est délicat de déterminer la valeur de $Q_d(t)$. Toutefois, le débit du drain étant entièrement détourné vers le SAD de la Peyrière, on peut estimer que $Q_d(t)$ est au moins égal au débit de la source avant le pompage. Le rendement de pompage global du système est donc :

$$R_p = \frac{Q_s - \Delta Q_s}{Q_s} = \frac{0.140 - 0.040}{0.140} = 71 \%$$

Cette valeur importante montre que le système du Baget possède une forte capacité à libérer ces réserves.

2 Réponse à long terme (C à ...).

Pour le système aval, la pérennité de l'exploitation est courte, puisque le rendement décroît dès l'instant C qui correspond au maximum du surcroît de débit fourni par la Hillère. Les réserves du système aval sont quasiment épuisées et il ne reste plus en D qu'un écoulement résiduel (6 l.s⁻¹). Les informations géochimiques ont montré que ces écoulements provenaient du SAD de Ste Catherine situé à proximité de l'exutoire.

Concernant la dérivée des niveaux de la Hillère, il faut remarquer qu'au cours du premier essai le surcroît de débit fourni par ce SAD est suivi d'une phase de tarissement du SAD, puis d'un pic très bref lui-même suivi d'un régime permanent traduisant de nouveau un écoulement. Cette allure ne se reproduit pas lors des second et troisième essais, pour lesquels un régime permanent fait suite directement au premier pic. Comme ces variations de débits ne se retrouvent pas sur la courbe des débits à la source, ce comportement particulier au premier essai peut être interprété comme l'ouverture (débouillage) d'un conduit permettant un écoulement vers le SAD de la Peyrière. Il apparaît donc un comportement particulier de ce SAD. Dans un premier temps, il fait partie du système aval et contribue, par un surcroît de débit, à la compensation du pompage. Dans un deuxième temps, lorsque le niveau des réserves de ce SAD n'est plus suffisant pour vaincre les pertes de charges en direction de l'exutoire, il s'écoule en direction du SAD de la Hillère et fait donc partie du système amont. Ce détournement est d'ailleurs bien marqué sur $\phi(t)$ qui diminue de manière concomitante au détournement vers le drain.

Pour le système amont, il est difficile de se prononcer sur la pérennité de l'exploitation car les débits variant au cours des essais, il n'est pas possible de trancher entre la part de la variation de ϕ (t) qui concerne la décroissance du débit en provenance du drain et celle correspondant à la diminution du débit de pompage. Il semble cependant que la fonction $\phi(t)$ reste relativement constante au cours des différents essais et que la pérennité de l'exploitation soit importante.

3 - Remontée.

L'examen de $\phi(t)$ montre qu'au cours des phases de remontée le débit d'alimentation vers le SAD diminue de manière quasi-linéaire. Le bruit de fond correspond aux variations de section dans le SAD, comme le souligne l'allure similaire des trois courbes. Lorsque $\phi(t)$ est quasi nul, le niveau dans la Peyrère est égal à celui du drain et les écoulements s'effectuent de nouveau vers l'aval et réalimentent le SAD de la Hillère. La dérivée des niveaux montre nettement que cette réalimentation s'effectue en deux temps :

- un premier pic traduit le fait que le débit de réalimentation croît puis diminue lorsque que le niveau de la Hillère atteint celui du drain :
- à partir de ce moment, les écoulements s'effectuent de nouveau vers Las Hountas, et le débit de réalimentation décroît lentement au fur et à mesure que celui de la source augmente, ce qui traduit la réorganisation des masses d'eau au sein du système afin de rétablir un équilibre.

Enfin, on observe qu'à l'issue de la phase de remontée, le niveau du SAD de la Hillère est de nouveau plus élevé que celui de la Peyrère. Comme le déséquilibre de ce SAD vis-à-vis du drain est la seule solution pour expliquer l'existence d'un niveau plus élevé à l'aval qu'à l'amont, il faut donc admettre qu'au cours de la phase de réorganisation des masses d'eau, l'état de charge du drain permet de reconstituer ce déséquilibre ou tout du moins une partie.

Il apparaît donc que le système du Baget possède une forte capacité à libérer ces réserves ($R_p = 80\%$). Concernant la pérennité d'exploitation, celle du système aval est faible, alors que celle du système amont paraît importante. Il semble donc que la majeure partie des réserves du système se trouve à l'amont de la Peyrère.

Il faut remarquer que l'interprétation réalisée ici est légèrement différente de celle précédemment proposées (Collectif, 1992). En effet, nous avons auparavant considéré que la phase de décroissance des débits (de C à D) correspondait à la phase de détournement du drain. La comparaison de $\phi(t)$, de la dérivée des niveaux de la Hillère et des débits de pompage montre que ce détournement intervient plus tôt et que la phase C-D correspond à l'épuisement des réserves du système aval.

4.3.4.1.2. Le système de Courniou.

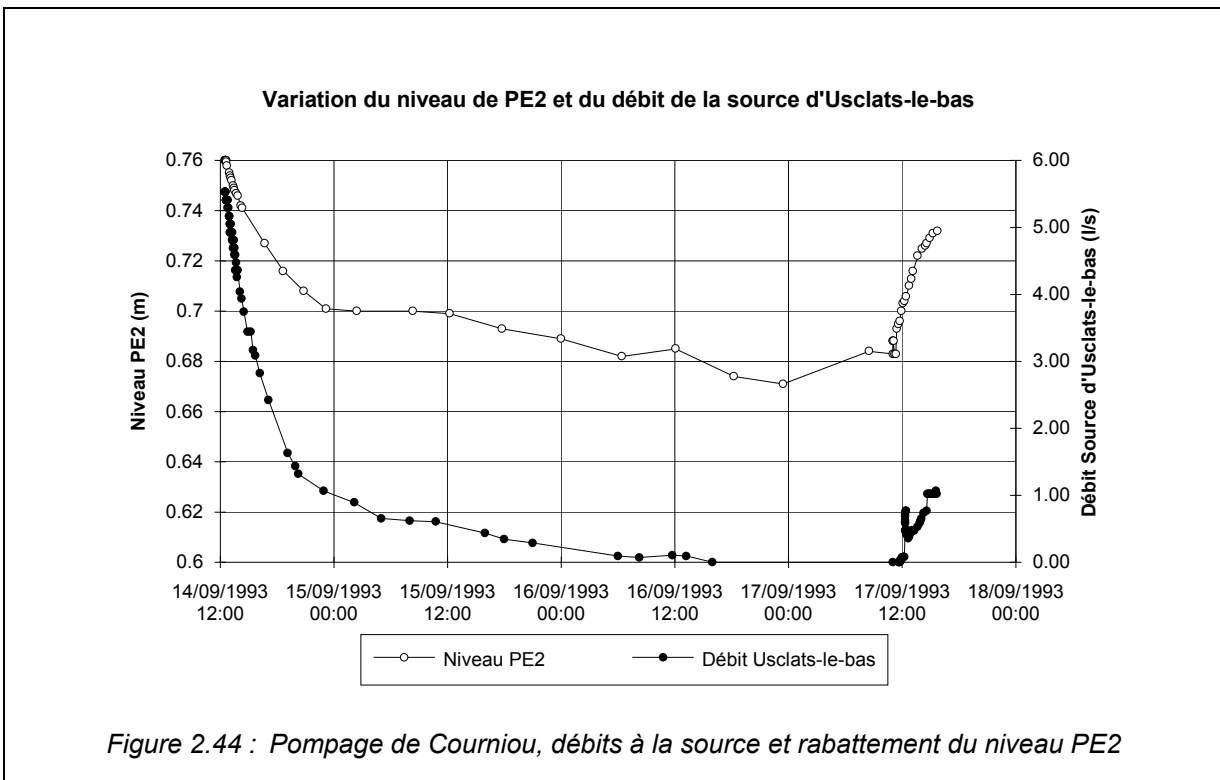
Le système de Courniou est situé à la limite du massif de Nore (Hérault, France). La grotte de Lacroix, dans laquelle a été réalisée le pompage, constitue un regard sur le karst noyé constitué de plusieurs plans d'eau accessibles (Durand, 1993 ; Durand & Marsaud, 1993)

L'exutoire du système est la source d'Usclats-le-Bas. La structure et le fonctionnement de ce système ne sont pas connus, et la présence de cavités noyées plus à l'aval (Trou du Renard) montre qu'il est possible que la source d'Usclats-le-Bas ne soit pas l'exutoire unique du système.

Le pompage a été réalisé le 14.9.93 à partir d'un forage implanté en surface et atteignant l'un des plans d'eau de la grotte de Lacroix (noté PE2). Il s'agit d'un essai de 71 h avec un débit de pompage de 55.5

$\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ($14.4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Pour éviter d'être influencé par les pertes de charges dans le forage, le rabattement a été mesuré directement sur le plan d'eau.

Le débit de la source d'Usclats-le-Bas avant l'essai est de $19.9 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ($5.5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). La figure 2.44 donne l'évolution de ce niveau et la variation de débit à la source d'Usclats-le-Bas.



La fonction $\phi(t)$ calculée est donnée à la figure 2.45. Là encore, l'imprécision des mesures de niveau et l'inadaptation des pas de temps entraînent un terme d'erreur important lors du calcul de l'accroissement ponctuel.

La courbe présente trois parties : une décroissance rapide, une stabilisation, une nouvelle décroissance rapide, et une nouvelle stabilisation. Compte tenu de l'incertitude due à l'imprécision des calculs, cette allure peut être interprétée de deux manières :

- à l'état initial, le SAD est en déséquilibre avec le drain (figure 2.46). La première partie de la courbe correspond à la diminution du débit d'apports vers le drain $Q'(t)$, La première stabilisation correspond à la phase d'équilibre précédant le détournement du drain $Q''(t)$. La deuxième stabilisation correspond à l'équilibrage du débit de pompage avec le débit d'apport par le drain.

La surface moyenne équivalente du SAD est calculée à l'instant où $Q'(t)$ est nul et où $Q_p = \phi(t)$; elle vaut 9150 m^2 .

- à l'état initial le SAD est en équilibre avec le drain (figure 2.46) et la fonction $\phi(t)$ montre uniquement la phase de détournement du drain. Les différentes oscillations de la courbe sont dues à l'imprécision de la méthode de l'accroissement ponctuel.

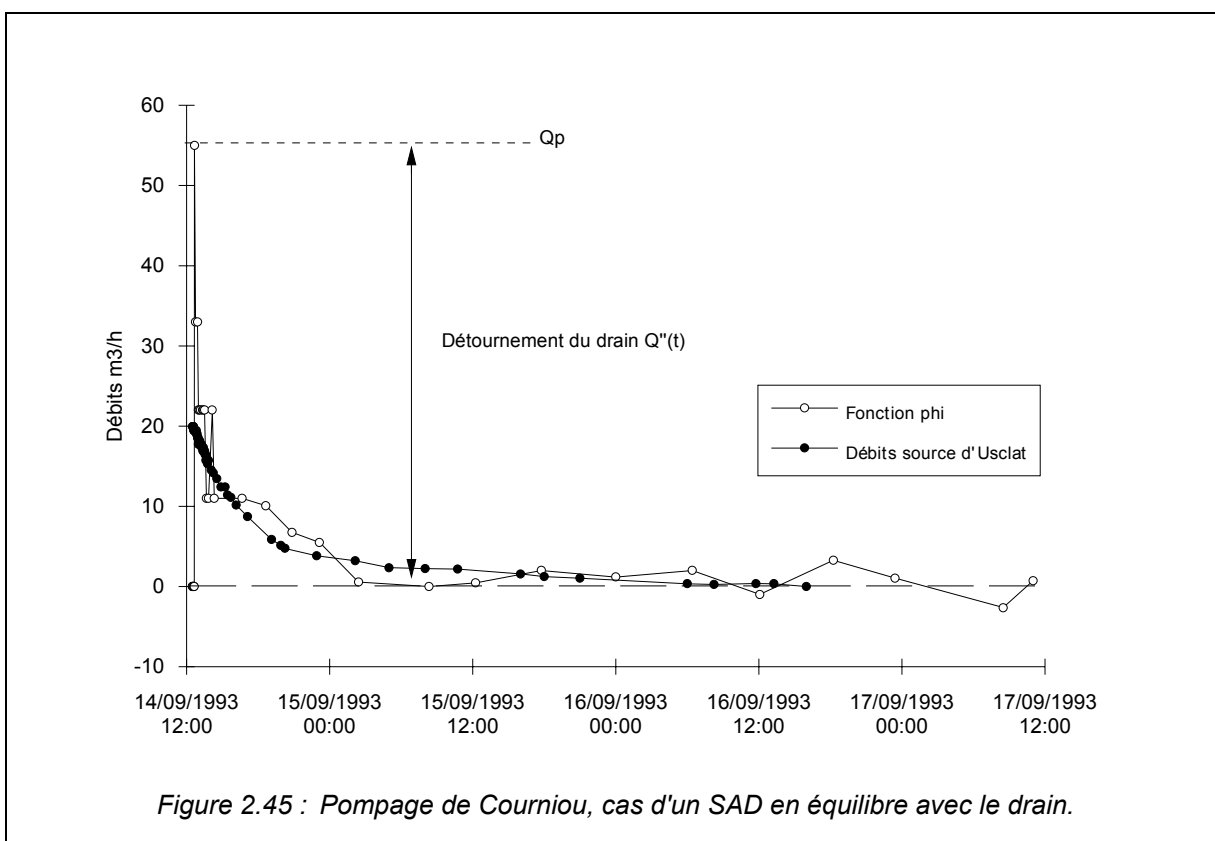
La surface moyenne équivalente du SAD est calculée à l'instant initial pour lequel on a $Q_p = \phi(t)$; elle vaut 1830 m^2 .

Il est difficile de trancher entre ces deux hypothèses. Dans le premier cas toutefois, le débit d'alimentation vers le drain $Q'(t)$ serait de près de $215 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ ce qui paraît peu plausible compte tenu des dimensions du système.

Nous considérerons donc plutôt l'hypothèse où le SAD est en équilibre avec le drain à l'état initial. C'est donc pour ce cas que nous avons calculé la fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$ (figure 2.47).

Il faut remarquer que quelle que soit l'hypothèse retenue, la stabilisation de la fonction $\phi(t)$ autour de la valeur 0 montre que le débit de pompage s'équilibre avec le débit d'apport par le drain $Q''(t)$. Nous sommes donc dans le cas où le débit de pompage est inférieur au débit du drain. Cette proposition est contraire à l'observation puisque les débits à la source à l'état initial sont plus faibles ($19.9 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$).

Cette contradiction n'est qu'apparente, car nous avons signalé auparavant la possibilité pour que la source d'Usclats-le-Bas ne soit pas l'exutoire unique du système. Les résultats du pompage semblent confirmer ce fait. L'exutoire n'étant pas unique, il n'est pas possible de comparer directement la fonction d'entrée et la fonction de sortie pour déterminer la réponse indicielle du système.



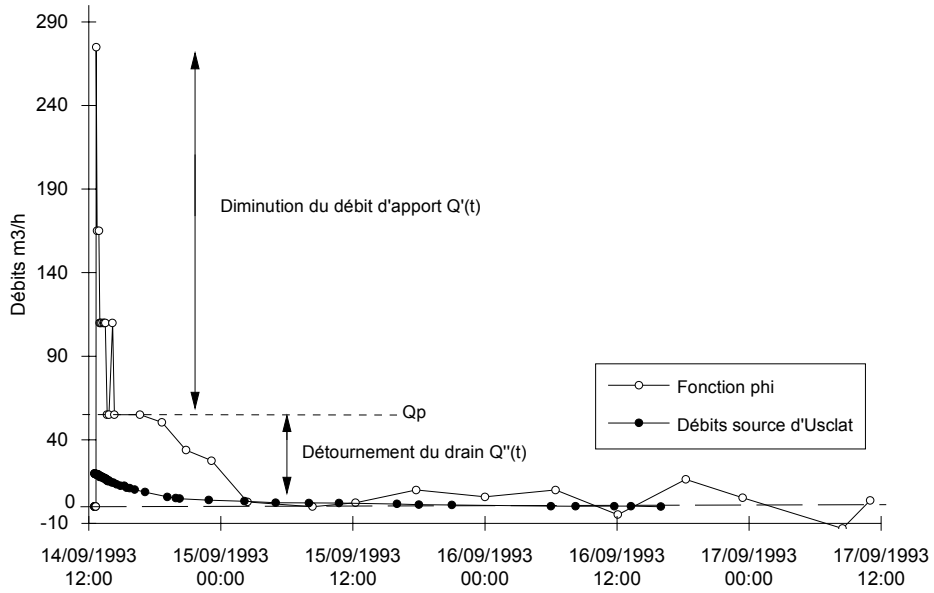


Figure 2.46 : Pompage de Courniou, cas d'un SAD en déséquilibre avec le drain.

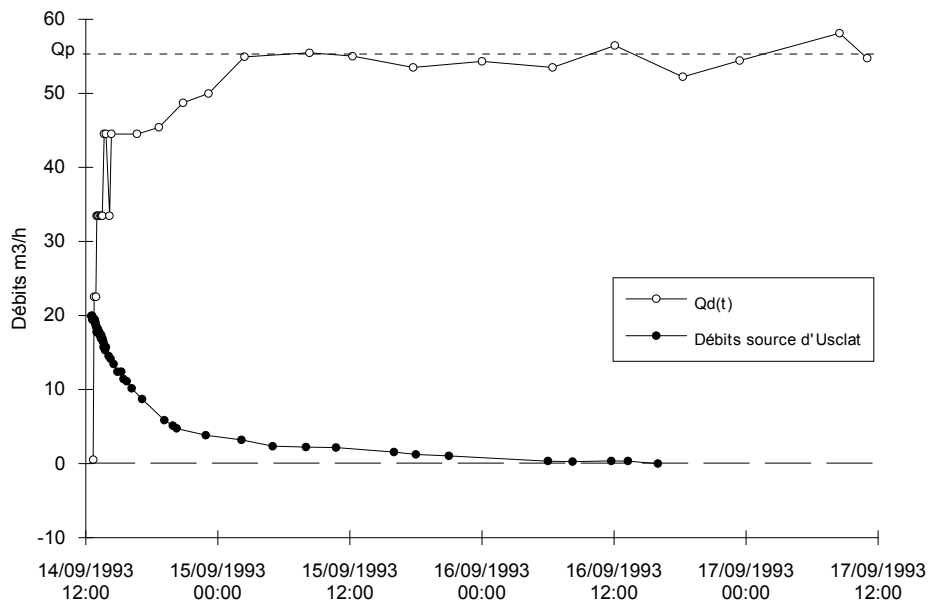


Figure 2.47 : Pompage de Courniou, fonction $Q_d(t)$ (cas d'un SAD en équilibre avec le drain).

4.3.4.2. Pompage sur un drain

Le système de Gervanne est un des trois systèmes étudiés à titre d'exemple d'application dans ce travail. Le lecteur trouvera les détails de l'étude de ce système ainsi que le descriptif des opérations de pompage dans la 3^{ème} partie de ce document.

Nous rappellerons simplement qu'il s'agit d'un système possédant une zone noyée probablement captive et avec des réserves importantes. Le pompage est réalisé sur un forage atteignant le drain ou une digitation de celui-ci.

Les essais ont été réalisés en deux phases en 1993 et après réalésage du forage en 1995 (Crochet & al, 1993, Crochet & Marsaud, 1995). Deux types d'essais ont été mis en oeuvre : essai par paliers et essais de longue durée (48 et 252 h).

Réponse à court terme

Pour l'étude de la réponse à court terme, nous nous intéresserons uniquement aux essais par paliers et au début des essais de longue durée. L'évolution des débits à la source lors des deux phases de pompage est représentée sur les figure 2.49 et 2.50.

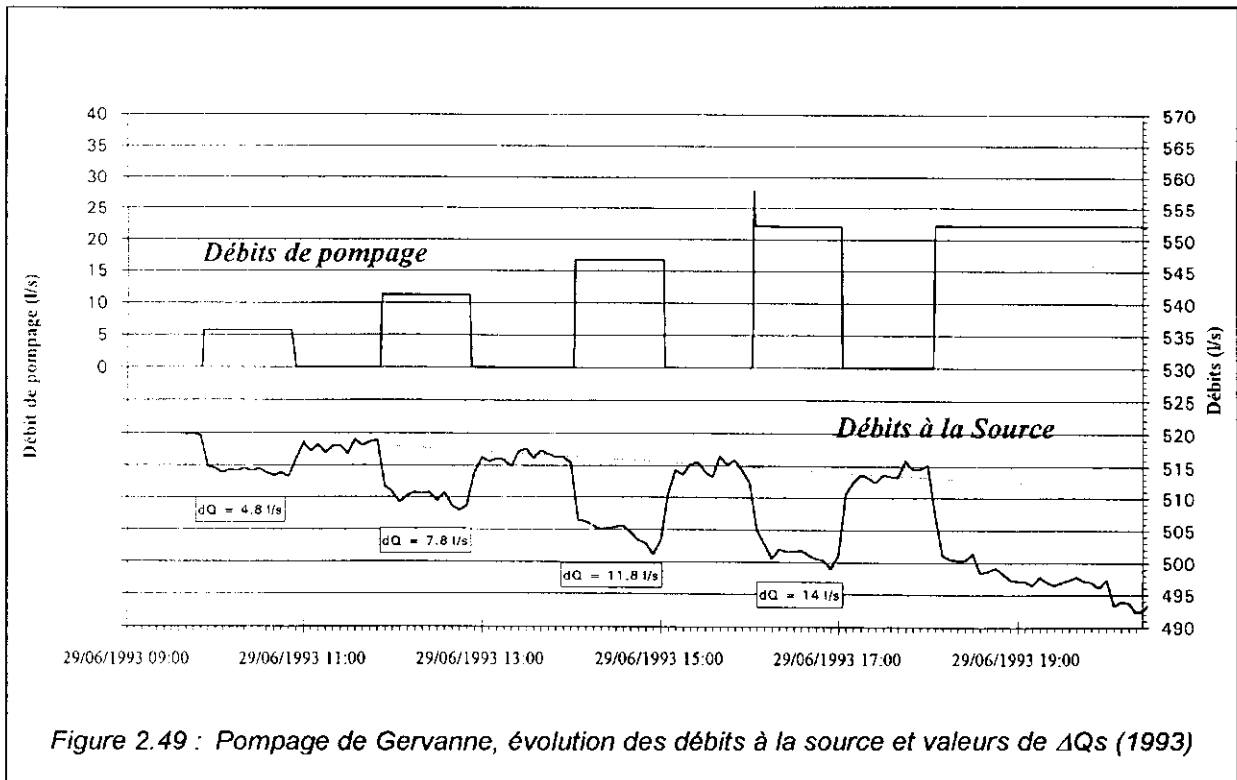


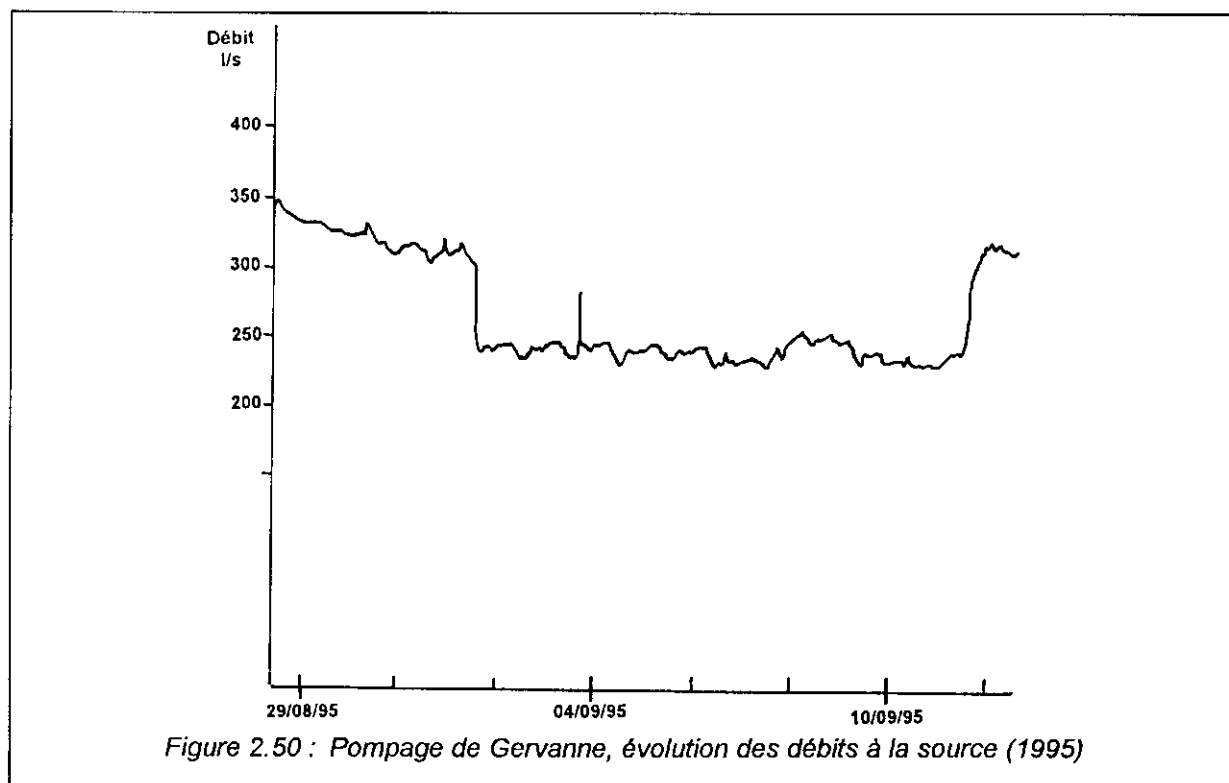
Figure 2.49 : Pompage de Gervanne, évolution des débits à la source et valeurs de ΔQ_s (1993)

On remarque que :

- le déphasage entre la réponse à la source et les échelons de pompage est très bref et est inférieur au pas d'acquisition de données, que ce soit en début ou en fin de paliers (la fin des pompages de

longue durée est perturbée par des crues), ce qui confirme les présomptions d'un écoulement en charge.

- de la même manière, on note que les échelons sont très peu déformés, ce qui traduit une bonne relation entre les SAD et le drain.



Le pompage étant réalisé directement sur le drain, le rendement de pompage peut-être calculé en considérant que $Q_d=Q_p$. Les données chiffrées pour chaque palier sont reportées au tableau 2.14.

Date pompage	Débits de pompage (l/s)	Variation de débits à la source	Différence de débit (l/s)	Rendement R_p
1993	5.8	4.8	1	0.17
	11.2	7.8	3.4	0.3
	16.7	11.8	4.9	0.29
	22.2	14	8.2	0.37
1995	103	68	35	0.34

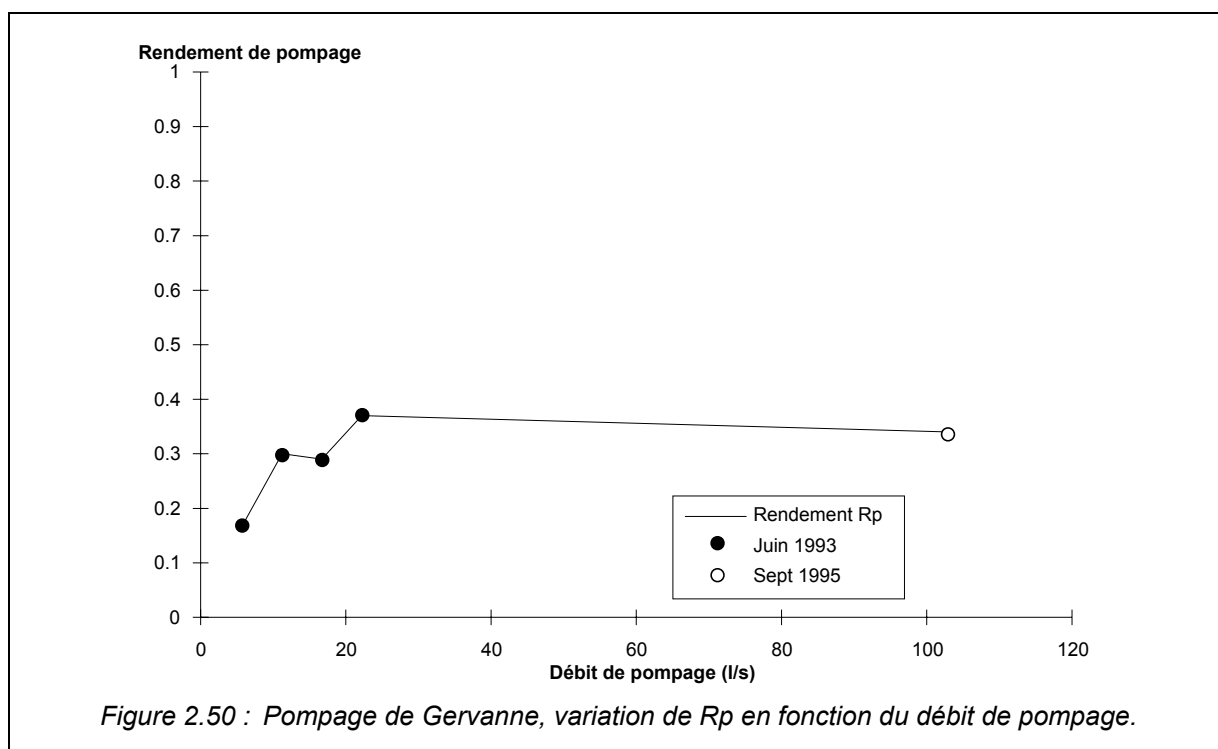
Tableau 2.14 : Pompage de Gervanne, rendements de pompage

Le rendement de pompage maximum obtenu est de 0.37. Cette valeur est faible si on la compare à celle calculée pour le Baget (0.71). Le système de Gervanne a donc une capacité à libérer ses réserves

moindres. Il faut remarquer que la forme des échelons ne met pas en évidence d'importantes pertes de charge. La faible capacité du système à libérer ses réserves ne semble donc pas provenir d'une mauvaise qualité de la relation entre SAD et drain, mais plutôt d'une fonction transmissive faible par rapport à une fonction capacitive importante. Ceci est probablement dû à une structure de drainage peu évoluée. Ceci confirme les observations et analyses réalisées lors de l'identification de ce système (cf. 3^{ème} partie) :

- le corrélogramme croisé traduit une forte fonction capacitive et une faible fonction transmissive.
- le trop plein de la Bourne est mal connecté à la source des Fontaigneux et assure la fonction transmissive du système.
- bien que le système soit de type vaclusien, on n'observe pas aux Fontaigneux d'exutoire bien individualisé sous forme de conduit.

La variation des valeurs de R_p en fonction du débit de pompage est représentée sur la figure 2.50. Le faible nombre de valeurs ne permet pas de dégager une caractéristique franche de la variation de R_p . On constate toutefois que pour les valeurs obtenues R_p croît en fonction du débit, tout au moins pour les valeurs de juin 1993, puis tend à se stabiliser avec la valeur de Septembre 1995.



Cette stabilisation est relativement étonnante. En effet, on aurait pu s'attendre à ce que la part du débit provenant des réserves augmente avec le débit de pompage. Le fait que R_p tende à devenir constant peut être expliqué de deux façons :

- le pompage de 1995 intervient plus tard dans l'étiage, et les réserves potentiellement mobilisables sont moins importantes, ce qui compense en partie l'effet de l'augmentation du débit de pompage.
- la part du débit provenant des réserves est une caractéristique intrinsèque du système pour une position du point de pompage et une organisation des vides données.

Il n'est malheureusement pas possible de trancher entre ces deux hypothèses. Il y a pourtant là une caractéristique très importante du rendement de pompage. Dans la première hypothèse, R_p serait un paramètre dépendant de l'importance des réserves, donc un *paramètre fonctionnel* du système karstique. Dans le second cas, il s'agirait d'un *paramètre structurel*. La distinction entre ces deux possibilités nous paraît indispensable si l'on veut essayer d'extrapoler R_p pour prévoir les possibilités d'exploitation du système. Il faut à ce propos souligner l'intérêt qu'aurait la réalisation d'une expérimentation basée sur un essai de pompage comprenant de nombreux paliers de débits croissants, et de répéter cette expérimentation sur un même système à plusieurs moments au cours de l'étiage. Elle permettrait de trancher entre ces deux hypothèses.

Réponse à long terme

Le pompage de Septembre 1995 a été réalisé sur une durée de 10 jours. Pour évaluer la pérennité de l'exploitation, nous donnons au tableau 2.14 les valeurs de R_p calculées en début et en fin de pompage.

	Débits de pompage (l/s)	Variation de débits à la source	Différence de débit (l/s)	Rendement R_p
Début	103	68	35	0.34
Fin	103	72	31	0.3

Tableau 2.14 : Pompage de Gervanne, pérennité de l'exploitation

On remarque que la vitesse de décroissance du rendement de pompage V_{R_p} est très faible ($3.8 \cdot 10^{-3} \text{ j}^{-1}$) sur 10 jours. Le système de Gervanne a donc une pérennité d'exploitation importante.

Il est remarquable de constater que V_{R_p} est du même ordre de grandeur que les coefficients de tarissement mesurés sur le système de Gervanne qui varient de $3.1 \cdot 10^{-3}$ à $7.8 \cdot 10^{-3}$ (cf. 3^{ème} partie). Sans en tirer de conclusions hâtives, ceci semble bien confirmer l'intérêt d'une recherche sur les coefficients de décroissance de la réponse indicielle.

4.4. CONCLUSION

Pour contourner le problème posé par l'inadaptation des modèles analytiques d'interprétation des essais de pompage dans les systèmes karstiques au sens strict et les systèmes karstiques contrôlés aux limites, nous avons proposé de le replacer dans un contexte plus général.

Cette démarche s'appuie sur les résultats de l'expérience de pompage à gros débit réalisée sur le système karstique du Baget. Les résultats obtenus permettent de construire un modèle simple du karst noyé qui isole les caractéristiques fondamentales de la structure et du fonctionnement du karst noyé, à savoir un ensemble de réservoirs de grande taille dans lesquels il n'y a pas de pertes de charge, indépendants les uns des autres, mais tous en communication par l'intermédiaire du drain, lui-même assimilé à une conduite. Remarquons que ce modèle simple du karst noyé n'est au fond qu'une mise en forme de la représentation structurelle du karst noyé donnée par Mangin en 1975.

Par la suite, il est fait appel à une formulation systémique du pompage d'essai utilisant la particularité des systèmes karstiques de posséder un exutoire individualisé. L'interprétation des essais ne va plus être basée, comme dans un aquifère classique, sur l'étude de la variation de l'état du système, mais sur la comparaison de la fonction d'entrée et de la fonction de sortie du système.

Comme les fonctions capacitive et transmissive sont dissociées, les réserves mobilisées lors d'un pompage circuleront obligatoirement par le drain qui constitue un facteur limitant. La capacité des réserves d'un système karstique à être mobilisées par pompage est ainsi équivalente à la capacité de mobilisation des réserves par le drain. C'est donc la fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$ que l'on va comparer à la fonction de sortie du système, représentée par le débit à l'exutoire. Cette comparaison va permettre de déterminer la réponse indicielle du karst noyé.

Si le pompage est réalisé directement sur le drain, la fonction d'entrée sur le drain est égale au débit de pompage. En revanche, lorsque le pompage a lieu sur un SAD, le problème est plus complexe car il faut tenir compte de la perturbation introduite par l'effet capacitif du SAD sollicité. Pour ce faire, nous avons proposé une méthode permettant de déterminer la fonction d'entrée sur le drain $Q_d(t)$ à partir du calcul de la fonction $\phi(t)$ représentant le bilan des apports et prélèvements dans le SAD pendant le pompage. Le calcul est réalisé par une approximation de la dérivée de la variation de niveau dans le SAD sollicité.

A partir de la connaissance de la réponse indicielle, il est possible d'identifier certains paramètres de la structure et du fonctionnement du karst noyé. Outre l'identification du type d'écoulement qui est donné par le déphasage entre la fonction d'entrée et de sortie, nous nous intéressons à deux caractéristiques principales :

- la forme de la réponse indicielle qui donne une image globale de la qualité de la relation entre les SAD et permet d'apprécier la capacité du système à libérer ses réserves au travers du **rendement de pompage** R_p :

$$R_p = \frac{Q_D - \Delta Q_S}{Q_D}$$

R_p quantifie le surcroît de débit fourni par les SAD relativement au débit de pompage.

- la stationnarité de la réponse indicielle qui se marque par la décroissance du rendement R_p au cours du pompage et qui correspond à la diminution du surcroît de débit fourni par la SAD en raison de l'épuisement des réserves. Il s'agit de la **pérennité d'exploitation** P_e qui est fonction de l'importance des réserves mobilisables.

Il apparaît alors que réaliser un pompage revient à modifier l'équilibre naturel du système et à amener le karst noyé à un nouvel état d'équilibre, qualifié d'équilibre d'exploitation. Dans le cas d'un pompage à un débit inférieur à celui de la source, cet équilibre d'exploitation correspond à l'introduction d'un nouvel exutoire, et dans le cas d'un débit de pompage supérieur à celui de la source, le système est scindé en deux systèmes indépendants possédant chacun leur propre équilibre d'exploitation.

En l'absence de données étendues dans le temps nous n'avons pas pu déterminer de paramètres caractéristiques de cet équilibre d'exploitation. Toutefois, la similitude existant entre les concepts d'équilibre naturel, caractérisé par le coefficient de tarissement α , et la notion d'équilibre d'exploitation laisse penser que ce dernier doit être caractérisable à partir d'un coefficient de signification identique à celle de α . Pour vérifier ceci, des expériences de pompage de longue durée (plusieurs mois) semblent indispensables. Le calcul de la vitesse moyenne de décroissance du rendement de pompage V_{Rp}

permet à défaut d'estimer la pérennité d'exploitation. L'ordre de grandeur identique existant entre V_{Rp} et les coefficients de tarissement obtenus sur le système de Gervanne semble confirmer cette idée.

Pour finir, il faut tenter de comparer ces paramètres à ceux déterminés classiquement dans les milieux poreux ou fissurés. En effet, si la structure et le fonctionnement du karst sont profondément différents de ceux d'un aquifère poreux ou fissuré, il demeure que les lois de l'hydrodynamique de base sont identiques et qu'il doit y avoir un lien entre le sens des paramètres mesurés dans ces différents milieux. Ainsi nous pouvons remarquer que :

- le rendement de pompage traduit relativement au débit de pompage la capacité du système à libérer ses réserves, c'est-à-dire sa capacité à laisser s'écouler les eaux ; il a donc en quelque sorte le sens d'une transmissivité.
- la pérennité d'exploitation caractérise l'importance des réserves mobilisables au sein du karst noyé, c'est-à-dire le stock d'eau disponible : elle a en quelque sorte le sens d'un emmagasinement.

Nous nous garderons d'aller plus loin dans cette comparaison. En effet, sous-jacente, il existe une différence fondamentale : dans le cas du karst ces paramètres caractérisent le milieu à une échelle globale, alors que dans les autres milieux, ils ont une définition locale. Ainsi, nous avons vu lors de l'interprétation des essais de pompage réalisés sur le système de Gervanne, que R_p traduisait la qualité de la relation entre la fonction capacitive et la fonction transmissive mais aussi la qualité propre de la fonction transmissive. C'est là tout le problème posé par Mangin en 1975 et que nous avons souligné dans la première partie de ce mémoire. L'approche proposée pour les pompages d'essai ne fait qu'en confirmer la pertinence.

5. CONCLUSION

La première partie de ce mémoire a montré qu'en raison de sa diversité et de sa spécificité, l'aquifère karstique ne peut être étudié par une approche traditionnelle que sous certaines conditions, c'est-à-dire pour certains types de système seulement.

A partir de ce travail, nous avons proposé une méthodologie d'étude basée en partie sur l'approche fonctionnelle. Nous avons de plus précisé la validité de l'évaluation des réserves en eau d'un système karstique à partir de l'analyse des courbes de récessions, et montré que l'approche fonctionnelle donne des éléments pour l'interprétation des pompages d'essai.

5.1. PROPOSITION POUR UNE METHODOLOGIE D'ETUDE.

Pour concilier les contraintes de l'approche fonctionnelle et celles d'un contexte appliqué, nous avons proposé une méthodologie basée sur une définition appliquée du karst, c'est-à-dire en fonction de l'approche la mieux adaptée à chaque type de karst. Ainsi

- pour les systèmes du **type 1** où l'approche structurelle est valide en tant que modèle descriptif, et qui peuvent donc être étudiés globalement et localement par des méthodes traditionnelles, nous avons retenu l'appellation d'**aquifères carbonatés fissurés et karstifiés**.
- pour les systèmes du **type 2** qui ne peuvent être étudiés qu'à partir de l'approche fonctionnelle, nous avons retenu le terme et la notion de **systèmes karstiques** au sens strict.
- pour les systèmes du **type 3** qui peuvent globalement être étudiés par l'approche structurelle, valide en tant que modèle équivalent, nous avons retenu l'appellation de **systèmes karstiques contrôlés aux limites**.

La méthodologie utilise classiquement sur une stratégie d'étude en trois phases (identification, démonstration, évaluation), la différence tenant dans les méthodes utilisées :

- l'identification est réalisée avec les méthodes de l'approche fonctionnelle qui est valide pour les trois types de systèmes.
- la démonstration utilisera les méthodes de l'approche structurelle pour les aquifères carbonatés fissurés et karstifiés. En revanche, s'il s'agit d'un autre type de système, le recours à l'approche fonctionnelle s'impose de nouveau.
- l'évaluation sera de type structurelle pour les aquifères carbonatés fissurés et karstifiés ainsi que pour les systèmes karstiques contrôlés aux limites. Dans le cas des systèmes karstiques au sens strict, il sera fait appel à l'approche fonctionnelle. Ce domaine est actuellement le moins développé et les premiers travaux ne sont encore qu'expérimentaux. Par défaut, une approche semi-globale est retenue.

5.2. APPROCHE FONCTIONNELLE, METHODES D'IDENTIFICATION.

Les méthodes permettant d'identifier le type de système karstique sont :

- la vérification du bilan hydrologique. Cette méthode consiste à vérifier la cohérence entre les flux d'entrée (pluie) et de sortie aux limites d'un système karstique. Elle permet d'en préciser les limites et d'identifier certaines caractéristiques particulières (impluvium fluctuant). Son emploi suppose l'estimation de l'ETR, d'où un terme d'erreur important et limite la précision des résultats.
- l'analyse des débits classés. Le principe est d'identifier les événements particuliers (fuites, trop-plein) en rangeant les valeurs de débit journalier par classe ce qui permet de mettre en évidence les valeurs anormalement élevées ou faibles. L'interprétation repose sur la construction de diagrammes de débits classés où les différentes anomalies sont représentées par autant de ruptures de pentes de la droite représentative.
- Les analyses corrélatoire et spectrale. Ce type d'analyse repose sur le fait qu'un système possède un comportement de *filtre* ; l'état du système ne dépend que des entrées les plus récentes. En d'autres termes un système possède une *mémoire* plus ou moins longue des entrées antérieures, et le comportement du système est alors plus ou moins *inertiel*. Cette notion de filtre est à mettre en relation à la fois avec l'importance des réserves et l'organisation de la structure de drainage. Les différentes analyses permettent de quantifier cet effet au travers de divers paramètres et donnent une image de l'hydrogramme unitaire. La classification du système est alors possible en comparant ces informations à celles issues de systèmes de référence.
- Les traçages. Ils sont réalisés et interprétés selon une méthode quantitative. On utilise la notion de système traçage (partie du système karstique intéressée par le traçage) et sa réponse impulsionnelle représentée par la distribution des temps de séjours (DTS). Les paramètres déterminés sont le temps de transit, la vitesse apparente d'écoulement et le volume du système tracé. Associés à la forme de la DTS, ils renseignent sur les caractéristiques du système traçage.
- L'hydrogéochimie. Elle s'intéresse à la chimie des carbonates et plus particulièrement au système calco-carbonique. L'étude de la position par rapport à l'état d'équilibre de ce système chimique permet d'identifier le temps de séjours des eaux, les modalités de leur transit au sein de la zone noyée ou de la zone d'infiltration. Pour traiter les données souvent nombreuses, il est fait appel aux analyses multidimensionnelles ou à des méthodes de traitements plus spécifiques comme l'analyse de la distribution des fréquences de conductivité.

Elles ont pour point commun de caractériser le fonctionnement du système soit à partir du transfert, soit à partir du transit. L'ensemble des résultats obtenus, leur confrontation entre eux et avec les observations de terrain, aboutit à identifier la structure du système.

5.3. VALIDITE DE L'EVALUATION DES RESERVES EN EAU DES SYSTEME KARSTIQUES A PARTIR DE L'ANALYSE DES COURBES DE RECESSION.

Cette méthode, et notamment un de ses principaux paramètres le volume dynamique, est parfois discutée. Il était nécessaire d'en préciser les caractéristiques. Pour ce faire, nous avons donc entrepris une expérimentation sur modèle réduit.

Les résultats obtenus montrent que le volume dynamique correspond bien à un volume d'eau plus important que celui situé au-dessus du niveau de l'exutoire. Ceci est dû à la nature des vides qui composent le système karstique, mais aussi à des caractéristiques particulières de son fonctionnement (perte de charges singulières, non-stationnarité) qui affecte les pertes de charges commandant la loi de tarissement.

A la suite de ce travail, nous avons proposé le calcul d'un coefficient d'influence r qui doit permettre de distinguer certaines configurations des systèmes karstiques et de calculer la part du volume dynamique qui se trouve sous le niveau de l'exutoire.

Ainsi, il ressort que si le volume dynamique n'est pas pour autant égal à l'intégralité du volume des réserves, il en fournit bien une bonne estimation par défaut.

5.4. CONTRIBUTION DE L'APPROCHE FONCTIONNELLE A LA DEMONSTRATION DE LA RESSOURCE EN EAU A PARTIR DES POMPAGES D'ESSAI.

La démonstration de la ressource fait appel aux techniques d'essai par pompage. Là encore, il est nécessaire d'aborder l'interprétation de ces essais en tenant compte de la réalité de l'aquifère karstique.

Pour ce faire, nous avons les premiers éléments d'une méthode d'interprétation s'appuyant sur :

- un modèle simple du karst noyé qui isole les caractéristiques fondamentales de la structure et du fonctionnement du karst noyé ;
- une formulation systémique du pompage d'essai.

L'interprétation des essais est basée sur la comparaison de la fonction d'entrée et de la fonction de sortie du système. Nous avons distingué les cas d'un pompage sur SAD et sur un drain pour lesquels ces fonctions sont différentes.

Ceci permet de déterminer la réponse indicielle du système, à partir de laquelle il est possible d'identifier certains paramètres de la structure et du fonctionnement du karst noyé :

- type d'écoulement à partir du déphasage entrée-sortie ;
- la capacité du système à libérer ses réserves qui est marquée par le rendement de pompage R_p ;
- la *pérennité d'exploitation* qui est évaluée à partir de la vitesse de décroissance du rendement R_p .

L'application à divers exemples montrent que ces paramètres donne une bonne image du fonctionnement d'un système karstique sous l'effet d'un pompage, et qu'ils permettent d'évaluer la capacité de ces systèmes à être exploités.

5.5. CONCLUSION

Il ressort de l'ensemble de ces considérations que l'approche fonctionnelle, longtemps confinée dans un domaine de recherche fondamentale, permet bien une approche appliquée de l'aquifère karstique.

Si les outils ne sont pas encore tous disponibles, il existe suffisamment d'éléments pour qu'elle puisse servir de base à une méthodologie d'étude.

Il reste maintenant à montrer la pertinence et les limites de cette méthodologie. C'est ce que nous allons faire dans la troisième partie de ce mémoire qui présente son application à trois systèmes karstiques du sud-est de la France.

3ⁱème PARTIE

EXEMPLE D'APPLICATION

1. INTRODUCTION.

A l'issue de la présentation des méthodes de la phase d'identification, il est nécessaire de présenter la mise en oeuvre de la méthodologie dans l'étude de cas concrets. Trois études sont présentées. Réalisées en 1991; 1992 et 1993, elles concernent :

- le système d'Archiane ;
- le système de Gervanne ;
- le système de la forêt de Saoû.

L'intérêt de ces exemples est multiple. Ils permettent en premier lieu de mettre en évidence la pertinence de la méthodologie proposée pour l'étude des systèmes karstique, tout en montrant certaines limites.

De plus, ils illustrent la mise en oeuvre de la stratégie d'étude par étapes. En effet, les trois études s'inscrivent dans un même contexte général, visant à identifier le système le plus favorable à une exploitation. Aussi, la phase d'identification est engagée parallèlement pour chaque système. A l'issue de cette phase et en fonction des résultats obtenus, la phase de démonstration est entreprise uniquement sur le ou les systèmes reconnus favorables¹⁰.

2. CONTEXTE GENERAL.

La rivière Drôme connaît depuis plusieurs années des étiages sévères, liés aux caractéristiques de son bassin et accentués par des prélèvements agricoles importants, qui semblent même dépasser certaines années les capacités de la ressource. Pour faire face à ce problème, il a été envisagé d'avoir recours aux eaux souterraines pour soutenir l'étiage de la Drôme au travers d'une surexploitation.

Il existe dans le bassin de la rivière Drôme des aquifères de type karstique peu exploités :

- le système d'Archiane et le système de Gervanne dans le Vercors
- le système de la Forêt de Saoû dans le Diois,

Ces aquifères sont encore peu connus du point de vue de leur structure et de leur fonctionnement et ils sont susceptibles de renfermer une ressource en eau importante.

L'étude réalisée au cours des années 1991, 1992 et 1993 (Crochet & Al, 1992a, b et c; 1993; Crochet & Marsaud, 1992) a donc pour but :

- d'améliorer la connaissance hydrogéologique de ces systèmes ;
- de caractériser leur comportement ;
- d'identifier celui ou ceux présentant une configuration favorable à une exploitation ;
- de préciser le fonctionnement des éventuelles zones noyées ;

¹⁰ Les résultats présentés ici se limitent à l'identification des systèmes et à la démonstration des ressources.

3. PRESENTATION GENERALE.

3.1. LE SYSTEME KARSTIQUE D'ARCHIANE.

3.1.1. GEOMETRIE DU SYSTEME.

Situé à une dizaine de kilomètres à l'est de Die et à l'extrémité sud du massif du Vercors, le système karstique d'Archiane se développe dans les calcaires barrémo-bédouliens qui arment les reliefs du plateau de Glandasse. Le rebord de ces formations forme, au sud, le cirque d'Archiane qui surplombe la vallée du même nom. Elles reposent sur une assise marneuse du Néocomien-Barrémien basal, l'ensemble dessinant une ondulation synclinale de faible pendage d'axe NNW-SSE et centrée sur la vallée d'Archiane.

La structure tectonique du domaine étudié est simple. Les formations calcaires présentent un pendage très faible vers l'est ou le sud. Elles sont toutefois affectées d'une importante fracturation et de nombreuses failles de direction préférentielle NE-SW et de très faible rejet.

Le pendage général de l'édifice vers le sud favorise les écoulements dans cette direction. Cependant ces écoulements peuvent être barrés par des failles transversales comme cela semble être le cas à Archiane. Une partie des eaux de la partie nord du plateau de Glandasse semble, quant à elle, drainée par la faille de Jasneuf pour donner naissance à la source de Rays

L'épaisseur des calcaires hémipélagiques sous la source d'Archiane, dans lesquels pourrait se développer un karst noyé, est d'une centaine de mètres.

Les formations calcaires barrémiennes qui entourent la vallée d'Archiane constituent une entité géologique relativement homogène et bien isolée :

- elles reposent partout sur une assise marneuse du Néocomien-Barrémien basal ;
- elles passent latéralement vers le sud à des faciès plus marneux ;
- les limites NE et SW correspondent à des limites d'érosion sur les flancs de la structure synclinale qui affectent cette série ;
- vers le nord, le plateau calcaire se rétrécit fortement et les relations avec la série urgonienne sont compliquées par le jeu du système de failles NE-SW de Jasneuf-Cléry.

Dans le détail, le massif calcaire présente une architecture relativement complexe où l'on met en évidence la superposition de plusieurs corps carbonatés d'extension et de structure interne propre. Ces corps sont séparés par des intervalles plus argileux qui se développent de plus en plus vers le sud, tandis qu'ils disparaissent vers le nord. Des discontinuités sédimentaires importantes limitent ces unités.

Exemple d'application

Du point de vue hydrogéologique, l'exutoire principal du système est la source d'Archiane (figure 3.1) qui s'écoule au sud du village d'Archiane. C'est une des principales sources du Vercors, avec un débit d'étiage variant entre 70 et 300 l.s⁻¹. Sur la période 1971-1990, la source est restée pérenne avec un module annuel de 1.570 m³.s⁻¹ et un débit maximum de 21.4 m³.s⁻¹. Elle est surmontée de trois grottes qui fonctionnent en trop-plein lors des crues importantes, et dont l'une (Grotte de Tournières) a été plongée sur 30 m.

Le drainage du massif est complété à l'ouest par la source de Rays, qui draine le caisson nord-ouest de la montagne de Glandasse (50 l.s⁻¹ à l'étiage), les sources de l'abbaye de Valcroissant alimentées par le versant sud-est de la montagne de Glandasse (35 l.s⁻¹ à l'étiage) et la source de la Doux qui pourrait être alimentée en partie par l'extrémité sud de la montagne de Glandasse.

Les phénomènes karstiques sont représentés principalement par l'existence de lapiaz sur le plateau et quelques cavités. Aucun regard sur la zone noyée n'a été découvert à ce jour, les formes endokarstiques étant principalement des gouffres verticaux sans extension horizontale.

Les limites retenues pour l'impluvium sont dressées à partir des informations géologiques. Les principaux points à retenir sont :

- la faille de Cléry constitue une limite imperméable qui isole le plateau de Glandasse des hauts plateaux du Vercors ;
- la faille de Jasneuf draine probablement les rochers de Plautret pour alimenter la source de Rays. Cette partie est donc retirée de l'impluvium.
- la structure synclinale centrée sur la vallée d'Archiane ainsi que le pendage général favorisent le drainage vers le sud. Compte tenu de cette structure, il est peu probable que l'extrémité sud de la montagne de Glandasse puisse être drainée par la source d'Archiane. Une limite arbitraire est fixée à ce niveau.

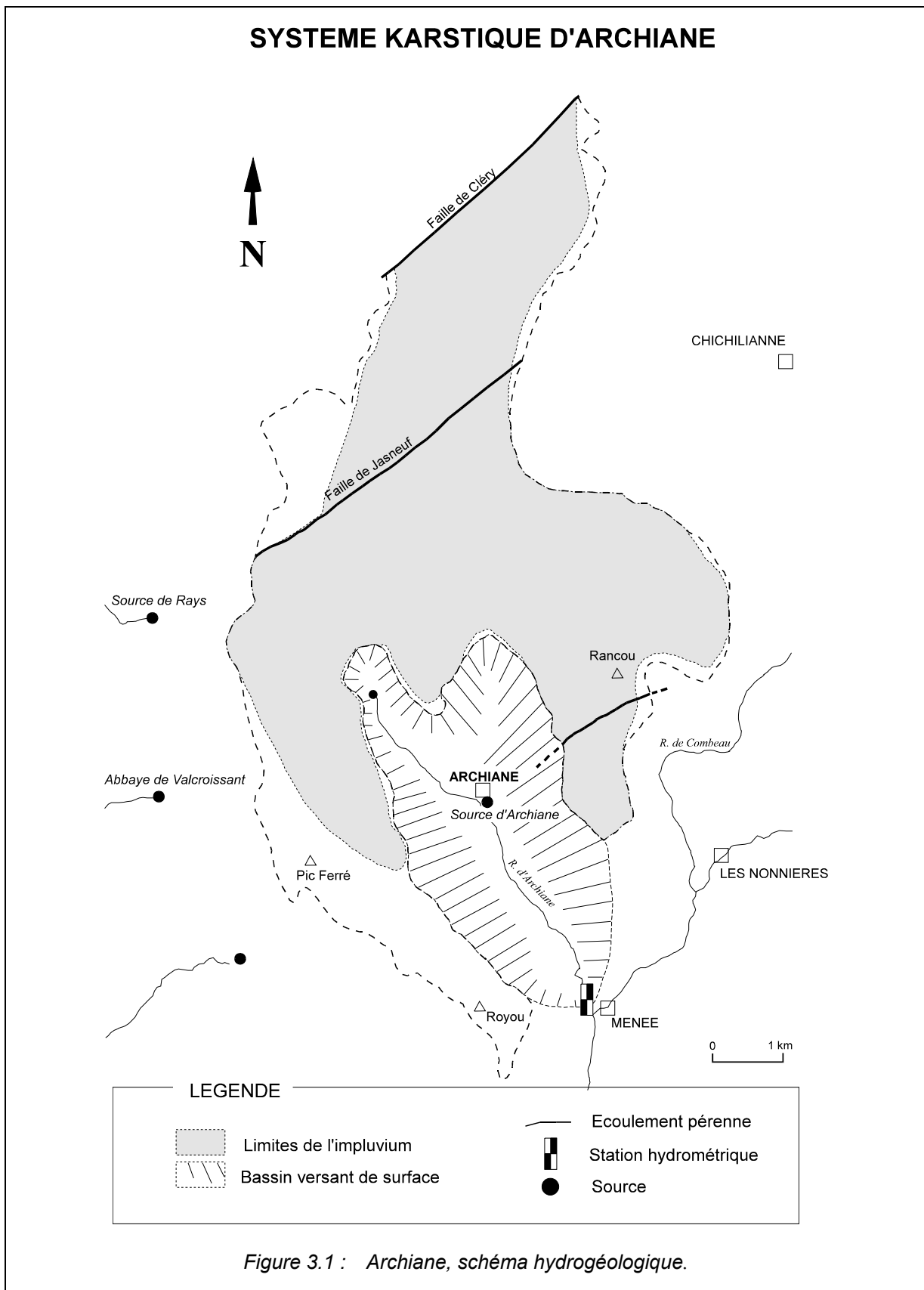
Compte tenu de ces éléments, la superficie de l'impluvium est de 43 km². L'impluvium est entièrement karstique, le système d'Archiane est donc de type unaire.

3.1.2. DONNEES ET CRITIQUES.

La station pluviométrique retenue pour réaliser les différentes analyses est celle de Chichilianne (Météorologie Nationale). L'observation et les données montrent qu'il existe de novembre à mai un manteau neigeux relativement important sur le plateau.

Pour l'étude des débits, la station utilisée est celle de Menée qui est située 10 km à l'aval de la source d'Archiane. Celle-ci jauge en plus de la source, les débits provenant des exhaures de la reculée ouest et un petit bassin versant de surface. Le module annuel calculé sur 20 ans (1971-1990) est de 1.57m³.s⁻¹, avec un minimum de 70 l.s⁻¹ (novembre 1978) et un maximum de 21.4 m³.s⁻¹ (mai 1971)

En raison des importantes lacunes de mesure en 1970 et après 1977, la période d'étude est limitée à 1971-1978, cette durée étant suffisamment longue pour les traitements employés.



3.1.3. VERIFICATION DU BILAN HYDROLOGIQUE.

Le bilan hydrologique est calculé pour la période 1971-1978. Les termes du bilan sont récapitulés dans le tableau 3.1.

Lame d'eau annuelle précipitée	1285 mm
Température moyenne sur le plateau	7°C
ETR Turc	520 mm
Volume moyen annuel écoulé à la station de Menée	49.5 Mm ³
Volume moyen annuel infiltré	45.7 Mm ³
<i>Tableau 3.1 : Archiane, termes du bilan hydrologique pour la période 1971-1878.</i>	

Le volume moyen infiltré correspond au volume d'eau infiltré sur l'impluvium et au volume ruisselé sur le bassin versant jaugé par la station de Menée (coefficient de ruissellement estimé : 60 %)

L'écart entre les entrées et sorties est de 8%. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce déficit :

- ETR surestimée compte tenu de la faible végétation du plateau ;
- sous-évaluation de la superficie de l'impluvium ;
- apports latéraux par le nord (faille de Cléry), par le sud au niveau du bassin de surface, ou par l'extrémité sud de la montagne de Glandasse.

Compte tenu du fait que le déficit obtenu correspond à une valeur peu significative, les limites fixées sont considérées comme fiables.

3.2. LE SYSTEME KARSTIQUE DE GERVANNE.

3.2.1. GEOMETRIE DU SYSTEME.

Le bassin versant de la Gervanne est situé à l'extrémité sud-ouest du massif du Vercors, dans le Diois nord-occidental, à une vingtaine de kilomètres à l'est de Die. Cette rivière prend naissance dans le

vallon de l'Omlèze, au pied des plateaux calcaires du Vercors, et chemine sur 25 km vers le SSW, pour se jeter dans la Drôme à Blacons.

Le bassin versant de la Gervanne occupe une vaste structure synclinoriale N-S encadrée d'une part par les anticlinaux de Die et de l'Omlèze à l'est, d'autre part par l'anticlinal des Monts du Matin. Le centre du synclinorium est principalement constitué par les formations calcaires et marno-calcaires du Barrémo-Bédoulien qui représentent la terminaison méridionale de la plate-forme carbonatée urgonienne du Vercors et le passage aux faciès marneux du bassin vocontien vers le sud.

La partie supérieure du bassin versant de la Gervanne au nord et à l'ouest de Beaufort est une région au relief relativement accidenté, qui correspond à l'extrémité méridionale très dentelée du plateau calcaire du Vercors. Cette région se caractérise par une inversion de relief se traduisant par l'existence de synclinaux perchés (1000 m) dont le coeur est constitué des terrains du Crétacé supérieur (synclinal du Vellan, de Gigors et de Suze). La partie inférieure de ce bassin versant est au contraire un domaine de vallons et collines culminant à 450 m.

C'est à la jonction de ces deux ensembles que se localise au sud du village de Beaufort, près du lit de la Gervanne, la source des Fontaigneux connue dans la région pour son débit relativement fort (débit moyen de 900 l.s⁻¹). Elle est pérenne et son débit d'étiage moyen est d'environ 270 l.s⁻¹ (débit minimal sur la période 1970-1990: 160 l.s⁻¹ en décembre 1985). Cette source se présente sous la forme d'une vasque peu profonde dont l'alimentation se fait apparemment au travers d'éboulis. Elle constitue l'exutoire principal du système karstique de la Gervanne.

Sa localisation peut s'expliquer par la concordance de plusieurs paramètres géologiques :

- elle se situe dans une zone de transition entre les faciès calcaires et marneux de la série ;
- la région de Beaufort correspond à une cuvette tectonique à l'intersection entre deux ondulations synclinales N-S et E-W, ce qui peut favoriser la concentration des écoulements.
- la présence de la faille de Boussonelle qui provoque le contact entre les formations barrémiennes et albo-aptiennes marneuses.

Le système de la Gervanne ne comporte aucune paléostructure connue à ce jour. Les principaux phénomènes karstiques sont situés dans la partie aval du bassin versant et constituent des exutoires temporaires :

- le Brudoux, galerie en méandre se développant sur 75 m avec présence d'un écoulement souterrain de faible ampleur ;
- le Sarrier, fonctionnant en trop-plein lors de crues importantes ;
- la Bourne, située 860 m en amont de la source des Fontaigneux fonctionnant en trop-plein lors des crues. Cette galerie a été reconnue en plongée sur plus de 2 km. Son débit peut atteindre plus de 2 m³.s⁻¹.

Un kilomètre à l'amont de l'exutoire, la Gervanne se perd en partie. Ces pertes sont suffisamment importantes pour capturer entièrement le cours d'eau à l'étiage.

Plusieurs colorations et traçages ont été effectués par le passé. Les éléments concernant ces expériences sont résumés au tableau 3.2.

Ces résultats montrent :

- une relation entre la Bourne et les Fontaigneux ;
- une relation entre les pertes de la Gervanne et les deux exutoires de la Bourne et des Fontaigneux.

Exemple d'application

DATE	AUTEUR	LIEU D'INJECTION	RESTITUTION
Septembre 1985	A. Bourgoïn	La Bourne	Fontaigneux (± 5 h)
Décembre 1985	SRAE	Perte Gervanne	La Bourne Fontaigneux
Août 1989	SRAE	Perte Gervanne	La Bourne (21 h) Fontaigneux (18 h 30)
Octobre 1989	L. Sommeria	La Bourne	Fontaigneux (9h) - restitution 90 % - vitesse 110 m.h ⁻¹
Juin 1989	SRAE	Forage rive droite Gervanne	Fontaigneux (4 j) - restitution 30 % - vitesse 55 m.h ⁻¹
Septembre 1992	?	Nouvelle Perte Gervanne	?
<i>Tableau 3.2 : Gervanne, principaux résultats de traçages antérieurs.</i>			

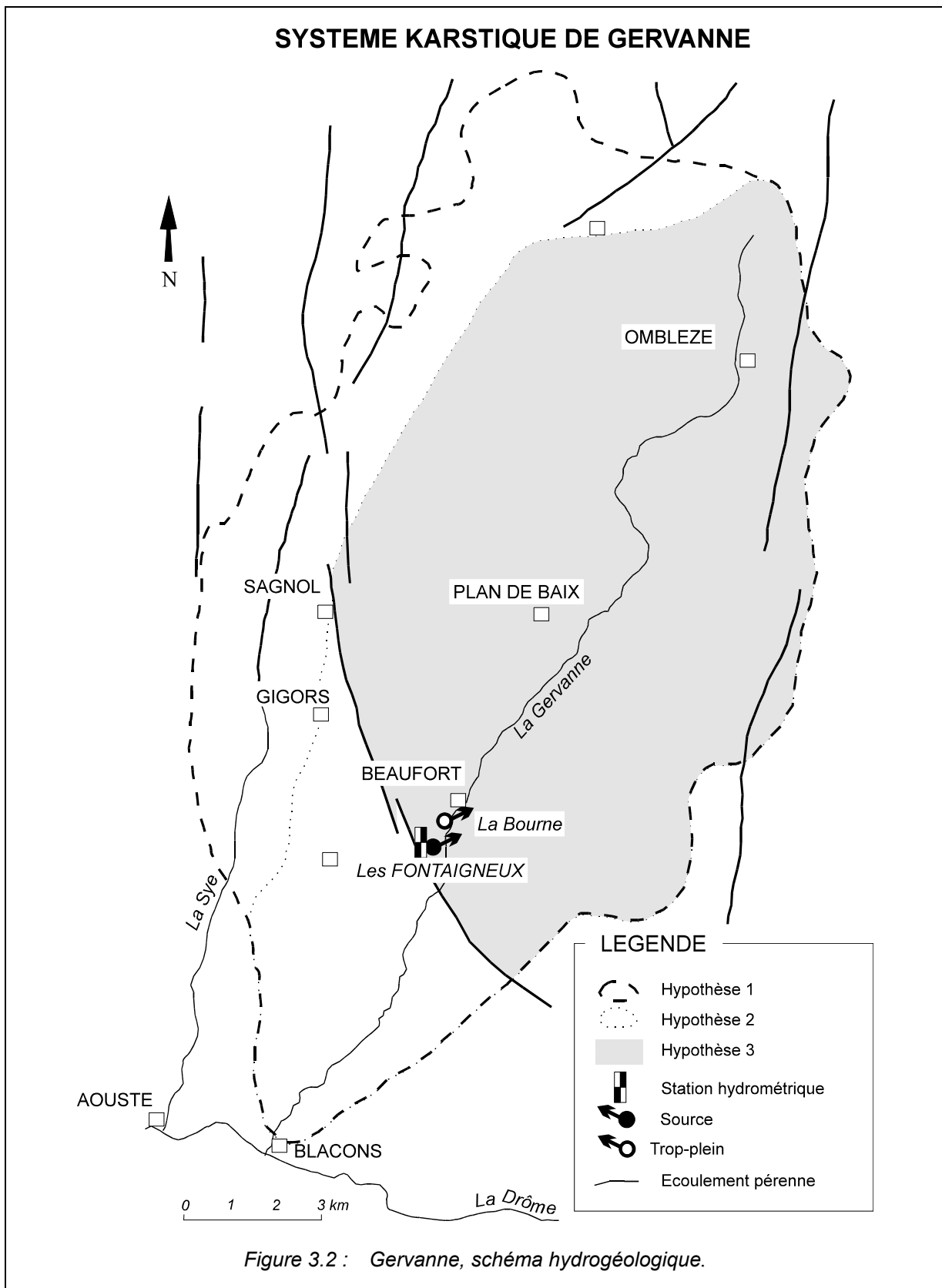
L'ensemble de ces éléments conduisent à la détermination des contours présumés de l'impluvium du système (figure 3.2) :

- les limites nord et nord-ouest du système sont délicates à déterminer car les formations barrémobédouliennes dépassent le bassin versant de la Gervanne, mais sont rapidement bordées vers le nord et l'ouest par les marnes néocomiennes. L'aquifère constitué au nord par les calcaires céno-mano-turonien a été inclus dans l'impluvium, malgré son isolement par marnes alboaptiennes. En effet, les écoulements de cette formation sont récupérés par les calcaires barrémobédouliens au niveau du synclinal de Villan.
- l'assise néocomienne qui affleure sur le flanc est de ce synclinorium constitue la limite orientale ;
- l'extension vers le sud est limitée par le relèvement tectonique de la série crétacée sur les flancs de l'anticlinal E-W de St-Benoît la Clastre et par l'évolution de la série barrémienne vers un faciès marneux. Aussi deux limites peuvent être envisagées :
 - la faille de Boussonelle, qui relève la série crétacée en aval immédiat de la source des Fontaigneux ;
 - la zone de transition de la série barrémienne qui devient plus marneuse au sud.

Trois hypothèses de limites de l'impluvium sont donc proposées :

- l'hypothèse minimale (1) qui repose sur les limites topographiques du bassin versant et considère le rôle d'écran joué au sud par la faille de Boussonelle ;
- l'hypothèse moyenne (2) intégrant à la zone précédente l'extension des formations barrémobédouliennes au sud ;
- l'hypothèse maximale (3) prenant les affleurements des marnes néocomiennes comme limites de l'impluvium.

Les superficies sont respectivement de 125, 157 et 200 km².



3.2.2. DONNEES ET CRITIQUES.

La zone étudiée comprend une station météorologique située à Beaufort-sur-Gervanne. La différence d'altitude entre le plateau supérieur (1000 m) et cette partie du bassin (400) introduit un biais sur la quantité d'eau précipitée globalement sur le bassin.

La moyenne inter-annuelle des précipitations pour la période 1971-1990 est de 820 mm. Le maximum des précipitations est à l'automne et le minimum en juillet. Il faut noter le caractère orageux des précipitations de juillet et août.

Du point de vue hydrométrique le bassin de la Gervanne comprend :

- deux stations de jaugeage sur la Gervanne (Plan-de-Baix et Beaufort) ;
- une station sur la source des Fontaigneux.

La disposition de ces stations ne permet pas d'effectuer un bilan global des écoulements. En effet, les écoulements en provenance des trop-pleins (la Bourne et le Sarrier) se déversent à l'aval de la station de Beaufort, sans être mesurés. De plus, il faut signaler la présence d'un bras mort contournant la station de jaugeage des Fontaigneux qui est susceptible d'être actif lors des crues.

La chronique des débits aux Fontaigneux comporte de nombreuses lacunes à partir de 1976. En conséquence, seuls les cycles 1970 à 1975 sont utilisés pour les analyses corrélatoire et spectrale et l'analyse des débits classés. En revanche pour l'analyse des courbes de récession, les données de toute la période sont utilisées, lorsque cela est possible.

3.2.3. VERIFICATION DU BILAN HYDROLOGIQUE.

Le bilan hydrologique est calculé pour la période 1970-1975. Les termes du bilan sont récapitulés dans le tableau 3.3

Lame d'eau annuelle précipitée	820 mm
température moyenne	11°C
ETR Turc	470 mm
volume moyen annuel écoulé aux Fontaigneux	28 Mm ³
Volume moyen annuel de la Gervanne écoulé à Beaufort	31 Mm ³
<i>Tableau 3.3 : Gervanne, termes du bilan hydrologique.</i>	

L'évaluation des entrées et sorties du système comporte deux biais :

- les volumes infiltrés sont sous-évalués compte tenu de l'altitude de la station de Beaufort par rapport à celle de l'ensemble du bassin versant ;
- les écoulements de crue de la Bourne ne sont pas pris en compte dans les sorties du système.

Les volumes infiltrés ont été calculés pour chacune des différentes limites envisagées à partir des éléments géologiques, les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau 3.4.

Hypothèse	Superficie	Volume annuel infiltré
1	125 km ²	37.5 Mm ³
2	157 km ²	47 Mm ³
3	200 km ²	60 Mm ³

Tableau 3.4: Gervanne, variabilité du volume annuel infiltré en fonction de la superficie de l'impluvium.

Le volume infiltré avec une superficie de 200 km² correspond aux écoulements cumulés de la Gervanne à Beaufort et des Fontaigneux (59 Mm³), à la condition que la sous estimation du volume infiltré liée à l'altitude de la station corresponde au volume écoulé à la Bourne. Cette condition n'étant pas vérifiable, l'hypothèse maximale est donc à priori retenue.

3.3. LE SYSTEME DE LA FORET DE SAOU.

3.3.1. GEOMETRIE DU SYSTEME.

Le massif de la forêt de Saoû se situe à la limite occidentale du Diois, entre la vallée de la Drôme au nord et celle du Roubion au sud. Il occupe une cuvette elliptique allongée d'est en ouest sur 12.5 km, et large de 2 km en moyenne.

Cette cuvette est parfaitement individualisée par les hautes falaises calcaires qui l'entourent totalement. Celles-ci culminent à l'est et s'abaisse à 885 m à son extrémité ouest. Le fond de la cuvette est, quant à lui, à une altitude d'environ 400 m.

D'un point de vue géologique, le massif de la forêt de Saoû présente la structure typique d'un synclinal perché. Son axe, de direction E-W, plonge légèrement vers l'ouest. Il se relève à l'extrémité occidentale du synclinal entraînant la fermeture du système. L'armature de ce synclinal est constituée par la barre des calcaires gréseux du Cénomano-Turonien, épaisse de 400 à 550 m, qui forme les falaises de la structure de Saoû et tapisse une grande partie de la cuvette intérieure.

Le fond de la dépression, c'est-à-dire le coeur du synclinal, est occupé par des formations plus terrigènes du Turonien supérieur-Conacien. La barre carbonatée cénomano-turonienne repose partout sur une épaisse assise marneuse de l'Albo-Aptien qui affleure tout autour de cette structure perchée.

La région du Perthuis de la forêt, constituant la partie inférieure de la cuvette, correspond au coeur d'une ondulation N-S que dessine le synclinal. Un repli anticlinal fait en outre remonter le substratum des calcaires dans ce secteur.

Exemple d'application

Des formations superficielles tapissent localement le fond de la cuvette synclinale. Elle se décomposent en deux types de dépôts :

- des éboulis de versant qui favorisent l'infiltration au détriment du ruissellement ;
- des dépôts alluviaux localisés dans la partie inférieure de la cuvette, dans le secteur du Perthuis de la forêt. L'épaisseur moyenne de ces dépôts est de l'ordre de 25 m.

L'essentiel de la cuvette est drainé d'est en ouest par la Vèbre. Elle traverse la falaise méridionale au niveau du défilé du Perthuis et parcourt la cluse de Saoû avant de rejoindre le Roubion. Le Lausens, draine une petite cuvette de 3 km² à l'extrémité ouest de la forêt.

Aucun réseau spéléologique n'est connu et les formations susceptibles d'être karstifiées ne présentent pas de géomorphologie karstique bien affirmée, les phénomènes de dissolution étant pratiquement inexistantes en surface.

La forêt de Saoû ne possède pas d'exutoire karstique de surface individualisé. Les principales venues d'eau inventoriées sont les suivantes :

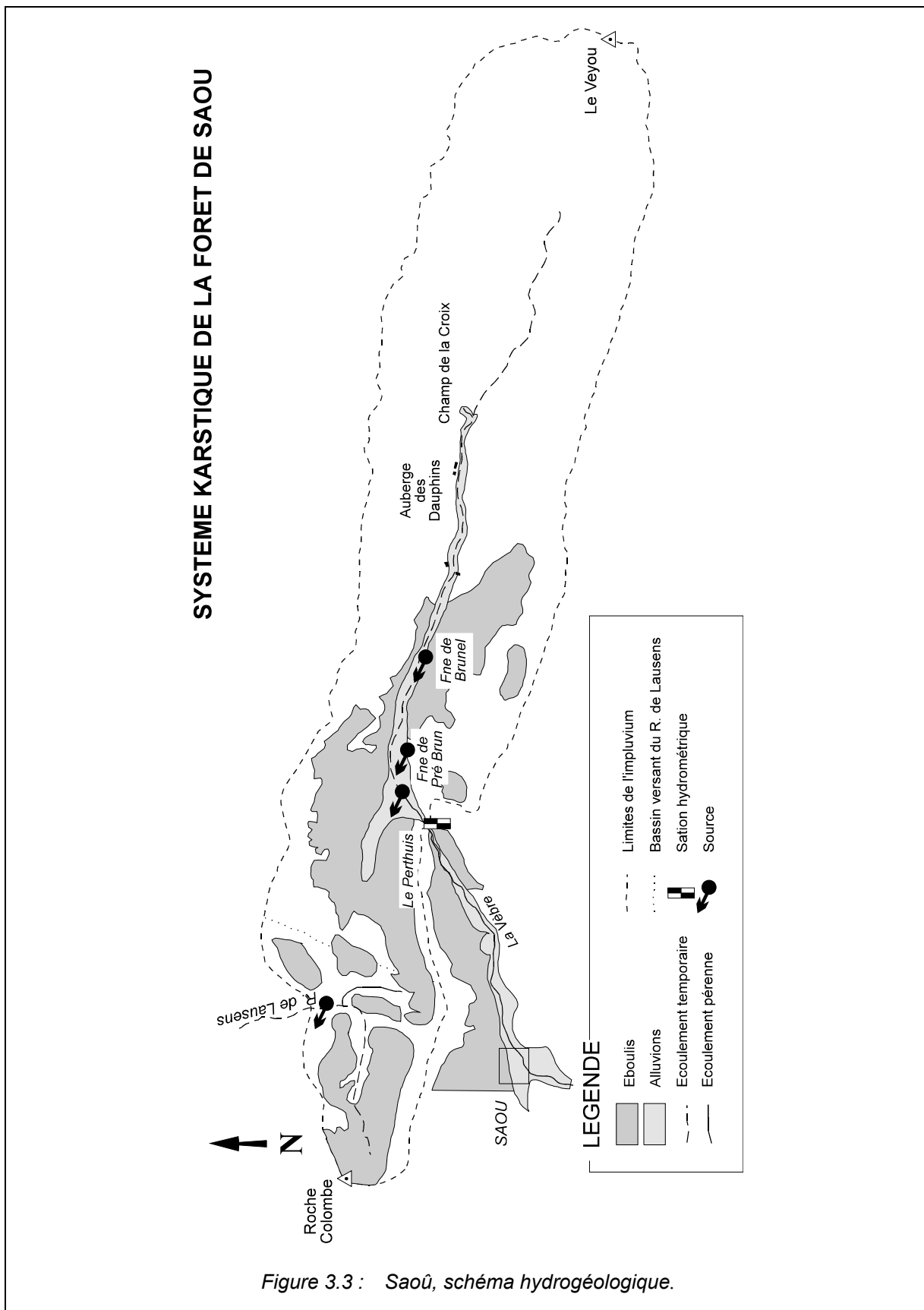
- source du champ de la Croix : cette source temporaire, qui alimente le cours supérieur de la Vèbre fait l'objet d'un captage enterré ;
- émergences diffuses en amont du Perthuis : celles-ci, échelonnées le long des fossés, assurent le débit d'étiage de la Vèbre ;
- source du refuge de bois vert : elle est constituée par des écoulements issus de petites fissures alimentées par des éboulis de pente. Son débit est très faible.

Il existe sur le versant ubac, plus humide, de petites émergences pérennes de débit négligeable. De même, sur le pourtour de la forêt de Saoû, plusieurs sources apparaissent au contact des marnes noires pour se perdre ensuite dans les éboulis.

Une campagne de reconnaissance des formations alluviales a été réalisée en 1967 (géophysique, sondage de reconnaissance). Les résultats montrent que les alluvions ont une épaisseur variable (16 à 36 m), les valeurs de transmissivité mesurée s'étalant de $6 \cdot 10^{-3}$ à $1.6 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Puisque la structure est bien individualisée, la ligne de crête constituée par les calcaires turoniens a été retenue comme contour de l'impluvium (figure 3.3). Les débits de la Vèbre n'étant suivis que jusqu'au Perthuis, le synclinal annexe de Saoû, situé en aval, est exclu des limites du système. A l'amont du champ de Croix, la Vèbre est à sec presque toute l'année, les rares écoulements correspondant aux orages et à la fonte des neiges. A l'aval, la Vèbre coule de façon intermittente, les eaux se perdant rapidement dans les alluvions. A l'étiage, le débit de la Vèbre est uniquement dû aux sources situées en amont du Perthuis.

La superficie correspondante est de 23.8 km², dont 3 km² constituent le bassin versant du ruisseau de Lausens. Celui-ci et la Vèbre drainent l'intégralité du synclinal. Compte tenu de l'absence d'exutoire principal et de la dispersion des différentes sources, les traitements sont effectués sur la Vèbre.



3.3.2. DONNEES ET CRITIQUES.

Les données pluviométriques sont celles de la station de Bourdeaux, situé à 7 km au sud de la forêt de Saoû. Une étude réalisée par le SRAE a mis en évidence une pluviométrie homogène sur l'ensemble de la forêt de Saoû, légèrement supérieure à celle mesurée à la station de Bourdeaux.

Les données hydrométriques sont issues de la station de jaugeage de la Vèbre au pont du Perthuis. La chronique des débits journaliers s'étend de septembre 1967 à décembre 1968.

3.3.3. VERIFICATION DU BILAN HYDROLOGIQUE.

Le calcul du bilan hydrologique ne peut être exploité compte tenu de la mauvaise connaissance des facteurs climatiques de la forêt de Saoû. La température notamment, a un caractère particulier en raison de la disposition de la structure, de sa végétation et de la faiblesse de l'ensoleillement.

De plus, une partie des écoulements s'effectue au niveau de station de jaugeage dans les alluvions et dans les calcaires sous-jacents.

4. IDENTIFICATION.

4.1. CARACTERISATION EN TERME DE TRANSFERT.

4.1.1. LE SYSTEME KARSTIQUE D'ARCHIANE.

4.1.1.1. Analyse des débits classés.

La chronique analysée s'étend sur 8 cycles hydrologiques, de 1971 à 1978. Dans un premier temps l'analyse est conduite à l'aide de classes de débits de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (figure 3.4).

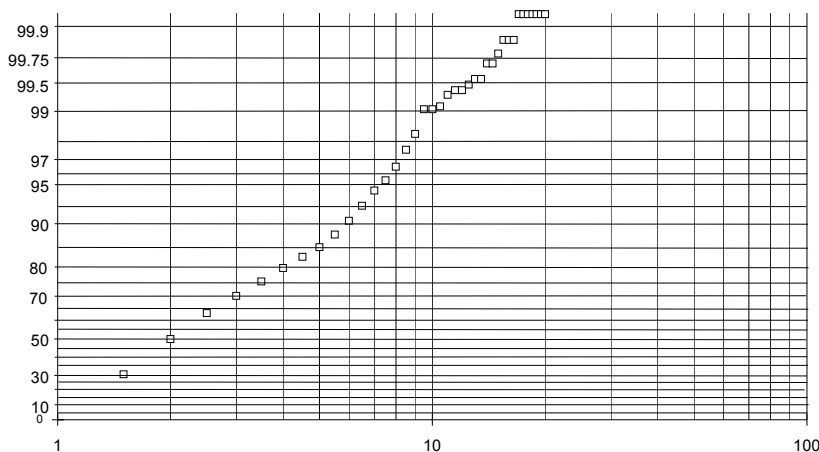


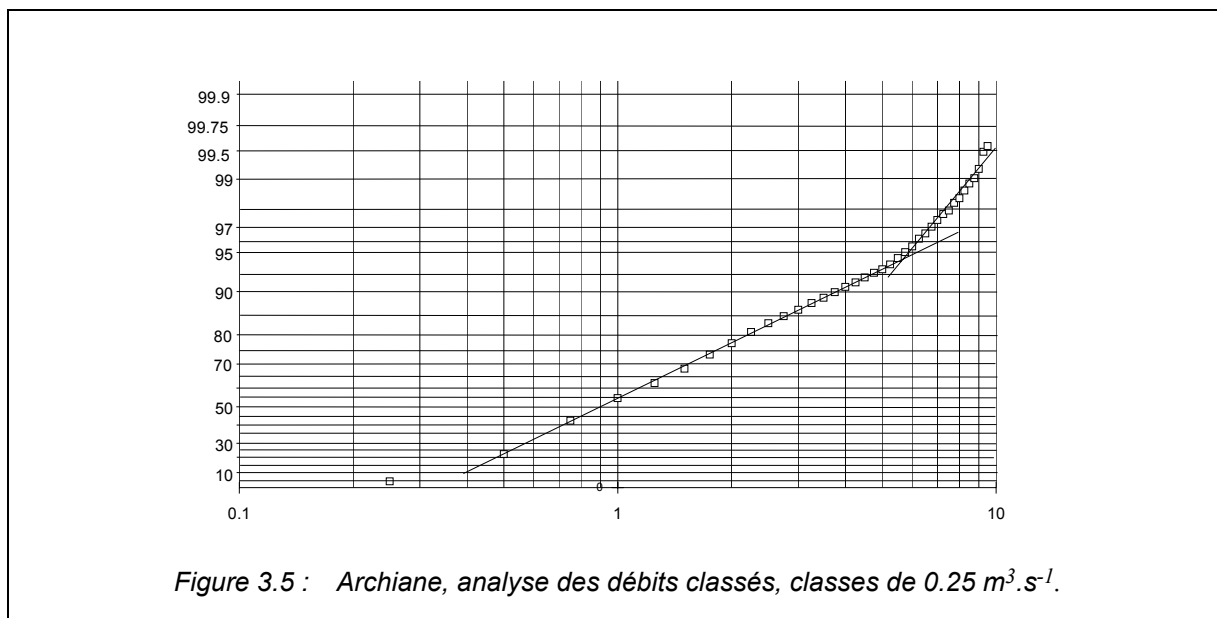
Figure 3.4 : Archiane, analyse des débits classés, classes de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

La courbe obtenue est complexe dans le domaine des forts pourcentages. Ceci est dû au faible nombre d'individus (0 à 3) pour les classes au dessus de $9.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, valeurs qui correspondent aux pointes de crues importantes et qui présentent un caractère exceptionnel. Pour supprimer cet effet, une deuxième analyse est réalisée en regroupant les classes supérieures à cette valeur et avec un intervalle de classe plus fin ($0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)(figure 3.5).

La courbe s'ajuste alors selon deux droites, une rupture de pente intervenant pour les débits supérieurs à $5.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'ajustement, de type logarithmique est caractéristique d'une importante vitesse de croissance et de décroissance des débits.

Exemple d'application

L'explication de cette rupture de pente est délicate. Elle correspond à un trop-plein au sens large, c'est-à-dire qu'une partie des eaux s'écoule vers un autre exutoire. Cependant, cette variation ne peut être attribuée à la mise en fonctionnement de trop-pleins correspondant aux cavités situées au dessus de la source d'Archiane, car les écoulements qui en seraient issus sont jaugés par la station de Menée.



Comme cette rupture de pente se produit pour de forts débits, plusieurs hypothèses doivent être envisagées :

- contournement en crue de la station de Menée (hypothèse facilement vérifiable par une campagne d'observation) ou défaut de la courbe de tarage.
- impluvium fluctuant en fonction de l'état du karst noyé, une partie des écoulements s'écoulant vers un autre exutoire lors des hautes eaux.

Bien qu'apparemment contradictoire, la deuxième hypothèse est cohérente avec l'information obtenue lors de la vérification du bilan hydrologique qui tend à montrer la présence d'apports. L'impluvium réel est probablement plus étendu en basses eaux, mais les apports sont, à l'échelle du cycle, plus élevés que les fuites.

La structure tabulaire du réservoir, qui facilite ce type d'échange, conforte cette deuxième hypothèse. Dans le cas présent, ce comportement doit probablement être attribué à la faille de Jasneuf et à la source de Rays qui draine un compartiment de taille variable en fonction du niveau des eaux.

4.1.1.2. Analyse des courbes de récessions.

L'ajustement des courbes de récession a été réalisé sur cinq cycles hydrologiques (annexe 3). Les paramètres moyens et extrêmes sont résumés au tableau 3.5. L'exemple du cycle 1973 est présenté figure 3.6.

Paramètres	Minimum	Moyenne	Maximum
Coefficient de tarissement	0.0103	0.0145	0.0177
Volume dynamique	1.75 Mm ³	2.16 Mm ³	4.45 Mm ³
Coefficient d'hétérogénéité d'écoulement	0.524	1.17	1.69
Coefficient d'infiltration	0.0185	0.0254	0.05

Tableau 3.5: Archiane, valeurs extrêmes et moyennes des paramètres de l'ajustement des courbes de récession (cycles 1871 à 1978).

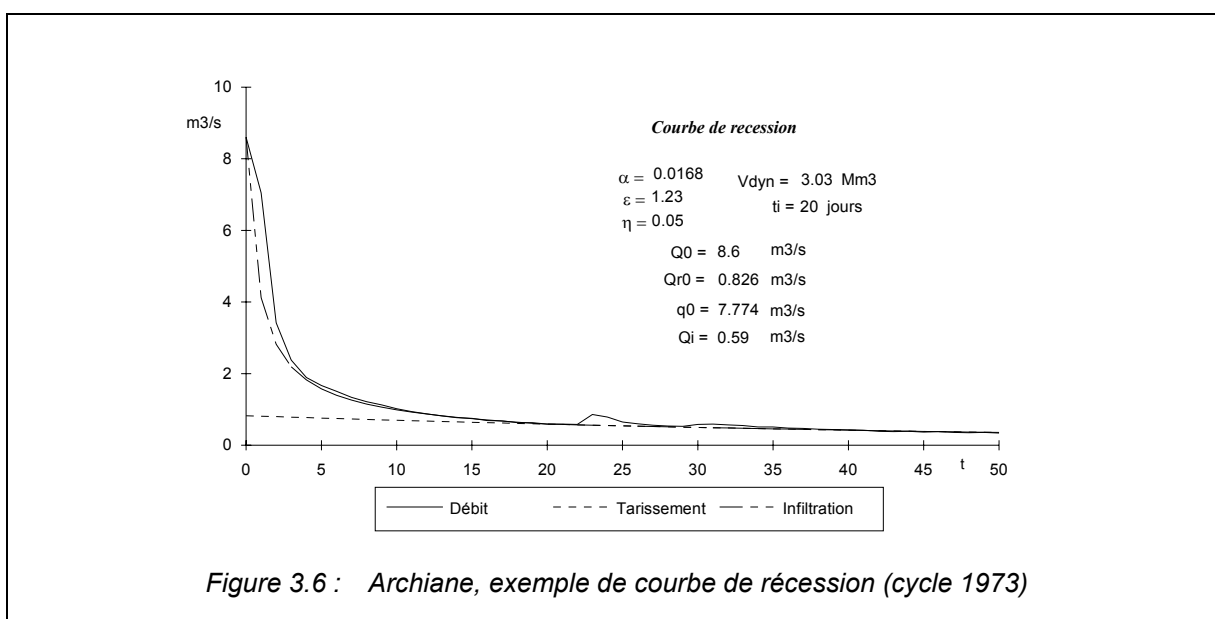


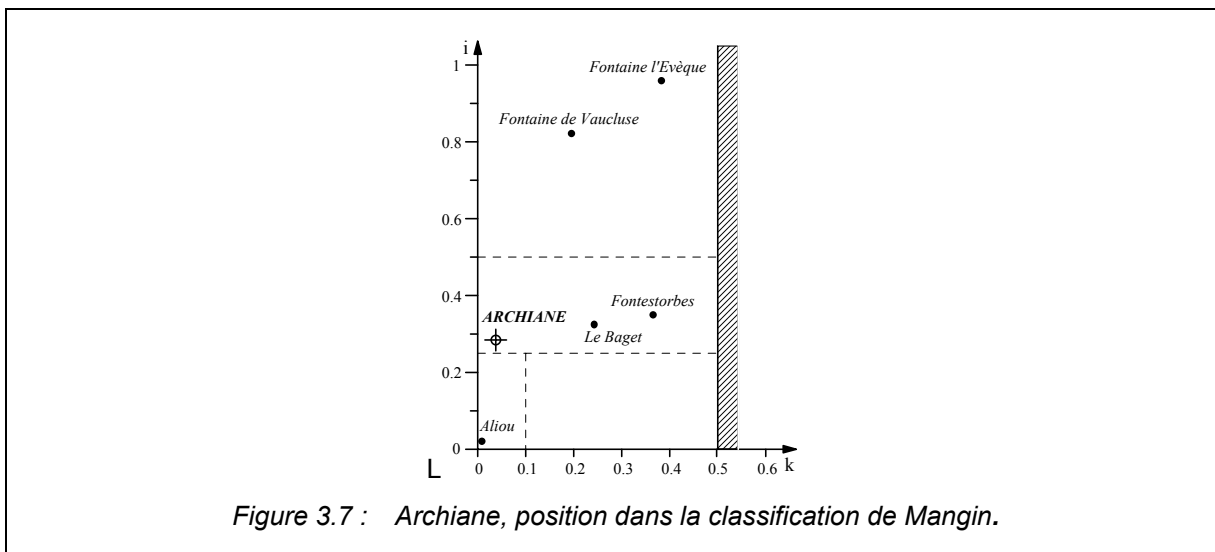
Figure 3.6 : Archiane, exemple de courbe de récession (cycle 1973)

Les coefficients d'hétérogénéité globalement élevés et les temps d'infiltration courts traduisent une karstification importante. Toutefois, la valeur variable selon les cycles de ϵ traduit l'influence du manteau neigeux. Les décrues des cycles les plus neigeux (1972, 1975, 1978) se traduisent par les valeurs les plus faibles.

Les valeurs du volume dynamique sont aussi très variables (variation de l'ordre de 100 %). La plus forte valeur obtenue est celle du cycle 1972 qui présente d'importantes précipitations neigeuses. Ceci traduit la forte dépendance des réserves du système vis-à-vis des précipitations neigeuses, la fonte des neiges au printemps participant de manière importante à leur reconstitution en régulant les apports. Le karst noyé est donc sensible aux variations saisonnières de l'alimentation..

Les paramètres k et i valent respectivement 0.04 et 0.28. Le report de ces valeurs sur le diagramme de Mangin (figure 3.7) permet de comparer le karst d'Archiane avec d'autres systèmes. Ces valeurs sont caractéristiques d'un système de faible régulation et d'un transit moyennement rapide des eaux vers l'exutoire. Le système se positionne donc dans la zone des systèmes à faible pouvoir régulateur et de forte karstification.

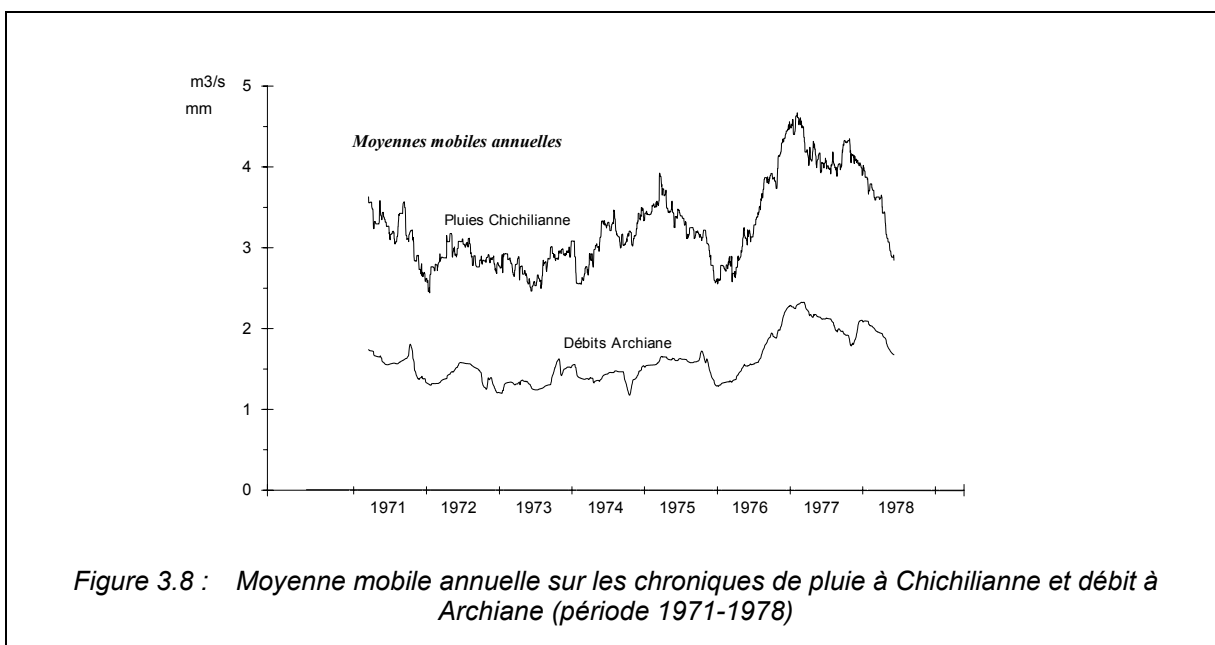
Exemple d'application



4.1.1.3. Traitements par moyennes mobiles.

Le filtrage des chroniques par moyenne mobile d'amplitude annuelle permet d'isoler les tendances annuelles et pluri-annuelles des débits et des précipitations.

La chronique issue du filtrage des précipitations (figure 3.8) met nettement en évidence le caractère déficitaire des cycles 1971 à 1976, alors que les cycles 1977 et 1978 sont excédentaires, les extrêmes correspondants aux cycles 1973 et 1977.



La chronique filtrée des débits a une structure globalement analogue à celle des précipitations : on retrouve les mêmes variations pour chacun des cycles. C'est ainsi que le cycle 1976, déficitaire en

pluie l'est aussi en débit bien que 1975 soit excédentaire. Il n'y a donc pas eu de stockage de réserves en 1975 qui auraient soutenu le cycle 1976.

Le système d'Archiane apparaît donc comme peu régulateur à l'échelle pluri-annuelle.

4.1.1.4. Analyses corrélatoires et spectrales.

4.1.1.4.1. Analyse globale à long terme de la période 1971-1978.

Le corrélogramme de l'analyse à long terme des débits (figure 3.9) présente une décroissance lente de la valeur de r_k , ainsi que l'apparition de deux structures périodiques. Ces périodicités sont soulignées sur le spectre (figure 3.10) par des pics bien marqués correspondant au cycle hydrologique (365 j) et au cycle nival (180 j).

Ces résultats montrent que le système joue un rôle de régulation annuelle dans la mesure où il restitue de la même façon chaque année les volumes d'eau infiltrés, et ceci quelle que soit la répartition saisonnière des précipitations. La présence d'une période à 180 jours montre que cette régulation est en partie assumée par le manteau neigeux sur le plateau qui concentre au printemps l'alimentation par les pluies de l'hiver, déformant le cycle hydrologique.

La faible valeur du spectre à l'origine montre qu'il n'y a pas de régulation pluri-annuelle : les réserves accumulées au court d'un cycle hydrologique ne bénéficient pas au cycle suivant.

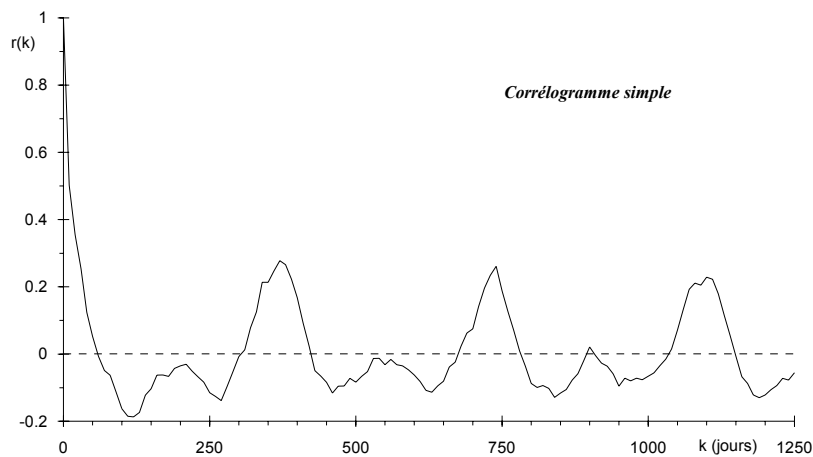
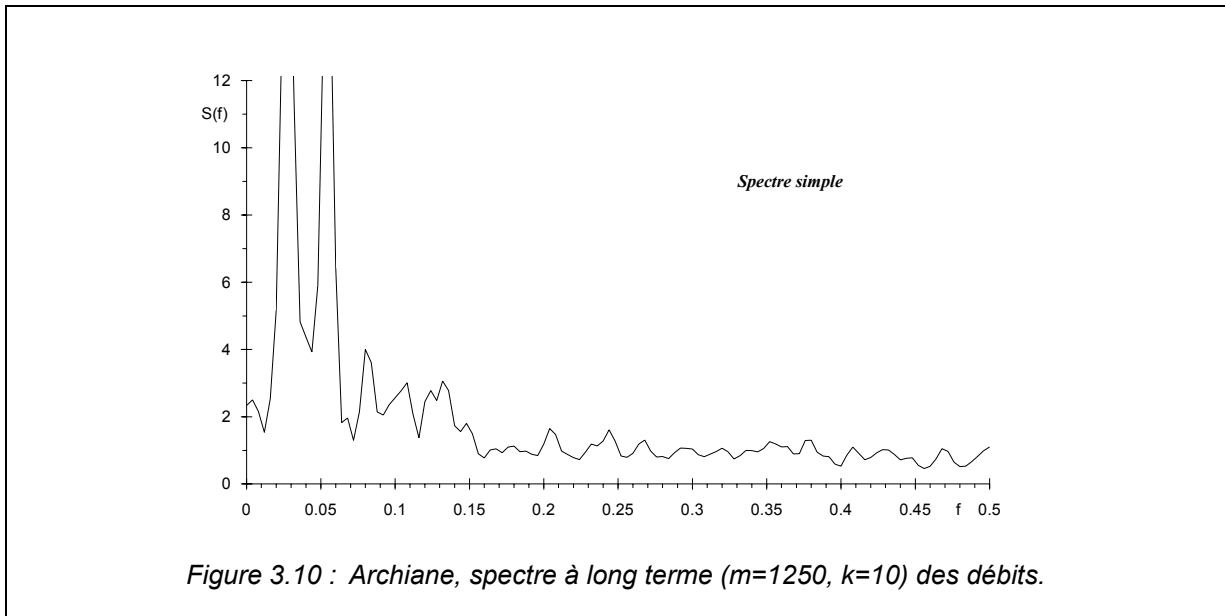


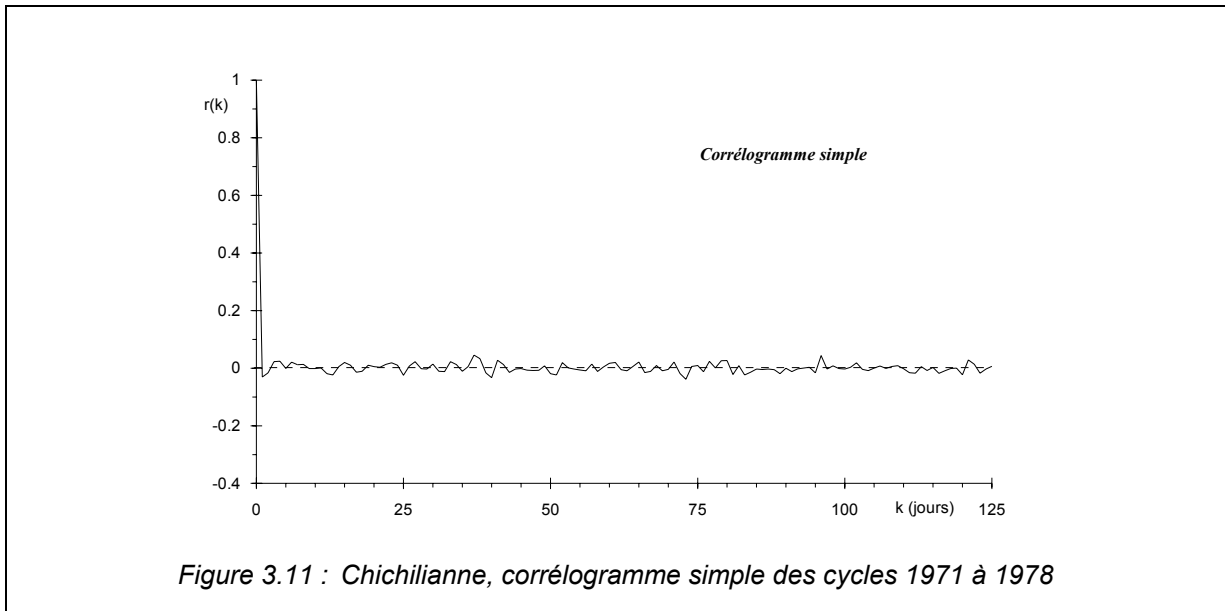
Figure 3.9 : Archiane, corrélogramme à long terme ($m=1250$, $k=10$) des débits.



4.1.1.4.2. Analyse globale à court terme de la période 1971-1978.

Analyse simple de la chroniques des pluies.

L'analyse simple de la chronique des pluies a pour but d'étudier et de caractériser la distribution des précipitations sur la période d'étude et d'en vérifier la nature quasi-aléatoire.



Sur la période d'étude, l'analyse globale présente un corrélogramme (figure 3.11) qui décroît très rapidement, les valeurs oscillent ensuite autour de $r_k = 0$. La pluie apparaît donc comme aléatoire, comme le confirme le spectre (figure 3.12). La chronique de pluie pourra donc servir de fonction d'entrée pour les analyses croisées.

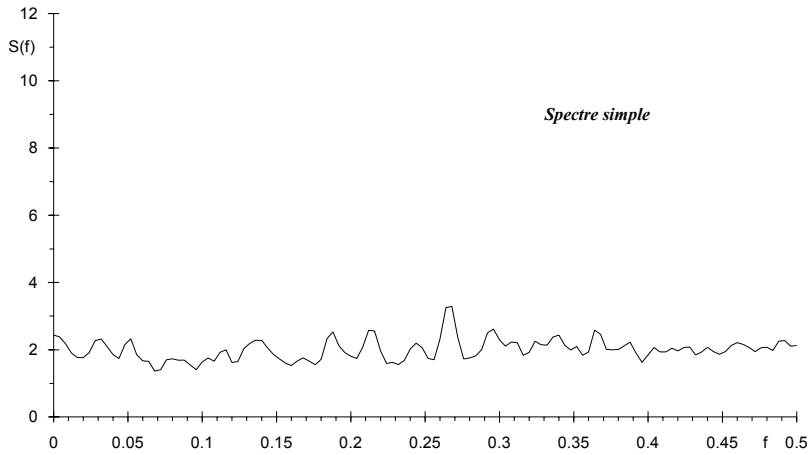


Figure 3.12 : Chichilianne, spectre simple des cycles 1971 à 1978

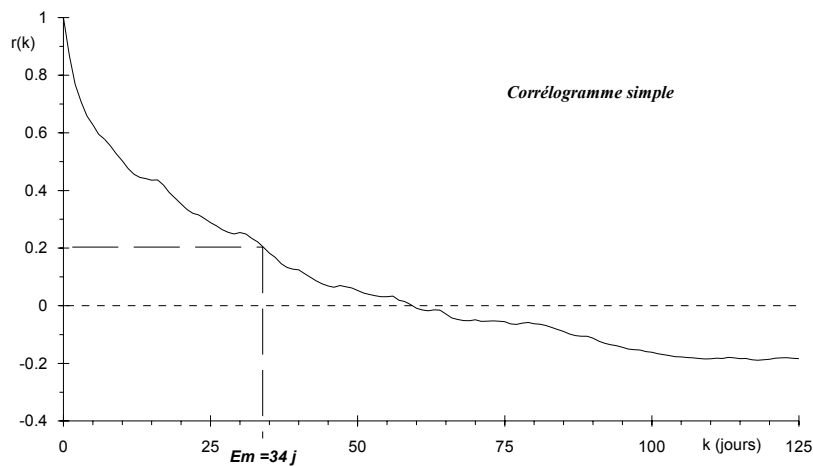


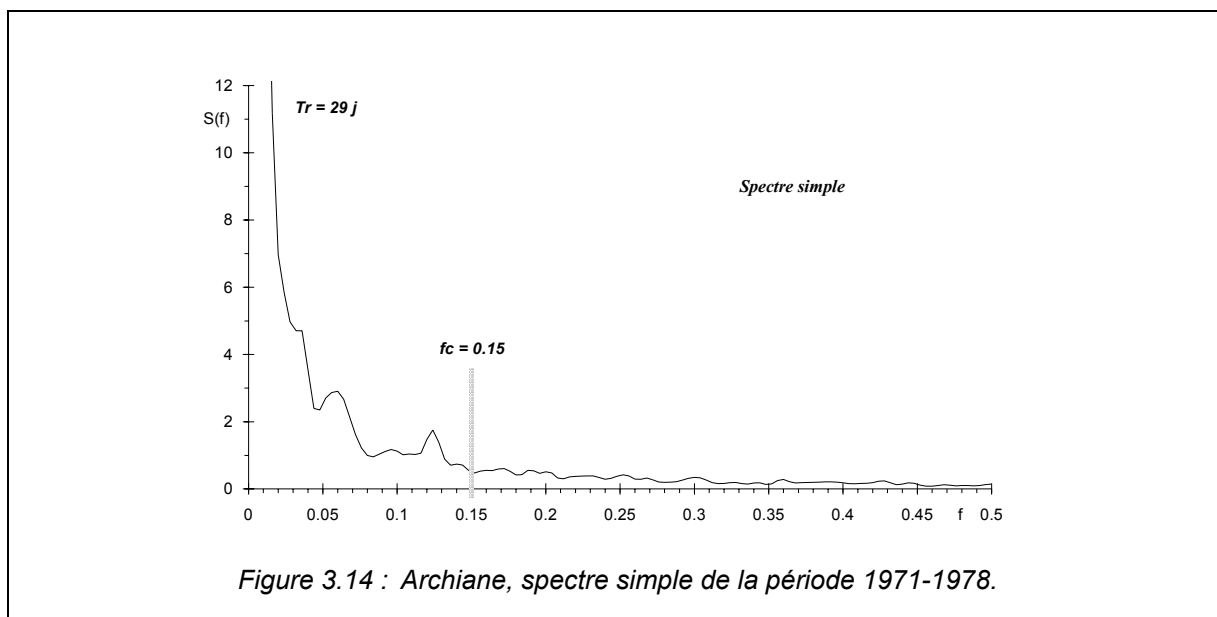
Figure 3.13 : Archiane, corrélogramme simple de la période 1971-1978.

Analyse simple de la chronique des débits.

Le corrélogramme (figure 3.13) décroît lentement avec un effet mémoire (valeur de k pour $r_k = 0.2$) de 34 jours. Cet effet mémoire traduit la dépendance dans le temps des événements affectant la chronique des débits. Comme un tel phénomène n'a pas été observé lors de l'analyse de la pluie, il faut admettre que cette dépendance est induite par le système. Il s'agit de l'effet inertiel du système qui module dans le temps les précipitations comme un filtre.

Le spectre (figure 3.14) conforte l'information du corrélogramme. La fréquence de coupure est égale à 0.15 (6,5j) le spectre étant négligeable au-delà ; tous les événements pluvieux de durée inférieure à 6.5 jours sont filtrés par le système. L'information portée par la chronique des pluies est transformée par le système en cycle annuel, seuls les événements pluvieux de longue durée (mois, quinzaine, semaine) influençant les débits à l'exutoire. Le temps de régulation est de 29 jours. L'ensemble de ces paramètres est représentatif d'un système inertiel.

Exemple d'application



Analyse croisée pluie débits.

Le corrélogramme croisé est représenté figure 3.15. Négligeable dans la partie négative, il présente une réponse impulsionnelle marquée dans sa partie positive. Elle est composée d'un pic bien individualisé et d'un bossage lui faisant suite.

La réponse du système à une impulsion pluie se fait donc selon deux modalités :

- une fonction transmissive correspondant au pic signe d'un drainage bien développé;
- une décroissance plus lente signe d'un effet capacitif.

La fonction d'amplitude croisée (figure 3.16) permet de préciser le domaine de validité de la réponse impulsionnelle. Dans le cas d'Archiane, celle-ci montre que la relation s'établit principalement pour les basses fréquences ce qui confirme le comportement inertiel du système.

Le déphasage (figure 3.17) représentatif de la relation pluie-débit est calculé pour la fréquence de coupure et vaut 1.5 jours.

La fonction de cohérence (figure 3.18) donne un indice de la linéarité du système. Dans le cas du système d'Archiane les valeurs de cohérence sont faibles (en moyenne 0.4). Plusieurs raisons peuvent être avancées pour expliquer cette valeur médiocre :

- effet perturbateur introduit par la neige;
- présence de deux modes sur la réponse impulsionnelle : le système ne réagit pas de la même manière à chaque impulsion pluie, l'état des réserves influant sur sa réponse;

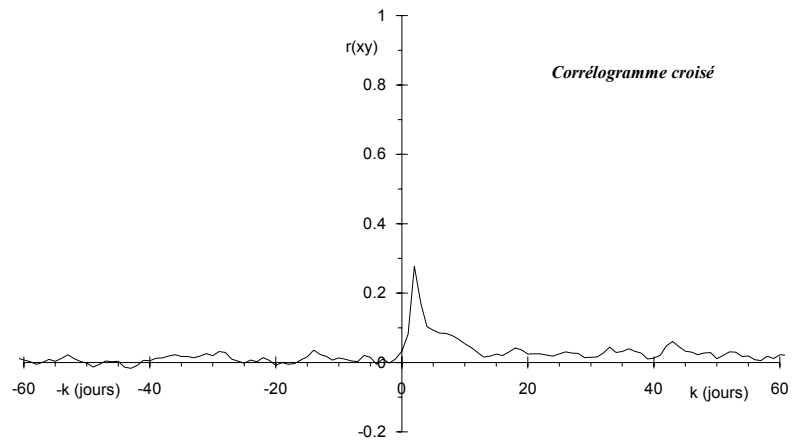


Figure 3.15 : Archiane, corrélogramme croisé de la période 1971-1978.

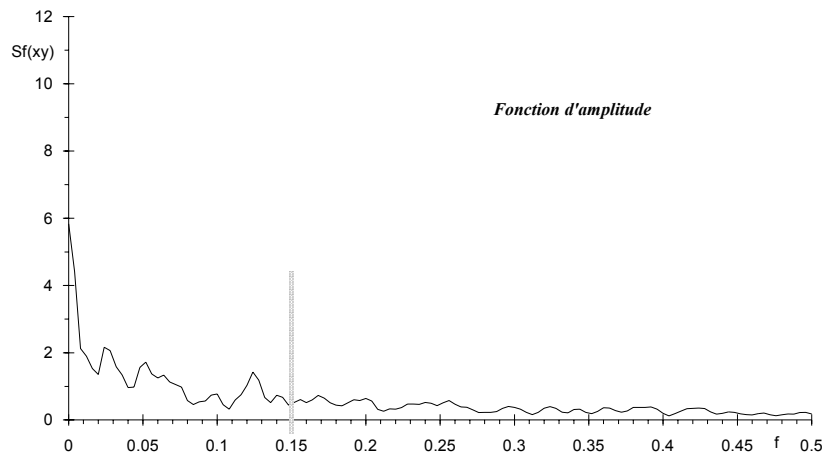


Figure 3.16 : Archiane, fonction d'amplitude de la période 1971-1978.

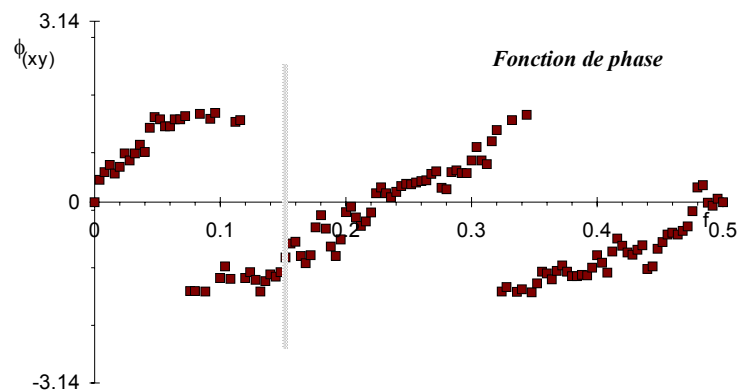


Figure 3.17 : Archiane, fonction de phase de la période 1971-1978.

Exemple d'application

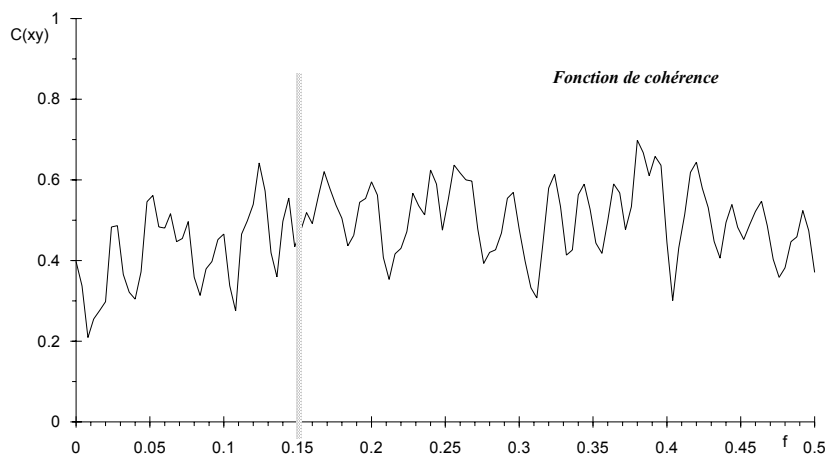


Figure 3.18 : Archiane, fonction de cohérence de la période 1971-1978.

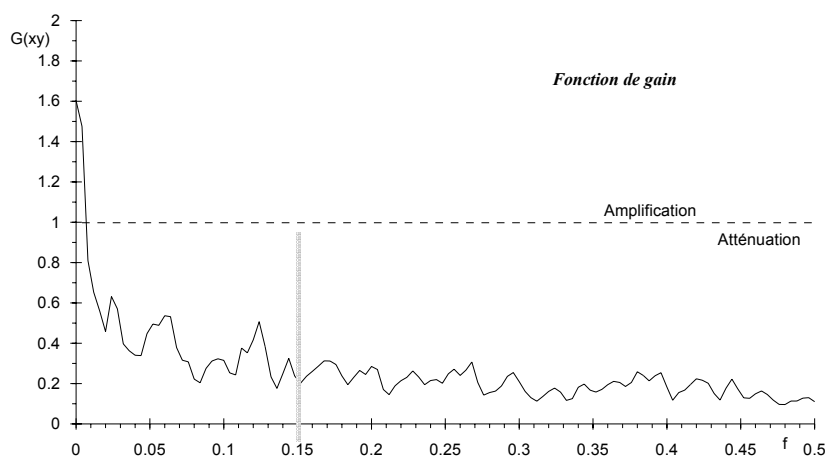


Figure 3.19 : Archiane, fonction de gain de la période 1971-1978.

- effet régulateur : à une forte pluie correspond un stockage important mais pas une crue importante.

La fonction de gain (figure 3.19) précise la fonction régulatrice du système. Pour le système d'Archiane, on note une amplification pour les très basses fréquences. Le caractère saisonnier des précipitations est amplifié par le système en une période d'été et une période de crue : c'est le rôle régulateur annuel du système. Cependant, celui-ci est faible (valeur du gain à long terme : 1.6).

En revanche, le signal est atténué pour les autres fréquences ; les événements de courte durée influent peu sur les débits du système et participent à la reconstitution des réserves.

4.1.1.4.3. Analyse par cycle.

L'ensemble des observations réalisées sur l'analyse globale à court terme met en évidence un rôle probable du manteau neigeux. Une analyse par cycle est réalisée afin d'apprécier, en fonction des caractéristiques de chaque cycle hydrologique, le rôle de la neige. L'absence de régulation inter-annuelle permet en effet de considérer que le régime de la source est déterminé par les précipitations du cycle. Les caractéristiques des huit cycles sont récapitulées dans le tableau 3.6.

Cycle	Hauteur de pluie Hn (mm)	Hauteur de neige Hp (mm)	Rapport Hn/Hp
1971	923.6	406.2	0.44
1972	565.9	482.6	0.85
1973	683	282.2	0.41
1974	558.2	385.8	0.69
1975	780.3	498.6	0.64
1976	700.1	300.8	0.42
1977	1272.5	465.5	0.37
1978	742.9	609.1	0.82
1971/1978	6226.5	3457.8	0.56

Tableau 3.6 : Chichilianne, caractéristiques des cycles 1971 à 1978

Quatre cycles se distinguent particulièrement :

- 1972- peu pluvieux et très neigeux ;
- 1973 - peu pluvieux et peu neigeux ;
- 1977 - très pluvieux et peu neigeux ;
- 1978 - très pluvieux et très neigeux ;

L'ensemble des huit cycles a été analysé et les corrélogrammes simples des quatre cycles caractéristiques sont représentés sur les figures 3.20 et 3.21. On remarque la grande dispersion des courbes avec un effet mémoire qui varie de 10 (1973) à 39 jours (1972). Le cycle 1973, qui est le plus déficitaire en pluie et en neige, présente l'effet mémoire le plus faible. A l'inverse, le cycle 1978, pluvieux et très neigeux présente un fort effet mémoire (35 jours), tout comme 1972 (39 jours).

Le corrélogramme des cycles 1977 et 1978 présente une allure similaire bien que la contribution neigeuse soit plus importante pour le premier. Le cycle 1972 est le plus perturbé, avec une rupture brusque de la décroissance.

Exemple d'application

Ces éléments montrent que le manteau neigeux n'a véritablement de rôle que si le cycle est faiblement pluvieux (1972). Si les précipitations sont importantes sur le cycle, le manteau n'introduit qu'une faible modification.

Les spectres (figure 3.22 et tableau 3.7) présentent la même information au travers des fréquences de coupure et des temps de régulation. Pour 1973, cycle peu neigeux, la fréquence de coupure est très haute (0,28), ce qui signifie qu'un événement de 3.5 jours est suffisant pour influencer le système. De plus le temps de régulation est faible (12,5 jours). Par contre, pour 1978, le temps de régulation est élevé (38,5 jours) et la fréquence de coupure faible (0,09): seuls les événements supérieurs à 10.5 jours influencent le système. Les mêmes observations sont faites pour les cycles 1972 et 1975 caractérisés eux aussi par d'importantes précipitations neigeuses.

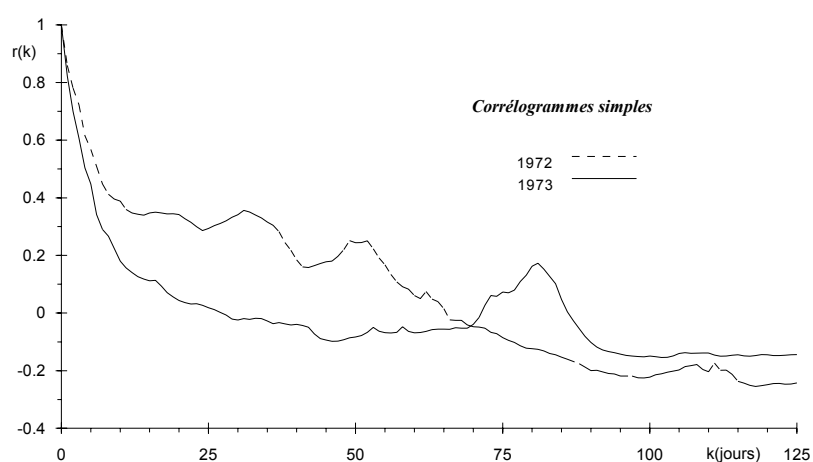


Figure 3.20 : Archiane, corrélogrammes simples des cycles 1971 à 1974.

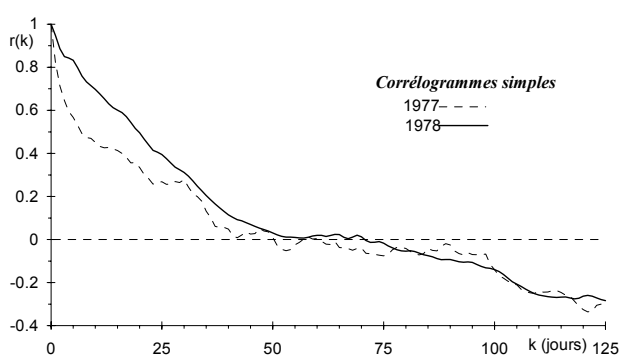


Figure 3.21 : Archiane, corrélogrammes simples des cycles 1975 à 1978.

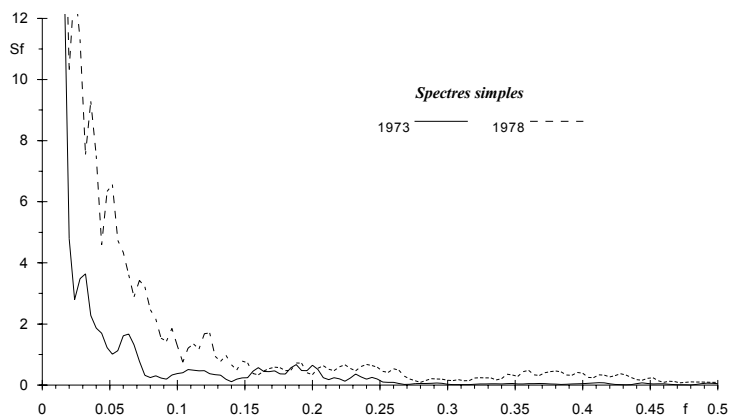


Figure 3.22 : Archiane, spectres simples des cycles 1978 et 1973.

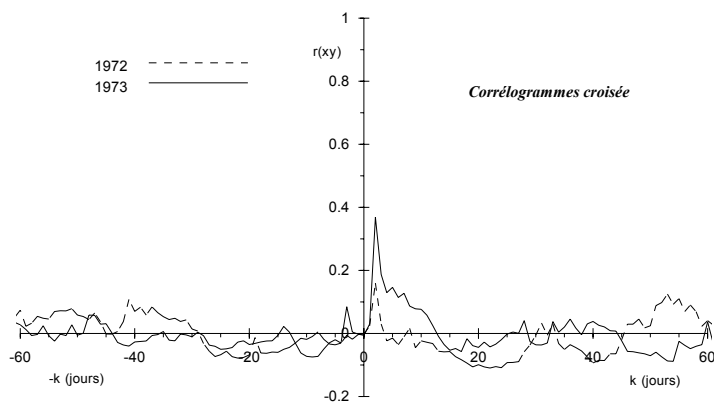


Figure 3.23 : Archiane, corrélogrammes croisés des cycles 1972 et 1973.

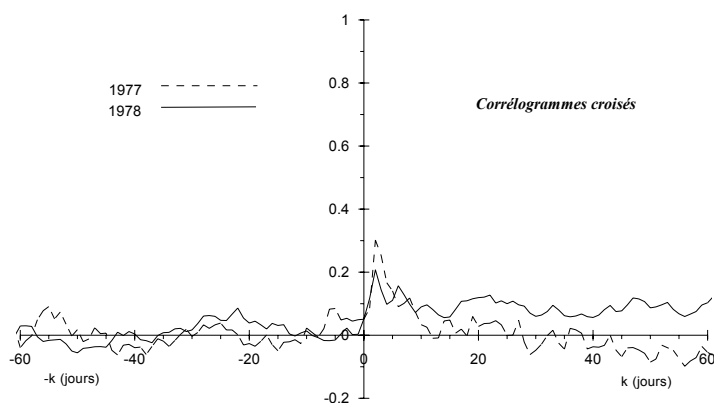


Figure 3.24 : Archiane, corrélogrammes croisés des cycles 1977 et 1978.

Exemple d'application

Tout comme l'analyse simple, l'analyse croisée montre une grande diversité de réponse selon les cycles (figures 3.23 et 3.24) . Le corrélogramme croisé du cycle 1972, est très altéré par un bruit de fond important. Les fonctions d'amplitude traduisent une relation à long terme, la mauvaise cohérence confirmant l'influence de la neige. Le corrélogramme croisé du cycle 1972 présente une réponse peu marquée et celui de 1978 montre une traîne neigeuse importante qui est liée à une très forte valeur de la fonction d'amplitude à long terme, ainsi qu'à une mauvaise cohérence et une très forte amplification pour les basses fréquences.

A contrario, le cycle 1973 est caractérisé par une réponse bien individualisée, une fonction d'amplitude forte à moyen terme, et une bonne cohérence pour les hautes fréquences, comme dans une moindre mesure 1977. Ces cycles sont donc les plus représentatifs du fonctionnement non influencé du système. On retrouve la même structure que dans l'analyse globale avec une fonction capacitive et une fonction transmissive très marquées. Ce double comportement se retrouve sur la fonction de gain où le court terme est atténué (filtrage par la fonction capacitive, rôle des réserves) et le long terme amplifié.

La réponse identifiée lors de l'analyse globale à court terme peut donc être considérée comme représentative du comportement, puisqu'elle correspond à la réponse des cycles les moins influencés par les précipitation neigeuses. L'ampleur du pic marquant la fonction transmissive semble cependant atténué en raison du caractère moyen de la réponse identifiée par l'analyse globale.

Il faut remarquer enfin que c'est au cours du cycle 1972 que l'on mesure la plus importante valeur du volume dynamique. Ceci montre que le manteau neigeux agit comme un sous-système qui filtre et régule à l'amont du système karstique les précipitations. Son rôle est accru au cours des cycles peu pluvieux où il concentre au printemps l'alimentation, expliquant la forte valeur du volume dynamique obtenue à l'étiage.

Cycle	Effet mémoire	Fréquence de coupure	Temps de régulation
1971	34 j	0.21	29.5 j
1972	39 j	0.15	32 j
1973	10 j	0.28	12.5 j
1974	26 j	0.15	26.5 j
1975	34 j	0.12	32.5 j
1976	20 j	0.25	21.5 j
1977	33 j	0.22	25.5 j
1978	35 j	0.09	38.5 j
1971/1978	34 j	0.15	29.5 j

Tableau 3.7 : Archiane, paramètres des analyses par cycle de 1971 à 1978

4.1.2. LE SYSTEME KARSTIQUE DE GERVANNE.

4.1.2.1. Analyse des débits classés.

La chronique analysée s'étend sur 6 cycles hydrologiques, de 1970 à 1975. L'analyse des débits classés a dans un premier temps été conduite à l'aide de classes de débits de 50 l.s^{-1} (figure 3.25). L'ajustement de type arithmétique est caractéristique d'une infiltration lente.

La rupture de pente sur la droite représentative peut a priori être attribuée au rôle du trop-plein de la Bourne, bien qu'aucun jaugeage ne permette actuellement de connaître les valeurs de débit pour lesquels la Bourne entre en fonctionnement.

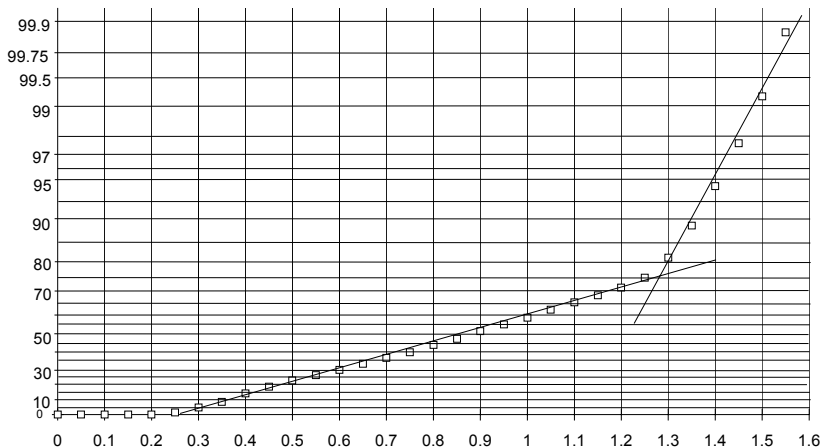


Figure 3.25 : Gervanne, analyse des débits classés, classes de $0.05 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

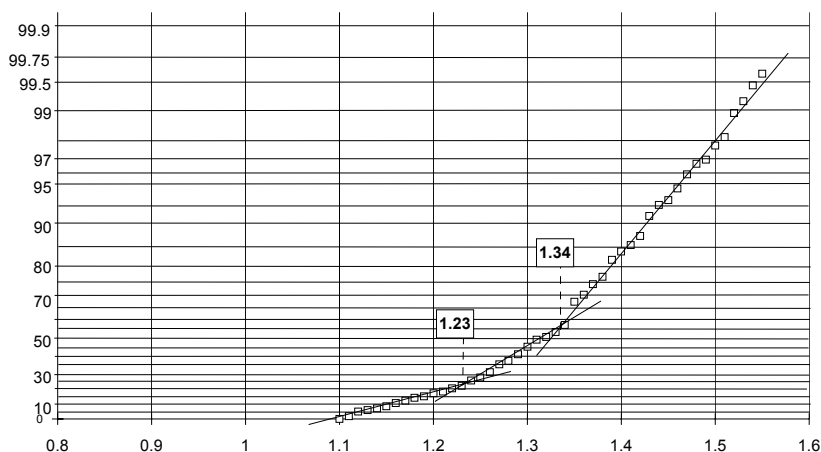


Figure 3.26 : Gervanne, analyse des débits classés, classes de $0.01 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Exemple d'application

Une analyse plus fine a été effectuée pour préciser le point de rupture avec un découpage de classe de 10 l.s^{-1} (figure 3.26). La nouvelle courbe caractéristique présente deux ruptures de pente successives pour des valeurs de débit de 1.23 et $1.34 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées en l'absence de mesures de terrains précises pour expliquer ces deux ruptures.

- fonctionnement complexe du trop-plein de la Bourne ;
- existence d'un autre trop-plein en amont, qui pourrait être la grotte du Sarrier qui entrerait en fonction après la Bourne ;
- un contournement de la station de jaugeage des Fontaigneux au niveau du bras mort, intervenant avant ou après la Bourne.

4.1.2.2. Analyse des courbes de récession.

L'analyse des courbes de récessions a montré que l'exutoire des Fontaigneux n'est pas l'exutoire unique du système pour des débits dépassant $1.2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Si ceci ne pose pas de problème quant à l'étude du tarissement, qui se produit pour des valeurs de débits inférieures, il en résulte un écréage des crues aux Fontaigneux préjudiciable à l'étude de la fonction d'infiltration. La détermination des paramètres de la décrue présente donc une certaine incertitude.

Treize courbes de récessions ont été retenues sur la période 1970-1990, parmi lesquels sept, considérées comme de courte durée, ont une durée inférieure à 120 jours. Les autres s'étendent jusqu'à 205 jours (1985).

Sur les récessions de courte durée il est possible d'ajuster un tarissement pour des durées de décrue faible, de l'ordre de 20 jours. Un exemple est donné figure 3.27. Les paramètres d'ajustement déterminés sont dispersés (tableau 3.8) et les valeurs de volume dynamique varient de 3 à 6 Mm^3 .

L'examen des courbes de récession de longue durée montre qu'il est possible d'ajuster une seconde droite, le tarissement intervenant alors pour des durées de décrue de l'ordre de 90 jours. Les paramètres d'ajustement déterminés sont peu dispersés (tableau 3.9), les valeurs de volume dynamique variant de 3 à 8 Mm^3 .

Paramètres	Minimum	Moyenne	Maximum
Coefficient de tarissement	0.0062	0.0136	0.0148
Volume dynamique	2.86 Mm^3	4.5 Mm^3	6.13 Mm^3
Coefficient d'hétérogénéité d'écoulement	0.021	0.148	0.293
Coefficient d'infiltration	0.0192	0.0505	0.0625

Tableau 3.8: Gervanne, valeurs extrêmes et moyennes des paramètres de l'ajustement des courbes de récession (premier ajustement).

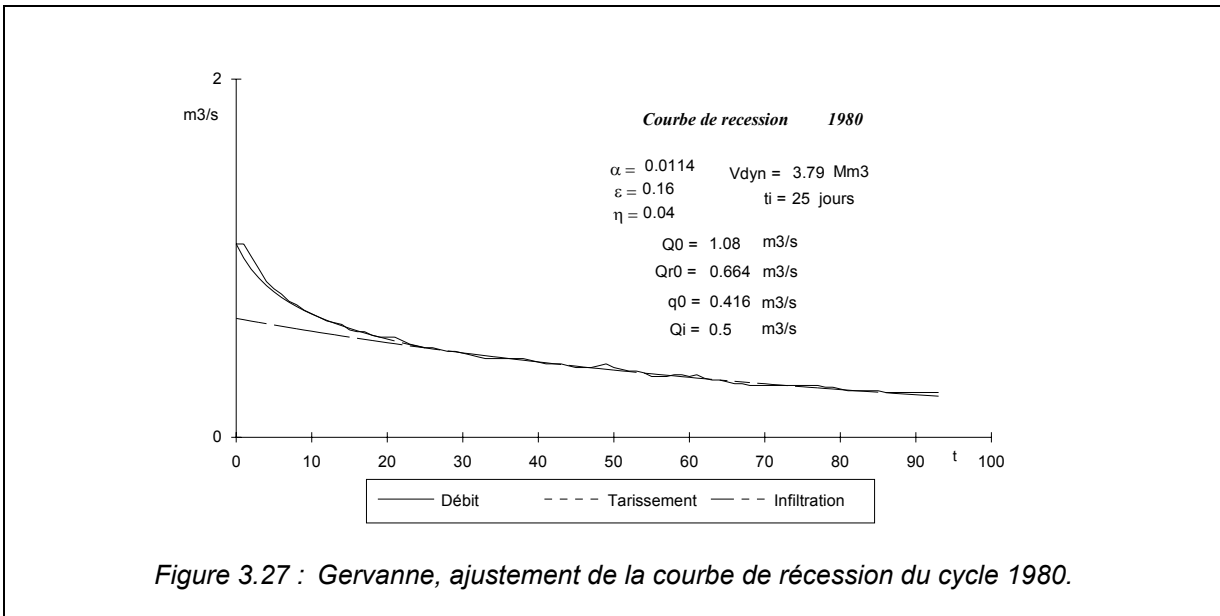


Figure 3.27 : Gervanne, ajustement de la courbe de récession du cycle 1980.

Paramètres	Minimum	Moyenne	Maximum
Coefficient de tarissement	0.0031	0.0058	0.0078
Volume dynamique	3.21 Mm ³	4.9 Mm ³	8.64 Mm ³
Coefficient d'hétérogénéité d'écoulement	0.041	0.049	0.189
Coefficient d'infiltration	0.009	0.0109	0.233

Tableau 3.9: Gervanne, valeurs extrêmes et moyennes des paramètres de l'ajustement des courbes de récession (second ajustement).

Les figures 3.28 et 3.29 montrent l'exemple de la récession de 1986, pour laquelle les deux types d'ajustement ont été réalisés. Dans ce cas, comme dans celui des autres récessions longues, le premier ajustement ne permet pas reproduire la fin du tarissement. Pour expliquer ce phénomène deux hypothèses peuvent être avancées :

- la loi de tarissement varie avec l'état du système ;
- la fonction homographique, du fait de la grande durée et de la forte hétérogénéité des écoulements dans la zone d'infiltration, présente une forme telle qu'il est possible d'ajuster une droite en coordonnées logarithmiques.

La deuxième hypothèse paraît la plus probable dans le cas du système de Gervanne. En effet, elle traduit le fait que la zone noyée est en régime influencé durant une grande période. Ceci est cohérent avec l'observation qui montre l'existence de pertes importantes de la Gervanne à l'amont des Fontaigneux.

Exemple d'application

Les valeurs de volume dynamique sont l'indice de la présence de réserves importantes. Le calcul des valeurs de k et i de la classification de Mangin sont respectivement pour le premier et le second ajustement :

- $k = 0.22$ et $i = 0.69$;
- $k = 0.31$ et $i = 0.89$.

Dans les deux cas le système se positionne (figure 3.30) dans le domaine des systèmes complexes. Le deuxième ajustement, qui paraît plus représentatif, permet de considérer que le système de Gervanne possède un fort pouvoir régulateur et des retards à l'alimentation importants.

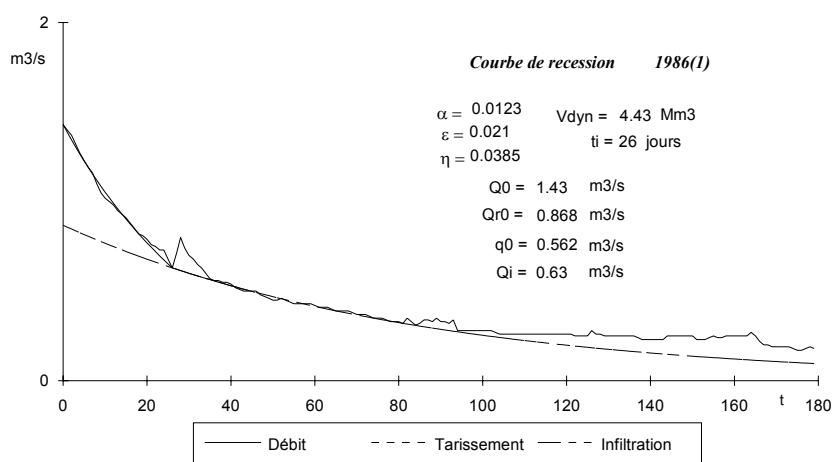


Figure 3.28 : Gervanne, ajustement de la courbe de récession du cycle 1986 (première partie).

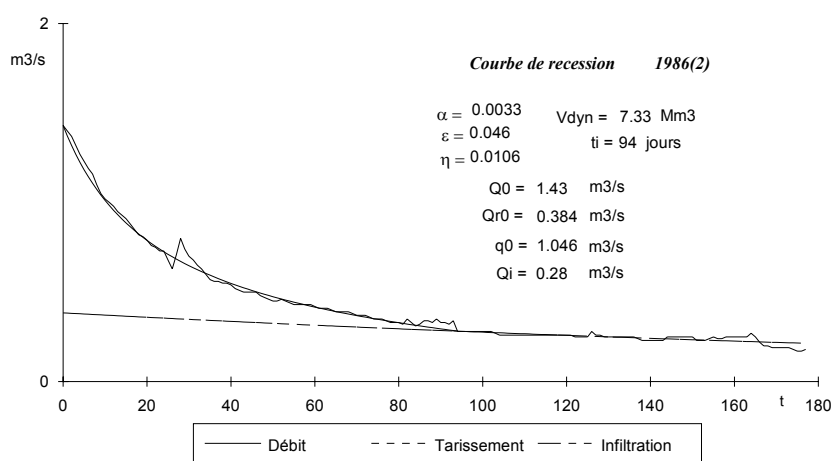
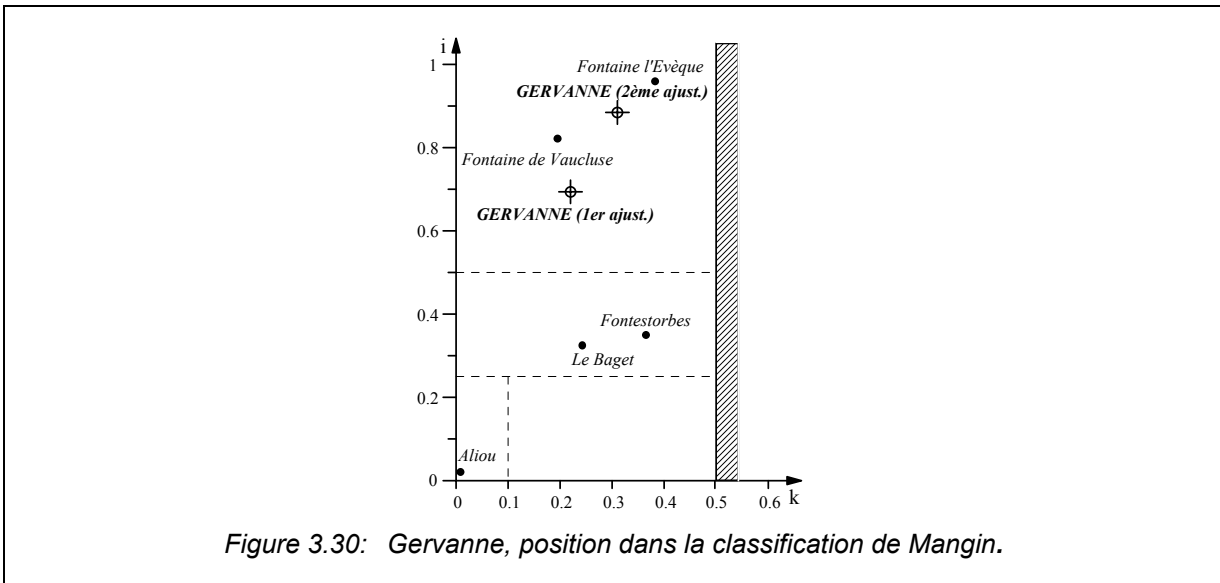
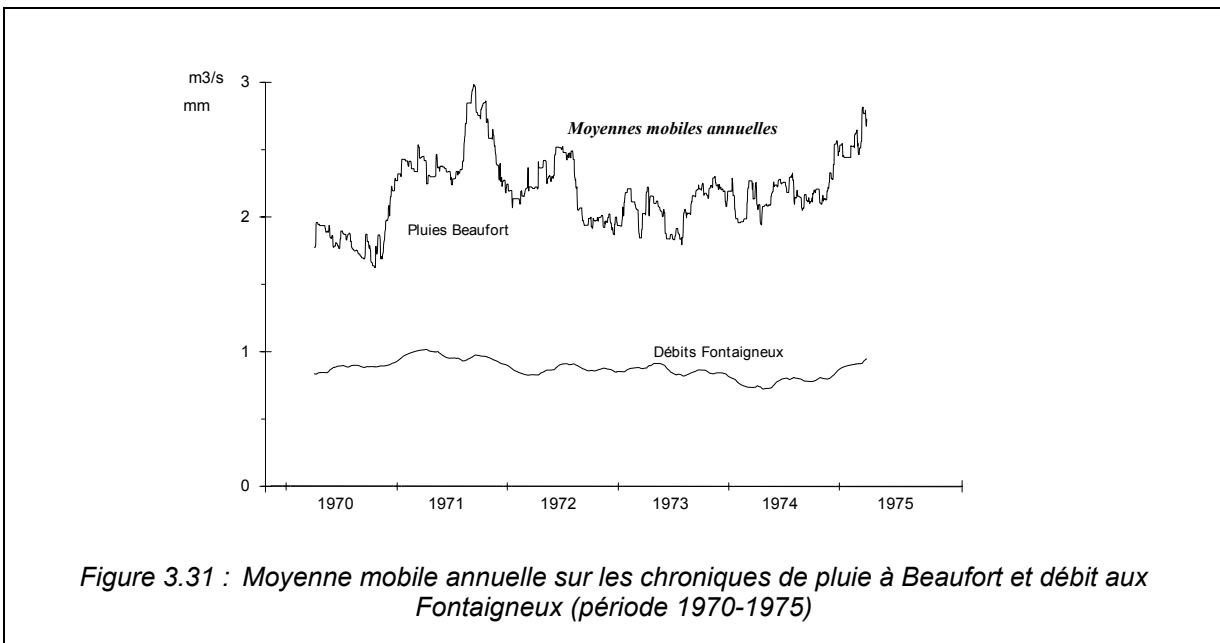


Figure 3.29 : Gervanne, ajustement de la courbe de récession du cycle 1986 (seconde partie).



4.1.2.3. Traitements par moyennes mobiles

La chronique issue du filtrage des précipitations (figure 3.31) met nettement en évidence le caractère déficitaire des cycles 1970, 1973 et 1974, alors que les cycles 1971, 1972 et 1975 sont excédentaires.



La chronique filtrée des débits a une structure très modulée. Les cycles déficitaires et excédentaires sont peu marqués. On remarque que les débits du cycle 1973 sont peu affectés par la déficience des précipitations sur ce cycle. La diminution des débits ne se fait sentir qu'au cours du cycle 1974.

Ces éléments montrent que le système a un comportement régulateur important à l'échelle pluri-annuelle.

4.1.2.4. Analyses corrélatoires et spectrales.

4.1.2.4.1. Analyse globale à long terme de la période 1970-1975.

L'objectif est d'appréhender la tendance générale de la chronique de débit sur la période d'étude (1970 à 1975).

Le nombre de cycles utilisables étant limité à 6, on utilise pour cela une fenêtre d'observation $k = 5$ jours et $m = 625$ jours.

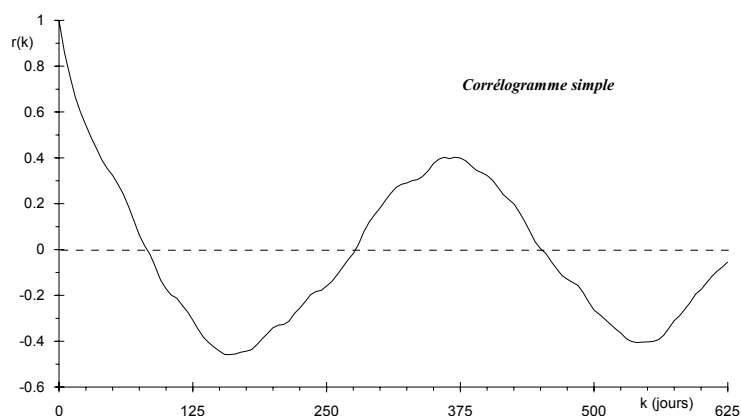


Figure 3.32 : Gervanne, corrélogramme à long terme ($m=625$, $k=5$) des débits.

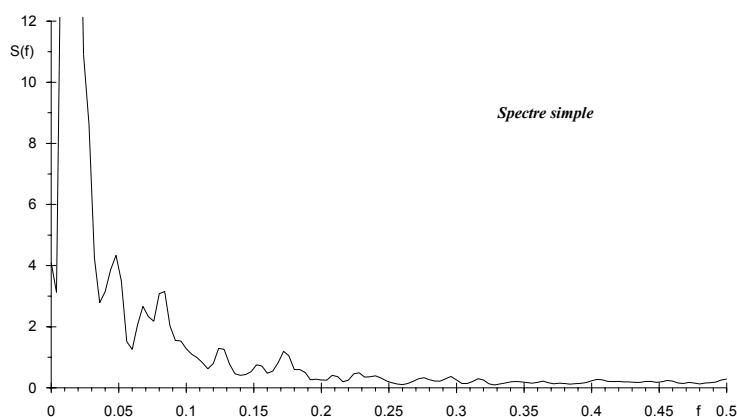


Figure 3.33 : Gervanne, spectre à long terme ($m=625$, $k=5$) des débits.

Le corrélogramme simple et le spectre (figure 3.32 et 3.33) révèlent une périodicité bien marquée à 365 jours, soulignant le rôle régulateur du système. Le spectre présente un léger pic à 100 jours, attribuable à la neige.

Compte tenu de la faible ampleur du pic, le rôle de celle-ci paraît cependant limité, tout au moins vis-à-vis de la dynamique du système.

4.1.2.4.2. Analyse globale à court terme de la période 1970-1975.

Analyse simple de la chronique des pluies.

Le corrélogramme et le spectre de la pluie traduisent la même information, à savoir un caractère quasi aléatoire, validant l'utilisation de la chronique des pluies comme fonction d'entrée de l'analyse croisée.

Analyse simple de la chronique de débit.

Le corrélogramme (figure 3.34) des débits présente une décroissance très lente significative d'un comportement très inertiel ; l'effet mémoire est important (64 jours). Le spectre (figure 3.35) montre un fort effet filtre du système ($f_c = 0.11$), alors que le temps de régulation atteint la valeur de 63 jours. L'ensemble de ces paramètres est représentatif d'un comportement très inertiel.

Analyse croisée pluie-débits.

Le corrélogramme croisé est constitué d'une réponse bien individualisée. La montée rapide du corrélogramme croisé est significative d'un comportement en charge de la zone noyée. La décroissance lente représente l'effet d'inertie du système.

La réponse impulsionnelle fournie par le corrélogramme croisé (figure 3.36) ne possède pas de pic caractéristique d'un comportement de système karstique évolué et bien drainé.

Ce résultat doit cependant être considéré comme caractéristique de la source des Fontaigneux et non de l'ensemble du système. Le transit rapide, signe d'un comportement karstique pourrait en effet être assuré dans le cas présent par les écoulements au niveau de la Bourne, qui ne sont pas pris en compte ici.

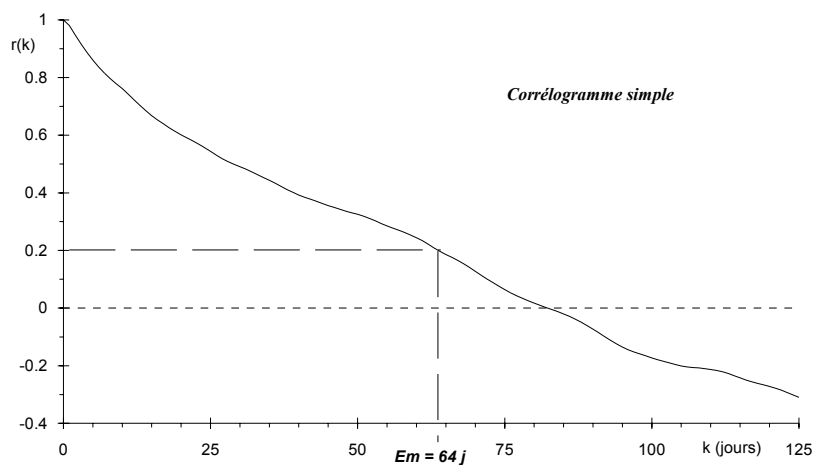


Figure 3.34 : Gervanne, corrélogramme simple de la période 1970-1975.

Exemple d'application

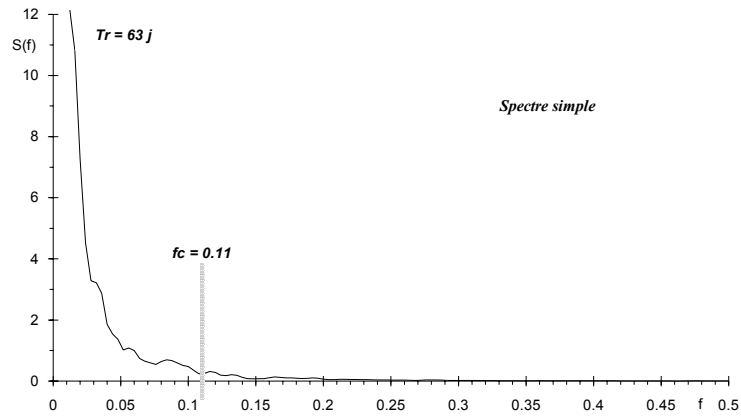


Figure 3.35 : Gervanne, spectre simple de la période 1970-1975.

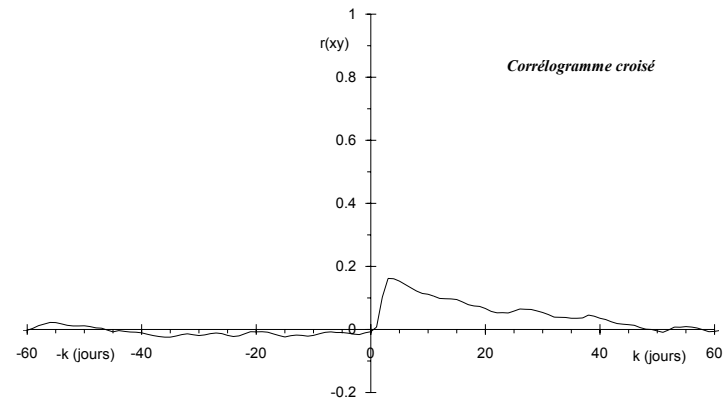


Figure 3.36 : Gervanne, corrélogramme croisé de la période 1970-1975.

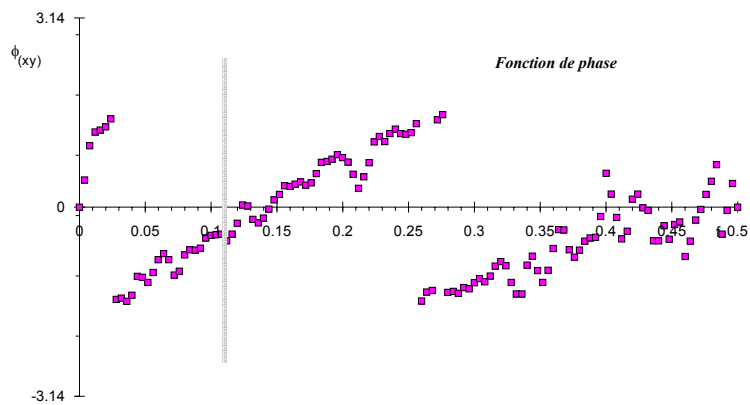


Figure 3.37 : Gervanne, fonction de phase de la période 1970-1975.

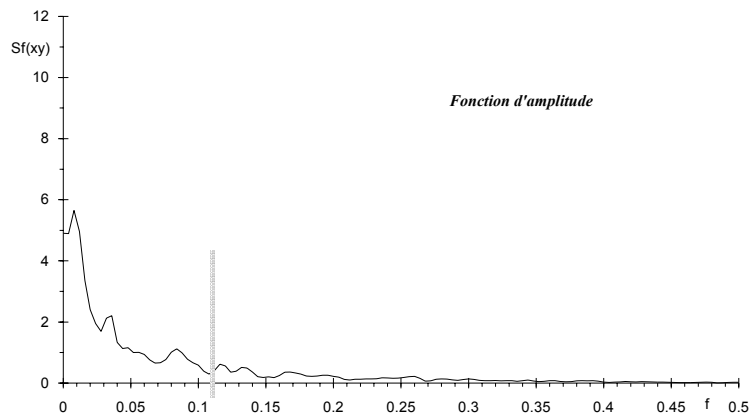


Figure 3.38 : Gervanne, fonction d'amplitude de la période 1970-1975.

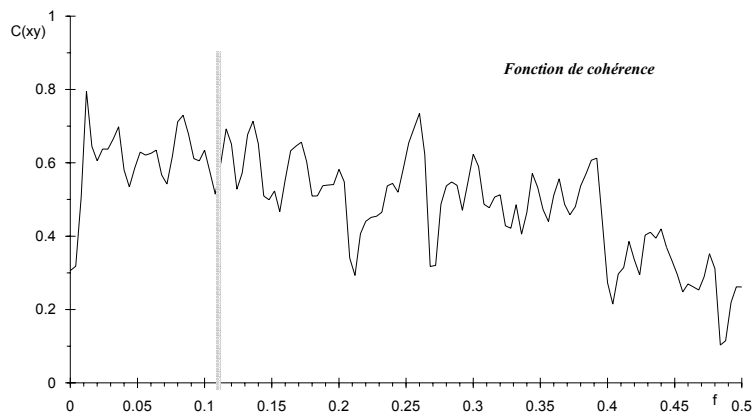


Figure 3.39 : Gervanne, fonction de cohérence de la période 1970-1975.

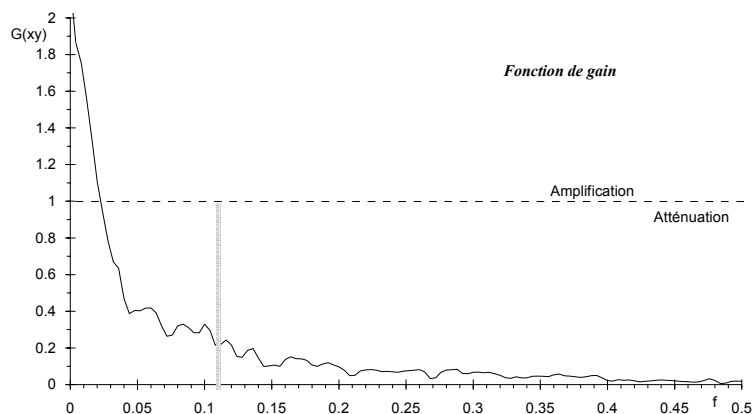


Figure 3.40 : Gervanne, fonction de gain de la période 1970-1975.

Exemple d'application

Plusieurs observations peuvent être faites sur les autres figures :

- la fonction d'amplitude (figure 3.37) montre que la relation s'établit principalement à long terme, les événements pluvieux de courte durée ne provoquant pas d'évolution sensible des débits ;
- le déphasage calculé pour la fréquence de coupure est inférieur à la journée (0.8 jours)(figure 3.38), ce qui signifie que la montée de crue s'effectue sur des durées très courtes. Ceci confirme l'hypothèse d'écoulement en charge au voisinage de l'exutoire ;
- la fonction de cohérence a une valeur faible mais relativement stable (figure 3.39). A une forte pluie correspond une forte mise en réserve. En outre, la stabilité relative est imputable au rôle de la Bourne, qui se met en fonctionnement pour des valeurs de débit à l'exutoire relativement constantes.
- la fonction de gain (figure 3.40) montre une amplification forte pour le cycle annuel (supérieur à 2), et une atténuation pour les valeurs à court terme.

Le comportement identifié est significatif d'un système à forte inertie, avec un hydrogramme unitaire très étalé. Il faut cependant envisager trois hypothèses :

- la structure est peu organisée ;
- la structure est bien organisée mais le système est de configuration vaclusienne avec une forte mise en réserve ;
- la structure est bien organisée mais le système est non-fonctionnel en raison d'un barrage tectonique de l'exutoire.

4.1.3. LE SYSTEME DE LA FORET DE SAOU.

4.1.3.1. Analyse des débits classés.

L'analyse des débits classés est réalisée avec un intervalle de classe de 100 l.s^{-1} . La courbe obtenue (figure 3.41) présente du côté des forts pourcentages une allure horizontale. Ceci est dû au trop faible effectif des classes correspondant aux débits de pointe de crue qui ont un caractère exceptionnel.

Une deuxième analyse est conduite en regroupant les classes supérieures à $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et avec un intervalle de classe de 0.25 l.s^{-1} (figure 3.42). La courbe s'ajuste alors selon deux droites avec une rupture pour des débits de l'ordre de 375 l.s^{-1} . Dans le cas d'un exutoire karstique une telle configuration correspond à l'apport d'une réserve. Dans le cas présent, où l'écoulement de la Vèbre est constitué d'eaux de surface (ruissellement) et d'eaux en provenance de sources multiples, il faut interpréter ce résultat différemment.

La droite de faible pente dans le domaine des forts débits correspond à l'écoulement prédominant en crue d'eaux provenant du ruissellement. La droite de faible pente dans le domaine des faibles débits traduit le soutien à l'étiage du cours d'eau par les apports d'eau souterraine.

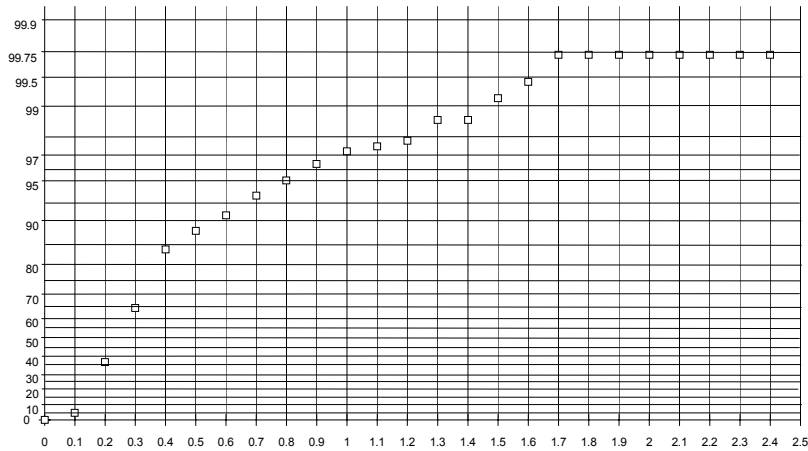


Figure 3.41 : Saoû, analyse des débits classés (année 1968) par classes de $0.1 m^3 \cdot s^{-1}$.

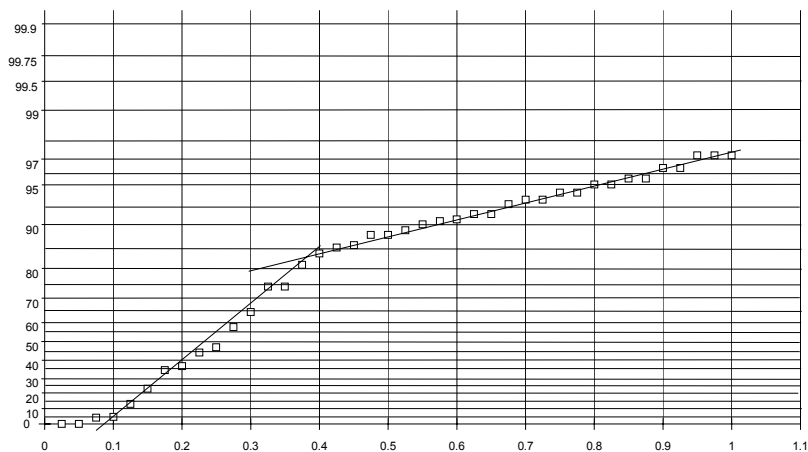


Figure 3.42 : Saoû, analyse des débits classés (année 1968) par classes de $0.025 m^3 \cdot s^{-1}$.

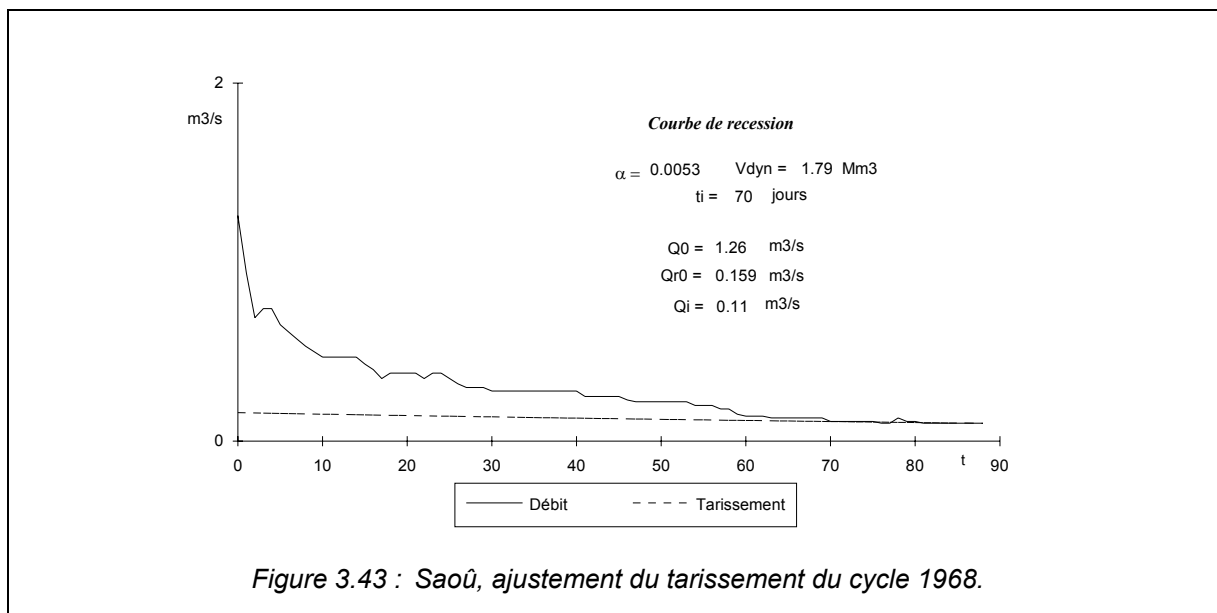
4.1.3.2. Analyses des courbes de récessions.

La Vèbre étant alimentée par des sources diffuses, il n'est pas possible d'appliquer ici l'ajustement de la courbe de décrue avec le modèle habituellement utilisé pour les aquifères karstiques. Par contre, il est possible d'analyser le tarissement puisque le modèle de Maillet est couramment utilisé en hydrologie de surface.

La récession étudiée est celle de 1968 (figure 3.43). Le tarissement s'ajuste avec un coefficient faible, et le volume dynamique, indice des réserves, est de $1.7 Mm^3$. Cette valeur n'est pas significativement différente des possibilités de stockage qu'offrent les alluvions en amont du Perthuis qui correspondent à un aquifère de $2.5 km^2$ de superficie, 10 m d'épaisseur et 10% de porosité.

Exemple d'application

Il n'est donc pas nécessaire de faire intervenir un stockage dans les calcaires sous-jacents pour expliquer les débits de la Vèbre. Ceci n'implique pas que les calcaires ne possèdent pas de réserves, mais simplement que celles-ci ne semblent pas intervenir sur l'écoulement.



4.1.3.3. Analyse corrélatoire et spectrale.

Etant donné la faible longueur de la chronique de débit disponible, l'analyse est réalisée sur la période s'étendant du 01.08.1967 au 31.12.1968. Seule l'analyse à court terme est donc effectuée.

Le corrélogramme (figure 3.44) des débits décroît rapidement, (effet mémoire de 27 jours) avec une rupture de pente pour $k = 10$. En outre, on observe un bossage pour une valeur de $k = 90$ jours. Ce bossage correspond à l'intervalle de temps séparant l'étiage hivernal et l'étiage estival. Le spectre (figure 3.45) se caractérise par une tendance à long terme (effet saisonnier). Il ne permet pas d'identifier une composante neigeuse, la longueur de la chronique étudiée étant trop courte pour obtenir un bon pouvoir discriminatoire. La fréquence de coupure est haute (0.25), caractérisant un comportement peu inertiel. Le temps de régulation est faible, 23 jours.

Le corrélogramme croisé est bruité en raison de la faible longueur de la chronique (figure 3.46). Il présente un pic de faible ampleur, suivi d'une traîne à corrélation faible. La fonction d'amplitude (figure 3.47) présente une allure différente du spectre simple des débits, la tendance à l'origine n'étant pas représentée. Il semble donc que la chronique des débits possède une tendance à long terme, qui n'est pas expliquée par la relation pluie débit.

Ceci est confirmé par les fonction de gain (figure 3.48) et de cohérence (figure 3.49), qui montrent respectivement une atténuation et une très mauvaise cohérence à long terme.

La fonction de phase (figure 3.50) est difficilement interprétable car très bruitée. Cependant il semble que le déphasage soit quasi nul au voisinage de la fréquence de coupure.

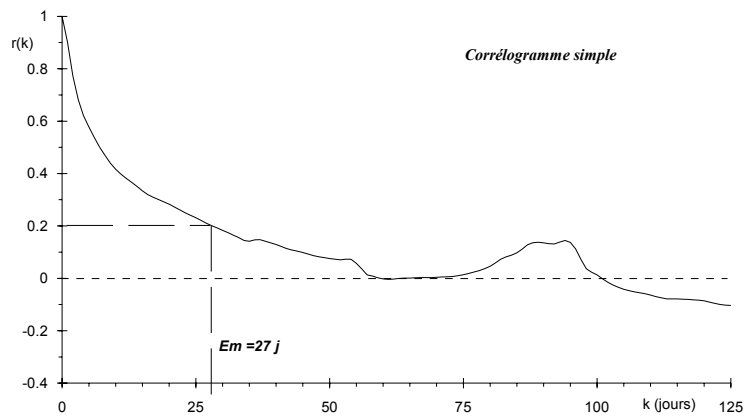


Figure 3.44 : Saoû, corrélogramme simple du cycle 1968.

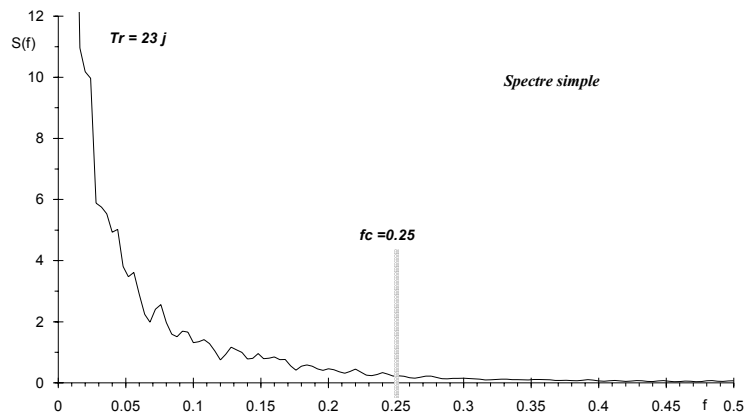


Figure 3.45 : Saoû, spectre simple du cycle 1968.

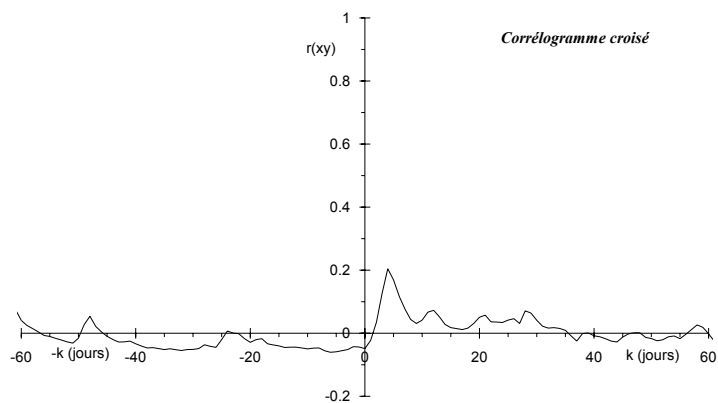


Figure 3.46 : Saoû, corrélogramme croisé du cycle 1968.

Exemple d'application

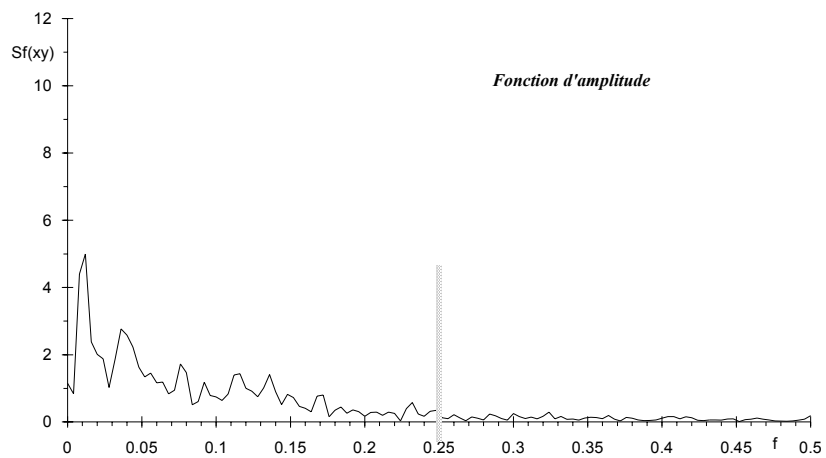


Figure 3.47 : Saoû, fonction d'amplitude du cycle 1968.

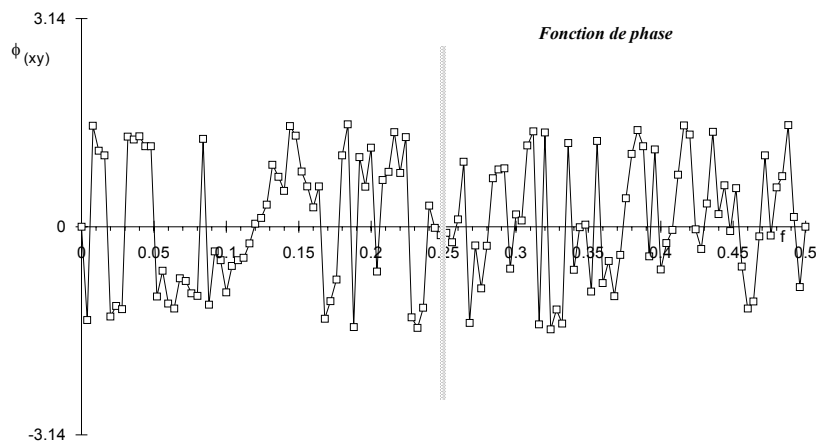


Figure 3.48 : Saoû, fonction de phase du cycle 1968.

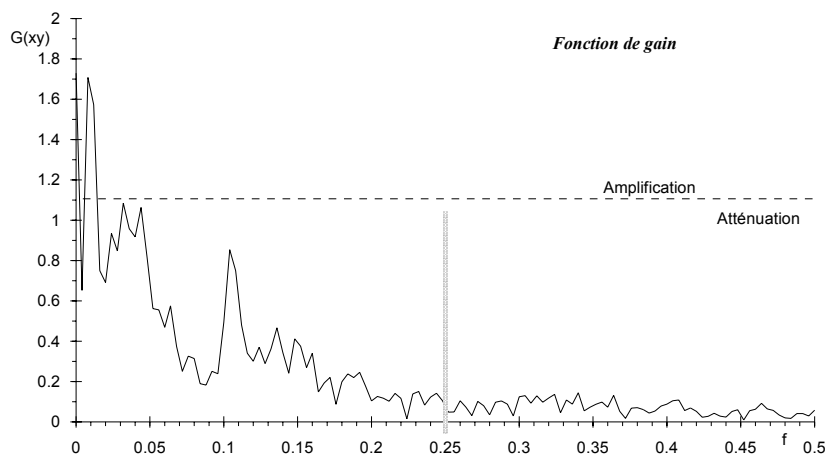
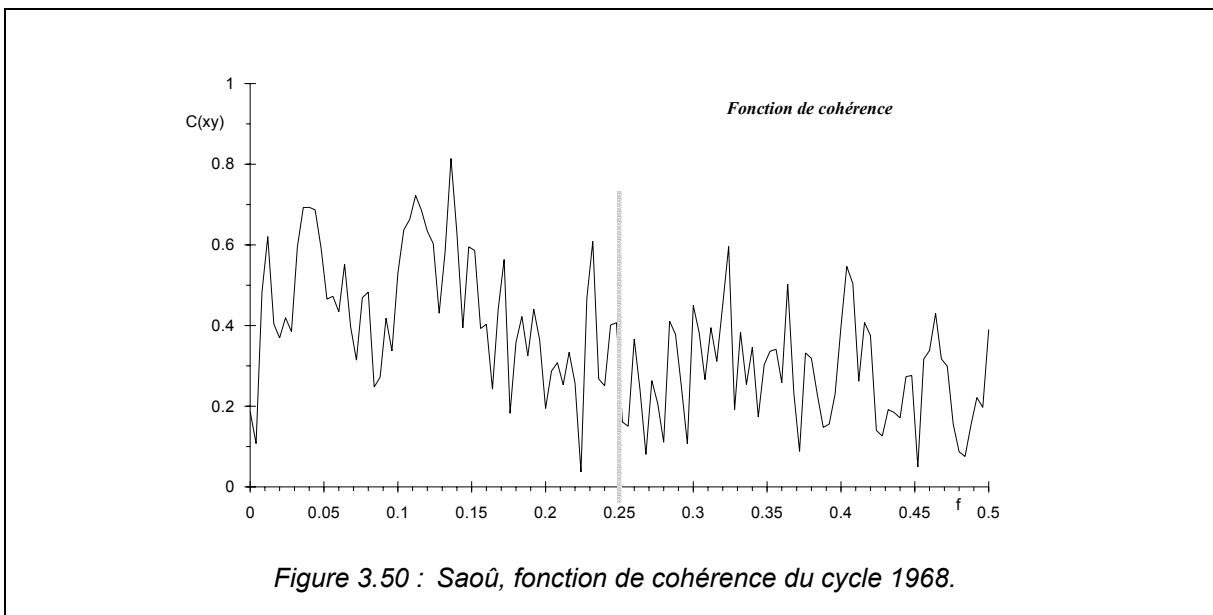


Figure 3.49 : Saoû, fonction de gain du cycle 1968.



L'ensemble de ces résultats tend à montrer que le régime de la Vèbre possède deux composantes :

- une composante à court terme correspondant au transfert rapide des eaux de ruissellement, avec un déphasage faible en raison de la forme du bassin versant ;
- une composante à long terme correspondant au soutien des débits par des eaux souterraines.

L'analyse corrélatoire et spectrale confirme donc l'observation faite sur la courbe des débits classés, les réserves identifiées étant de faible importance (1.7 Mm³). Cependant aucune des méthodes utilisées ne permet de conclure quant à la localisation de ces réserves.

4.1.4. CONCLUSION DE L'ANALYSE EN TERME DE TRANSFERT.

4.1.4.1. Système d'Archiane.

Le système d'Archiane est un système unaire, bien individualisé par ses limites géologiques. Le bilan hydrologique est légèrement déséquilibré dans le sens de la sous-estimation de la superficie de l'impluvium.

L'analyse des débits classés met en évidence la présence d'un impluvium fluctuant, une partie des écoulements du système s'écoulant en hautes eaux vers un autre exutoire que la source d'Archiane. La structure tabulaire favorise ce type d'échange, et il est probable que ce comportement soit dû à la faille de Jasneuf qui draine un comportement de taille variable selon l'état du système.

L'ajustement des courbes de récession montre des coefficients d'hétérogénéité globalement élevés et des temps d'infiltration courts. Ceci traduit une karstification importante, facilitant l'infiltration. Le volume dynamique, indice de la présence de réserves, varie entre 1.5 et 4.5 Mm³. Le système apparaît comme faiblement régulateur à l'échelle pluri-annuelle et sensible aux variations saisonnières de l'alimentation.

Les analyses corrélatoire et spectrale montrent un caractère inertiel. La réponse du système aux précipitations présente deux modes :

Exemple d'application

- une fonction transmissive caractérisant un drainage développé;
- une fonction capacitive traduisant la présence de réserves.

La fonction capacitive ne peut être interprétée comme une perturbation introduite par le manteau neigeux. En effet, l'analyse par cycle montre que le rôle de ce dernier s'établit à long terme en différant l'alimentation du système, et ceci principalement pour les cycles déficitaires en pluie.

Ce double comportement peut alors être interprété à partir de l'information géologique. En effet, le système d'Archiane se développe dans deux types de formation. Au sommet, les calcaires bioclastiques dans lesquels il existe un drainage organisé, et à la base, des formations plus marneuses moins karstifiées dans lesquels la zone noyée semble bien moins organisée.

Il faut toutefois signaler que la station de jaugeage mesure des écoulements en provenance d'un petit bassin de surface. Il est donc probable qu'une partie du caractère transmissif est dû à ce phénomène, mais cette influence doit, malgré tout, être de faible ampleur.

L'ensemble de ces éléments permet d'identifier en grande partie le système d'Archiane. Il s'agit d'un système karstique fonctionnel (karst au sens strict). Il est probable que ce système soit polyphasé, comme le montre la présence de deux trop-pleins superposés au dessus de la source d'Archiane pouvant correspondre à des paléostructures de drainage. Le double comportement identifié serait alors expliqué par :

- la réactivation en crue de paléostructures situées dans les formations bioclastiques et correspondant à un ancien drainage bien organisé. Une telle configuration pourrait aussi expliquer les résultats issus des débits classés.
- l'écoulement en basses eaux dans une structure de drainage peu organisée, la zone noyée se situant à ce niveau.

L'étude du fonctionnement en terme de transit, à partir de la géochimie (suivi d'un cycle ou d'une crue) permettrait de préciser ces éléments.

4.1.4.2. Système de Gervanne.

Trois hypothèses de limites de l'impluvium sont envisageables en fonction des résultats de l'étude géologique. L'étude du bilan hydrologique montre que celle correspondant à la plus grande superficie doit être retenue, à la condition que la sous-évaluation des précipitations soit équivalente aux écoulements non jaugés issus du trop-plein de la Bourne.

L'étude des débits classés met en évidence deux ruptures de pente successives dont l'une correspond probablement à la mise en fonction de la Bourne, la seconde étant attribuable au contournement en crue de la station de jaugeage.

L'analyse des courbes de récession, et plus particulièrement l'ajustement de la décrue, est délicate en raison de l'écrêtement des crues provoqué par la mise en fonction de la Bourne. De plus la fonction homographique présente une forme particulière, sur laquelle il est possible d'ajuster une droite, assimilable par erreur à un tarissement. En réalité, il apparaît que le tarissement du système est tardif, le système étant influencé pendant une longue durée par les apports de pertes de surface situées à l'amont. Le volume dynamique est important (4 à 8 Mm³).

Le système apparaît au travers des analyses corrélatoire et spectrale comme inertiel avec une régulation pluri-annuelle. L'enneigement des parties hautes de l'impluvium n'a pas de rôle déterminant. La réponse impulsionnelle du système est très étalée, de type capacitive. Cependant, les débits du trop

plein n'étant pas jaugés, la réponse est probablement amputée d'une partie éventuellement capacitive. La montée rapide du corrélogramme traduit un écoulement en charge dans la zone noyée.

Le système apparaît comme limite entre un système fonctionnel et non-fonctionnel. Si l'on admet qu'il manque une partie de l'information relative à une fonction transmissive, on peut conclure là aussi à un karst au sens strict, probablement polyphasé. Cependant, l'ampleur de la fonction transmissive, attribuable à la zone noyée au voisinage des Fontaigneux induit une incertitude quant à sa nature. Concernant celle-ci, trois hypothèses sont donc envisageables :

- la zone noyée est peu karstifiée ;
- la zone noyée présente une configuration vaclusienne ;
- la zone noyée correspond à une structure bien organisée, mais barrée à l'exutoire.

4.1.4.3. Système de la forêt de Saoû.

La mauvaise connaissance des paramètres climatiques et la faible longueur des chroniques de débit de la Vèbre n'autorisent pas le calcul du bilan hydrogéologique. Cependant, les limites qui peuvent être déterminées par la géologie paraissent assez sûres.

L'analyse des débits classés met en évidence l'apport d'eaux d'origine souterraine au régime de la Vèbre durant l'étiage. Cependant, il n'est pas possible de préciser si ces eaux proviennent des alluvions ou des calcaires sous-jacents, le volume dynamique calculé correspondant au possibilité de stockage des alluvions.

L'analyse corrélatrice et spectrale, fortement bruitée en raison de la faible longueur des chroniques utilisées, montre un système faiblement inertiel et influencé par la neige. Le corrélogramme croisé montre une réponse constituée d'un pic de faible ampleur, suivi d'une traîne à faible corrélation peu significative. Le spectre croisé met en évidence l'existence d'une composante à long terme qui n'est pas expliquée par la relation pluie-débit.

L'ensemble de ces éléments montre que la Vèbre correspond à un écoulement de surface de type ruissellement auquel se surimpose un soutien par des eaux souterraines sans qu'il soit possible de préciser l'origine de ces apports (calcaires ou alluvions).

4.1.4.4. Conclusion

Concernant le système de Saoû, les méthodes de la phase d'identification ne permettent pas de mettre en évidence un comportement de type karstique, si tant est qu'il existe.

Le système d'Archiane correspond à un karst au sens strict, probablement polyphasé, et à faible pouvoir régulateur. Le système de Gervanne appartient probablement au même type, mais présente une fonction capacitive importante lui conférant un fort pouvoir régulateur et des réserves importantes.

Le système de Gervanne apparaît donc comme le plus favorable à une exploitation dans le cadre d'un soutien d'étiage de la Drôme. Aussi, pour des raisons de coût, l'analyse du fonctionnement en terme de transit n'est engagée que sur ce système. Celle-ci a pour but de lever l'incertitude concernant la structure de la zone noyée, en mettant en oeuvre des techniques de traçage.

4.2. CARACTERISATION EN TERME DE TRANSIT.

Conjointement aux opérations de traçages, une forage de reconnaissance correspondant à la phase de démonstration a été réalisé. Les traçages ont été réalisés postérieurement à la réalisation du forage de reconnaissance, mais les résultats sont présentés dans cette partie car il contribuent à la phase d'identification.

4.2.1. TRAÇAGE.

L'expériences de traçage a été effectuée entre le trop-plein de la Bourne et la source des Fontaigneux, a pour but d'approfondir la connaissance du fonctionnement de la zone noyée au voisinage de l'exutoire (degré de karstification, appréciation du volume des réserves intéressées par le traçage).

4.2.1.1. Déroulement.

- injection le 15.06.1993 à 9h00 au trop plein de la Bourne;
- masse injectée : 500 g de fluorescéine diluée dans 3 l d'ammoniaque;
- distance linéaire entre les deux points : 810 m.
- échantillonnage automatique à la source de Fontaigneux du 15.06.1993 au 21.06. 1993 avec des pas d'échantillonnage variant de 30 mn à 4 h;
- échantillonnage manuel de contrôle durant la restitution à la source des Fontaigneux;
- enregistrement des hauteurs d'eau à la source des Fontaigneux au pas de temps de 5 mn;

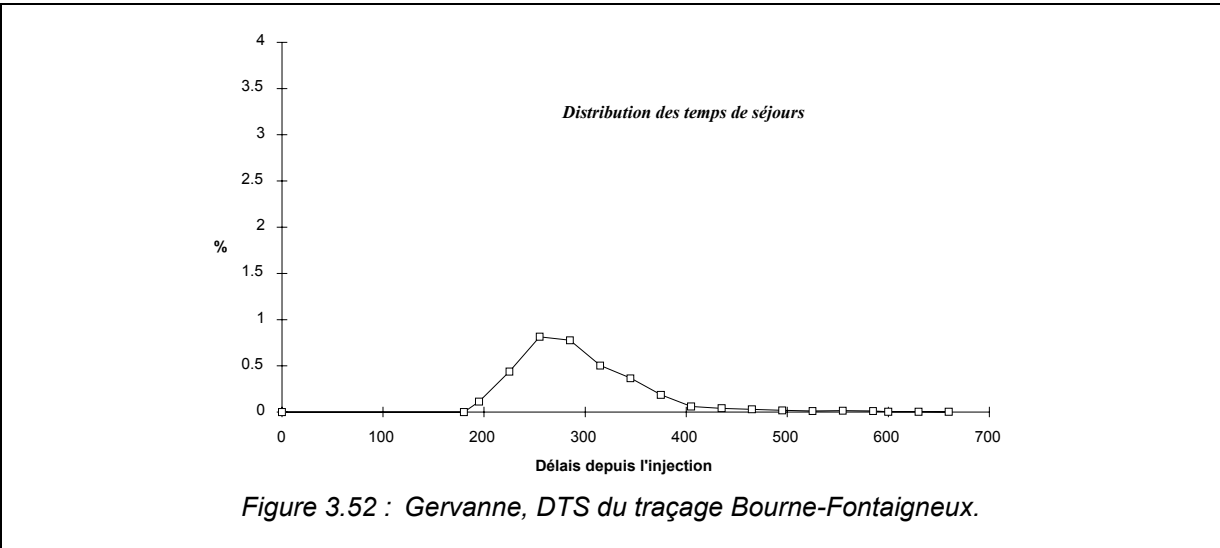
4.2.1.2. Résultats

Les paramètres calculés à partir de la courbe de restitution sont récapitulés dans le tableau 3.10.

	Bourne-Fontaigneux
Durée de restitution	480 mn
Vitesse maximale	249 m/h
Vitesse modale	190 m/h
Masse restituée	463 g
Taux de restitution	93 %
<i>Tableau 3.10 : Gervanne, traçage Bourne-Fontaigneux, paramètres de la courbe de restitution</i>	

Les paramètres de la DTS obtenue (figure 3.52) sont reportées au tableau 3.11.

	Bourne-Fontaigneux
Temps moyen de séjour	292 mn
Vitesse apparente	166 m/h
Volume de Allen	12000 m ³
<i>Tableau 3.11 : Gervanne, paramètres des DTS.</i>	



4.2.1.3. Interprétation des résultats.

Le traçage entre le trop-plein de la Bourne et les Fontaigneux est caractérisé par un excellent taux de restitution (93 %). Il n'y a donc pas de piégeage d'une partie du traceur.

La valeur élevée obtenue pour la vitesse apparente de transit (166 m/h) traduit une circulation du traceur dans une zone karstifiée, avec des écoulements bien organisés. Le volume d'eau par lequel a transité le traceur est faible. Cela signifie que le traceur n'a pas parcouru une zone capacitive, mais plutôt une zone transmissive.

L'ensemble de ces éléments montre de façon indiscutable que le trop plein de la Bourne est en connexion avec l'axe de drainage aboutissant aux Fontaigneux. Cependant, l'allure générale la DTS (pic à base assez étalée suivie d'une légère traîne) prouve que la connexion ne s'effectue pas directement mais plutôt au travers d'une zone où les écoulements sont légèrement plus lents.

Ce résultat permet d'écartier l'hypothèse selon laquelle la zone noyée serait peu karstifiée et s'apparenterait à un milieu fissuré. Le caractère inertiel serait donc dû soit à un barrage tectonique en relation avec la Faille de Boussonelle, soit à une configuration vaclusienne, ce qui dans les deux cas permet l'accumulation de réserves.

4.2.2. CONCLUSION.

L'expérience de traçage réalisée entre le trop-plein de la Bourne et les Fontaigneux montre que les vitesses de circulation sont importantes et le volume tracé est faible.

Ces résultats permettent d'arriver aux conclusions suivantes :

- le trop-plein de la Bourne est en liaison avec l'axe de drainage;
- la zone noyée située sous la source des Fontaigneux est bien karstifiée et organisée, l'organisation du drainage se développant probablement en profondeur sous l'exutoire.

Cette structure du réservoir, associée à un comportement captif, montre que le système de Gervanne est un karst au sens strict, probablement de configuration vaclusienne. Cette information est très importante car cette configuration est favorable à une exploitation, le volume d'eau mobilisable étant très important.

4.3. CONCLUSION DE LA PHASE D'IDENTIFICATION.

L'identification des systèmes amène aux conclusions suivantes :

- le système d'Archiane est un karst au sens strict. Son comportement est caractérisé par un transfert rapide des eaux d'infiltration, et par un effet de capacité de faible importance. Le volume des réserves, estimé à partir du volume dynamique, varie de 1.5 à 4.5 Mm³ selon que le cycle est excédentaire ou déficitaire. Le pouvoir régulateur du système est faible.
- le système de Gervanne est lui aussi un karst au sens strict, mais il apparaît comme limite entre un système fonctionnel et un système non-fonctionnel. La zone noyée se développe sous le niveau de l'exutoire en raison d'une configuration vaclusienne. Cette configuration est favorable à une exploitation. Le volume des réserves est important, 4 à 8 Mm³, ainsi que la régulation pluri-annuelle.
- l'étude du système de la forêt de Saoû ne permet pas de conclure sur une éventuelle karstification des formations calcaires, le comportement de la Vèbre pouvant être expliqué par un stockage dans les alluvions.

En conséquence, vis-à-vis d'un objectif de soutien d'étiage il apparaît que :

- le système d'Archiane ne présente pas de bonnes caractéristiques concernant la pérennité de la ressource, qui risque d'être faible lors des cycles déficitaires. Or c'est justement dans ces périodes que l'exploitation serait particulièrement utile. De plus, l'identification ne fournit aucune information sur la position de la zone noyée.
- le système de Gervanne paraît beaucoup plus intéressant, car ses réserves sont mieux localisées et il possède un fort pouvoir régulateur garantissant, sauf sécheresses d'une durée exceptionnelle, une ressource. En outre sa structure est favorable à une exploitation.
- la ressource du système de la forêt de Saoû reste à identifier, par une méthode directe (forage).

Compte tenu de ces éléments, il a été décidé de n'engager la phase de démonstration que sur le système de Gervanne.

Concernant la méthodologie, cet exemple d'étude met bien en évidence l'intérêt des méthodes en général et de la phase d'identification en particulier. A partir de l'étude de trois systèmes, il est possible d'identifier le plus favorable, sans mettre en oeuvre des moyens de reconnaissance importants et risqués (forages).

Cependant, il met aussi en évidence les limites de la méthodologie notamment dans le cas du système de la Forêt de Saoû, où l'absence d'exutoire bien individualisé et la faible longueur des chroniques de données ne permettent pas d'identifier le système.

5. DEMONSTRATION.

5.1. CHOIX DE LA POSITION DU FORAGE.

La réalisation de la phase de démonstration sur le système de Gervanne a posé un problème quant à l'accès au karst noyé. En effet :

- il n'existe pas sur ce système de regard sur le karst noyé permettant de réaliser un pompage dans des conditions économiques acceptable.
- la configuration de la source de Fontaigneux (obstruction par des blocs) ne permet pas de descendre suffisamment en profondeur une pompe.

Il a donc été choisi de réaliser un forage de reconnaissance dans le karts noyé avec tous les risques que peut comporter une telle opération. Toutefois les résultats de la phase d'identification faisant apparaître une forte probabilité d'une zone noyée importante à l'aval de l'exutoire, probablement de configuration vauclusienne et donc avec des écoulements en charge, les risques encourus étaient somme toutes limités.

Le forage a donc été implanté à 233 m de la source en position latérale à l'axe Bourne Fontaigneux que l'on peut supposer représenter l'axe de drainage pour tenter de solliciter le karts noyé par l'intermédiaire d'un SAD. La foration a été réalisée du 19 au 23 avril 1993 et un réalésage a eut lieu en 1995.

Les résultats présentés ici concerne :

- le traçage réalisé entre le forage et la source pour positionner le forage par rapport à la structure karstique.
- les essais de pompages réalisés. Toutefois, ne seront repris que les conclusions que l'on peut tirer de ces essais, l'interprétation des données ayant déjà été effectuée dans la deuxième partie de ce document.

Enfin, le lecteur trouvera les détails des opérations de foration et de réalésage, qui ne présentent pas d'intérêt particulier, par ailleurs (Crochet & al, 1993 ; Crochet & Marsaud, 1995)

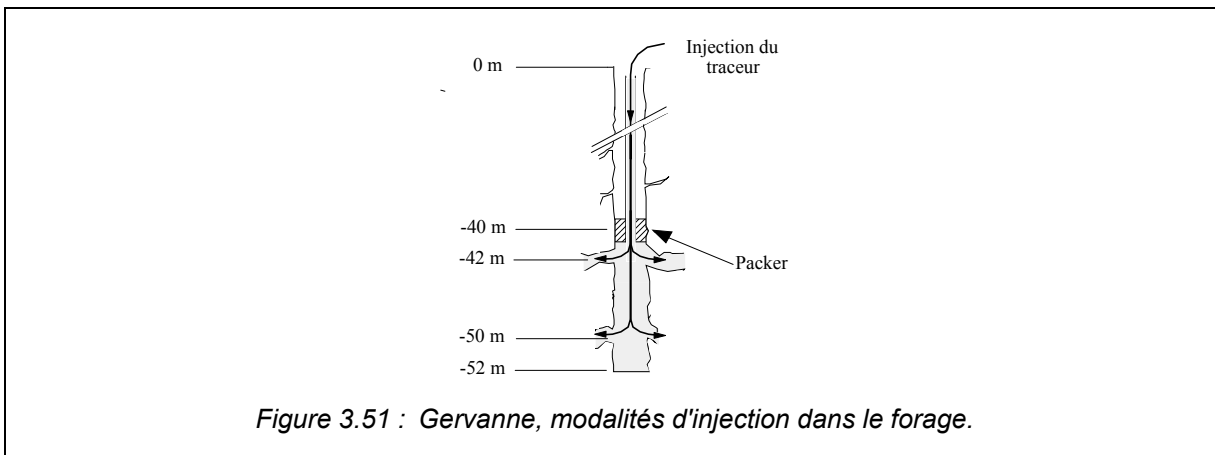
5.3. POSITION DU FORAGE PAR RAPPORT A LA STRUCTURE KARSTIQUE.

5.3.1. DEROULEMENT DU TRAÇAGE.

Dans le cas du forage de Gervanne, les venues d'eau sont bien localisées en profondeur (aux cotes 42 m et 50 m). Aussi la méthode retenue a consisté à réaliser une injection quasi instantanée à partir du dispositif suivant (figure 3.51):

- mise en place d'un packer au-dessus de la venue d'eau supérieure de manière à isoler un espace de 10 mètres de hauteur entre la première venue d'eau et le fond du forage;

- injection par l'intermédiaire d'un tubage atteignant la partie isolée. Le volume de traceur est poussé par un volume d'eau équivalent à celui contenu dans les tiges.



L'opérations de traçage s'est déroulée comme suit :

- injection dans le forage le 21.06.1993 de 16h17 à 16h19. L'injection du traceur a été suivi de l'injection d'un volume d'eau équivalent au volume d'eau contenu dans les tiges (161 l) de 16h22 à 16h25;
- masse injectée : 500 g de fluorescéine diluée dans 2.5 l d'ammoniaque;
- distance linéaire entre les deux points : 233 m.
- échantillonnage automatique à la source de Fontaigneux au pas de temps de 30 mn du 21.06.1993 à 16h30 au 22.06.1993 à 16h30
- échantillonnage manuel à la source de Fontaigneux au pas de temps de 5 mn du 21.06.1993 à 17h00 au 21.06.1993 à 19h00;
- enregistrement des hauteurs d'eau à la source des Fontaigneux au pas de temps de 5 mn;

5.3.2. Résultats.

Les paramètres calculés à partir de la courbe de restitution sont récapitulés dans le tableau 3.12.

Durée de restitution	188 mn
Vitesse maximale	400 m/h
Vitesse modale	264 m/h
Masse restituée	386 g
Taux de restitution	77 %

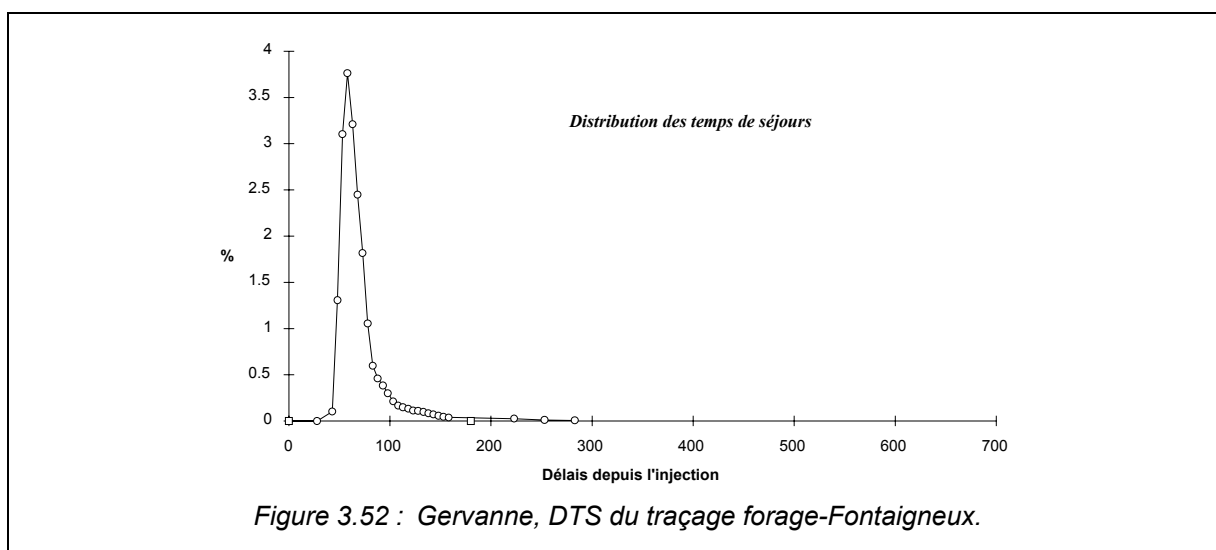
Tableau 3.12 : Gervanne, traçage forage-Fontaigneux, paramètres de la courbe de restitution

Les paramètres de la DTS obtenue (figure 3.52) sont reportées au tableau 3.13.

Exemple d'application

	Forage-Fontaigneux
Temps moyen de séjour	65 mn
Vitesse apparente	215 m/h
Volume de Allen	2500 m ³

Tableau 3.13 : Gervanne, traçage forage-Fontaigneux, paramètres de la DTS.



5.3.3. Interprétation des résultats.

Le taux de restitution du traçage réalisé entre le forage de reconnaissance et la source des Fontaigneux est faible, 77 %. Deux raisons peuvent être invoquées pour expliquer ce fait :

- la valeur maximale du pic de restitution peut-être située entre deux échantillons, malgré le pas d'échantillonnage serré (5 mn);
- l'injection dans le forage au travers du tubage a entraîné certaines pertes de la solution de fluorescéine diminuant la quantité injectée.

Le signal est toutefois suffisamment marqué pour écarter l'hypothèse d'un piégeage de traceur.

La vitesse apparente de transit (215 m/h) est plus importante qu'entre la Bourne et les Fontaigneux ce qui confirme que la circulation s'effectue dans un drain, avec une bonne connexion entre le forage et l'axe de drainage. En outre, l'organisation de la zone noyée, et notamment le drainage, se développe en profondeur sous l'exutoire (-40 à -50 m).

Ceci corrobore l'hypothèse d'une configuration vaclusienne. Le faible volume d'eau tracé montre, quant à lui, que le forage n'est pas situé sur une zone de réserve latérale, mais qu'il se situe au voisinage immédiat du drain ou sur une digitation de celui-ci.

5.4. ESSAIS DE POMPAGE.

5.4.1. DEROULEMENT.

Les opérations de pompage d'essai ont été réalisées en deux temps, du 29 juin 1993 au 1 Juillet 1993 et du 30 Août 1995 au 13 Septembre 1995. Les essais se sont déroulés comme suit :

- *Essais par paliers (1993):*

Quatre essais de débit croissant (20, 40, 60, 80 m³/h) d'une durée de 1 h chacun ont été effectués, en marquant un temps d'arrêt de 1 h entre chaque palier

- *Essai de longue durée (1993 et 1995):*

Un essai d'une durée de 48 h au débit de 80 m³/h.

Un essai d'une durée de 242 h au débit de 103 m³/h.

Durant l'ensemble de ces essais et des remontées correspondantes, les niveaux dans le forage ont été mesurés automatiquement à l'aide d'une centrale d'acquisition MADDO (pas de temps 1 mn). De même, les hauteurs d'eau à la station des Fontaigneux ont été enregistrées au pas de temps de 5 mn.

En 1993, le pompage a été effectué après une période pluvieuse importante alors que le système était en fin de décrue. Par ailleurs, la fin de l'essai de longue durée a été perturbé par de fortes précipitations orageuses entraînant une remontée du niveau dans le forage et une hausse des débits de la source. En 1995, l'essai a été réalisé plus tard dans l'étiage en période sèche. En fin de pompage, une petite crue a eut lieu, sans influence notable sur la recharge du système.

5.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATION

Les résultats obtenus ont été décrits et interprétés dans la 2^{ème} partie de ce document et ne sont pas repris ici. Nous rappellerons simplement que :

- le rendement de pompage est relativement faible (0.37), les valeurs maximales obtenues étant identiques pour les deux essais.
- la pérennité de la réserve est en revanche importante.

5.5. CONCLUSION DE LA PHASE DE DEMONSTRATION.

A la suite de la phase d'identification, le système de Gervanne apparaissait comme le plus favorable à une exploitation. La démonstration de l'existence des réserves de ce système a été réalisé à partir d'essai de pompage. L'objectif était de conclure sur les possibilités de solliciter les réserves de la zone noyée du karst en vue de "surexploitation" en période d'étiage.

Les résultats obtenus montrent que la mobilité des réserves de ce système est relativement faible, tout au moins relativement à la position du point de pompage. En revanche, la pérennité d'exploitation est très importante. Il s'agit donc d'un système qui pourra fournir un débit peut-être limité, mais ceci pendant une très longue période. Son utilisation pour le soutien d'étiage paraît donc tout à fait indiquée.

Exemple d'application

A ce stade, il n'est plus nécessaire d'effectuer de nouvelles reconnaissances ou études qui n'apporteraient que peu d'information complémentaire par rapport à la connaissance actuelle du système. La démarche qu'il faut maintenant utiliser consiste en une mise en exploitation progressive avec des débits croissants. Ce procédé permet d'affiner le débit d'exploitation en fonction des résultats acquis en cours d'exploitation et en fonction des conditions hydrologiques (cycle hydrologique pluvieux ou non).

6. CONCLUSION.

L'étude des systèmes karstiques du Vercors et du Diois avait pour objectif d'évaluer leur capacité à soutenir l'étiage de la Drôme.

Dans un premier temps, la phase d'identification a été appliquée aux trois systèmes. Elle a montré que :

- le système d'Archiane est un karst au sens strict, avec un transfert rapide des eaux d'infiltration, et un faible effet de capacité. Les réserves sont estimées entre 1.5 et 4.5 Mm³ selon le cycle hydrologique.
- le système de Gervanne est aussi un karst au sens strict, mais il apparaît comme limite entre un système fonctionnel et un système non-fonctionnel. La zone noyée se développe sous le niveau de l'exutoire en raison d'une configuration vaclusienne. Le volume des réserves est important : 4 à 8 Mm³.
- l'étude du système de la forêt de Saoû ne permet pas de conclure sur une éventuelle karstification des formations calcaires.

Le système de Gervanne est donc celui qui présente les meilleures caractéristiques pour un objectif de soutien d'étiage.

Compte tenu de ces résultats, il a été décidé d'engager la phase de démonstration uniquement sur le système de Gervanne. Les essais de pompages réalisés ont montré que la mobilité des réserves est relativement faible, mais qu'en revanche celles-ci sont importantes ce qui induit une forte pérennité d'exploitation. Ce système semble donc adapté à une exploitation dans un but de soutien d'étiage.

Outre ces résultats appliqués, ces exemples montrent que l'approche fonctionnelle présente certaines limites. Le système de la forêt de Saoû n'a pu être identifié. L'absence d'exutoire individualisé sur ce système ne permet pas une bonne application des méthodes.

Ils montrent aussi que l'utilisation d'une stratégie d'étude en plusieurs phases est judicieuse. Face à un objectif bien défini, la phase d'identification permet de sélectionner les systèmes qui, de part leur type, présentent des caractéristiques favorables ou non. La phase de démonstration peut alors être réalisée à moindre coût seulement sur les systèmes les plus intéressants.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.

Ce travail avait pour but de proposer une méthodologie d'étude permettant d'appréhender la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques, dans une optique appliquée, c'est-à-dire axée vers une mise en valeur de ces aquifères.

Le choix de la méthodologie doit nécessairement s'appuyer sur une conceptualisation appropriée du milieu. Or, il apparaît une grande diversité des approches du milieu karstique, conduisant à l'utilisation de méthodes donnant parfois des résultats différents, voire contradictoires. Aussi, au préalable, il s'est avéré indispensable de réaliser un état des connaissances actuelles, ceci afin d'évaluer la capacité de ces approches à comprendre et à décrire le milieu karstique. Cet état des connaissances a été mené en essayant de réunir une bibliographie la plus complète possible sur le sujet. Il conduit à rejeter d'emblée les approches spéléologique et géomorphologique. La première, en raison d'une représentation du milieu karstique réduite aux vides pénétrables, nie la fonction de stock de l'aquifère et ne prend en compte que les flux, ce qui est en contradiction avec de nombreuses observations. La seconde, en s'intéressant uniquement aux formes de surface, ne permet pas plus de prendre en compte la réalité hydrogéologique du karst. Tout ceci souligne que le karst est un objet hydrogéologique, et que la première clef de sa compréhension réside dans le fait qu'il doit être considéré comme un aquifère.

Toutefois, aborder le problème à partir de la notion d'aquifère n'est pas suffisant pour définir une méthodologie adaptée, comme en témoigne l'existence de deux approches hydrogéologiques. *L'approche structurelle* considère l'aquifère karstique comme le prolongement de l'aquifère fissuré, et propose d'en adopter la méthodologie moyennant quelques adaptations. *L'approche fonctionnelle* s'oppose à cette démarche et considère que la karstification aboutit à la création d'un milieu organisé et hiérarchisé selon un ordonnancement imposé, non pas par la structure géologique, mais par les écoulements eux-mêmes. Ceci interdit l'emploi des méthodes traditionnelles qui ne peuvent ni percevoir cette organisation, ni en rendre compte. Elle propose en conséquence des méthodes globales, basées sur l'analyse systémique.

Pour tenter de trancher, ou de concilier, entre ces deux approches, nous nous sommes appuyés sur les aspects thermodynamiques du processus de karstification proposés par Mangin (1975). Cela nous a permis de préciser les notions d'évolution et de fonctionnalité qui en découlent. Toutes ces notions, parfois plus proches de la physique que de l'hydrogéologie, sont des éléments majeurs - et indispensables - de la compréhension de la structure et du fonctionnement de l'aquifère karstique. Elles permettent ainsi de mettre en évidence deux propriétés fondamentales de l'aquifère karstique :

- la karstification correspond à une *évolution*, au cours de laquelle certains vides du milieu fissuré originel s'élargissent alors que d'autres se colmatent, aboutissant à la création d'une structure de drainage organisée et isolée du milieu fissural originel.
- la *fonctionnalité*, c'est-à-dire l'existence d'un comportement karstique des écoulements, résulte de la conjonction d'une structure organisée et d'un fort potentiel hydraulique aux limites du système. Si l'un de ces éléments manque, comme cela peut être le cas lors d'une remontée du niveau de base, il n'y a plus de comportement karstique.

En fonction de la manière dont s'assemblent ces deux paramètres, il existe une multitude d'aquifères formant un continuum à partir de l'aquifère carbonaté originellement fissuré. L'état des connaissances aboutit à montrer qu'il est possible de les regrouper en trois grands types de systèmes karstiques :

- type 1 : les systèmes qui sont en cours d'évolution et dont l'organisation n'est pas encore perceptible ;
- type 2 : les systèmes dont la structure et les écoulements sont organisés ;
- type 3 : les systèmes qui sont organisés mais où les écoulements ne rendent pas compte de cette organisation.

Cette typologie étant définie, nous avons posé le problème de la validité des lois, paramètres et méthodes de l'hydrogéologie traditionnelle pour chacun de ces grands types d'aquifère. Il en ressort que l'approche structurelle est utilisable pour les systèmes du type 1 et pour une approche par équivalence du type 3, à l'échelle globale uniquement. Pour les systèmes du type 2, les lois et méthodes de l'hydrogéologie traditionnelle ne sont pas valides et ne doivent pas être utilisées.

Il apparaît alors qu'aucune des deux approches ne peut être remise en cause, puisque chacune est correcte en elle-même. En revanche, il n'en va pas de même quant à leur application. Ainsi, l'approche structurelle ne peut être utilisée que pour les karsts dont les propriétés hydrauliques répondent aux conditions d'application de cette approche. Partant de ce principe, on pourrait préconiser pour l'établissement d'une méthodologie l'utilisation unique de l'approche fonctionnelle, arguant du fait qu'elle est plus performante et qu'elle peut s'adapter à tous les types. Cependant, cette approche impose de nombreuses contraintes (qualité et quantité des données) qui sont parfois difficilement compatibles avec un contexte appliqué. Pour cette raison, il faut chercher à l'utiliser uniquement dans les cas où elle est indispensable.

En conséquence, la méthodologie présentée dans la seconde partie de ce mémoire est basée sur une conciliation des deux approches au travers d'une définition appliquée du karst, c'est-à-dire basée non pas sur les caractéristiques du milieu, mais sur les domaines de validité de chacune des approches. Les trois grands types deviennent ainsi :

- Type 1 : *les aquifères carbonatés fissurés et karstifiés* (étudiés par une approche structurelle) ;
- Type 2 : *les systèmes karstiques au sens strict* (étudiés par une approche fonctionnelle) ;
- Type 3 : *les systèmes karstiques contrôlés aux limites* (étudiés par l'approche fonctionnelle à l'échelle locale et par l'approche structurelle à l'échelle globale).

La méthodologie utilise une stratégie organisée en trois phases. La première, ayant pour objectif l'identification du type de karst, doit s'appliquer à tous les types. Elle repose donc sur l'approche fonctionnelle. Les suivantes, qui visent la démonstration de la ressource en eau et son évaluation, utilisent soit l'approche structurelle soit l'approche fonctionnelle selon le type identifié.

Nous n'avons pas abordé la description des méthodes de l'approche structurelle. Elles sont anciennes et ont été largement discutées dans la littérature, de même que leur adaptation au milieu karstique. Nous avons donc limité notre travail aux méthodes de l'approche fonctionnelle qui permettent l'identification du type de système et celles qui s'intéressent à la démonstration des ressources des systèmes karstiques au sens strict.

Celles qui sont utilisées pour l'identification des karsts ont été présentées succinctement. Elles sont aujourd'hui connues et nous n'en avons retracé que les traits principaux. A titre d'exemple de mise en oeuvre, nous avons appliqué ces méthodes à trois systèmes karstiques de la Drôme dans la troisième partie de ce mémoire. Cette application montre qu'à partir de la seule phase d'identification, les

Conclusion

méthodes d'identification conduisent à choisir parmi ces trois systèmes celui qui présente les caractéristiques les plus favorables à une exploitation.

Toutefois, il nous a semblé intéressant de revenir en détail sur deux de ces méthodes : l'analyse des courbes de récession et les traçages quantitatifs. Pour ces derniers, la littérature est divergente et il était utile d'en détailler l'application au milieu karstique. Ceci est fait en annexe.

Si le principe général de l'analyse des courbes de tarissement est généralement admis, il n'en va pas de même pour les méthodes retenues ainsi que pour les paramètres qui en découlent. C'est le cas notamment du volume dynamique, dont le calcul - par l'intégration de la courbe de tarissement - a été préconisé par Mangin (1970a). Apparaissant comme un paramètre fondamental pour l'évaluation des réserves en eaux d'un système karstique, et il était nécessaire d'en préciser le sens. A cette fin, nous avons donc entrepris une vérification expérimentale à partir d'un modèle réduit.

Le problème posé était de savoir si le volume dynamique comprend ou non le volume d'une partie des eaux situées sous le niveau de l'exutoire, et si oui, quel est l'ordre de grandeur de ce volume d'eau. Les résultats obtenus sur le modèle réduit montrent que le volume dynamique est effectivement supérieur (de l'ordre de 10 % pour le modèle) au volume d'eau situé au-dessus de l'exutoire. Ces résultats sont surprenants si l'on assimile le karst à un milieu fissuré ; le coefficient de tarissement, significatif d'une perte de charge, ne peut logiquement pas rendre compte d'un volume d'eau. Ceci n'est vrai que si l'on considère un écoulement contrôlé par des pertes de charge structurelles (écoulement de filtration type Darcy). Encore une fois, il s'agit là d'un problème de cohérence entre objet et modèle. Les coefficients de tarissement mesurés en milieu karstique intègrent des pertes de charge fonctionnelles dues au mouvement des masses d'eau, et ceci quelles soient situées au-dessus ou au-dessous de l'exutoire.

La notion de volume dynamique a été précisée en montrant qu'il était possible de déterminer la part du volume situé sous le niveau de l'exutoire par le calcul du *coefficient d'influence* qui est égal au rapport entre les coefficients de décroissance des courbes de débit et de niveaux. Ces résultats, bien qu'obtenus sur un modèle réduit, sont transposables au karst en vertu de l'identité de fonctionnement qui les lie. Le calcul du volume dynamique apparaît alors comme un moyen efficace d'évaluer l'importance des réserves d'un système karstique. Les nombreuses études déjà réalisées, ainsi que les exemples présentés dans la troisième partie de ce mémoire, montrent que l'information apportée dans le cadre d'une étude appliquée est généralement suffisante pour une prise de décision. La mise en oeuvre du calcul du coefficient d'influence sur les systèmes où des enregistrements de niveaux sont disponibles, devrait permettre de préciser cette information.

Par la suite, nous avons abordé le problème de la démonstration des ressources en eau des systèmes karstiques au sens strict. Il s'agissait de fournir une approche fonctionnelle de l'interprétation des pompages. La bibliographie existante sur ce sujet est très limitée, et toutes les tentatives réalisées soit se réfèrent à un modèle structurel qui n'est pas valide, soit s'appuient sur une vision du karst noyé ne tenant pas compte de sa réalité (organisation, dissociations des fonctions capacitive et transmissive). Ayant montré la non-validité de ces schémas traditionnels dans la première partie de ce mémoire, il n'était pas question de repartir une fois de plus de l'un deux et de tenter de l'adapter, ce qui aurait inmanquablement voué à l'échec. Il était en quelque sorte nécessaire de faire "table rase".

Nous avons donc essayé de donner les premiers éléments pour une nouvelle approche du problème. La méthode s'appuie sur deux axes. Tout d'abord, un modèle simple du karst noyé est établi à partir des résultats obtenus lors du pompage à gros débit du Baget. Il ne retient que les propriétés fondamentales de la structure et du fonctionnement du karst noyé, à savoir des vides de grandes tailles et une

dissociation des fonctions capacitive et transmissive. Ensuite, nous avons retenu une formulation systémique tenant compte du rôle prépondérant de l'axe de drainage dans la circulation des eaux.

Les résultats obtenus sont encourageants : en identifiant les variables déterminant la réponse à un pompage (pompage sur SAD ou sur le drain, débit de pompage supérieur ou non au débit du drain, état initial des SAD), nous avons dégagé deux paramètres caractéristiques de cette réponse : *le rendement de pompage* qui permet d'évaluer la capacité d'un système à libérer ses réserves sous l'action d'un pompage et la *pérennité d'exploitation* qui rend compte de l'importance des réserves mobilisables. A propos de ce dernier paramètre, de nombreuses questions restent posées, notamment quant à ses relations probables avec le coefficient de tarissement. Des recherches complémentaires semblent à ce propos indispensables à mener.

L'application de cette méthode à quelques exemples concrets, dont le système de Gervanne qui fait partie de nos exemples d'application, montre que ces paramètres conduisent bien à évaluer la capacité de production d'un système. Il demeure que ces résultats restent encore un peu qualitatifs et ne permettent pas de préjuger véritablement d'une phase d'exploitation. Seule, la multiplication des exemples d'application et leurs comparaisons, à l'image de ce qui a été entrepris pour les analyses corrélatrice et spectrale, conduira à préciser le sens de ces paramètres (variabilité, linéarité, stationnarité) et à les quantifier par l'établissement d'échelles de valeurs. De la même manière, la mise en exploitation progressive de systèmes de référence sera riche en enseignements. C'est d'ailleurs ce qui est envisagé pour le système de Gervanne ; l'interprétation des données qui seront acquises lors de cette exploitation s'avère, ici aussi, un complément indispensable.

En filigrane de ce travail, on retiendra que la compréhension du karst est indissociable de sa reconnaissance comme un aquifère, mais aussi et surtout de sa reconnaissance comme un aquifère spécifique. Le choix méthodologique, la notion de volume dynamique et les éléments d'interprétation des pompages d'essai reposent tous sur cette idée. Continuer à le regarder comme un paysage ou une rivière souterraine, continuer à le représenter par des modèles hydrogéologiques gommant ses particularités de structure et de fonctionnement nous paraissent des voies sans issues. Du point de vue de son exploitation, la mauvaise image dont il bénéficie provient, en partie au moins, du fait que l'on a trop souvent suivi ces voies. Il est temps de rétablir la balance et s'attacher à reconnaître sa spécificité, à en tirer partie et à la valoriser. Nous espérons y avoir contribué.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

AMIN I.E & CAMPANA M.E., 1993 : *A general mathematical model for tracer test analysis.*, Tracer hydrology, Hötzl & Werner ed., Balkema, Rotterdam, , pp 453-456.

ANDRIEUX C., 1976 : *Le système karstique du Baget. 2. Géothermie des eaux à l'exutoire principal selon les cycles hydrologiques 1974 et 1975.*, 2° Colloque d'Hydrologie en pays Calcaire, Besançon, , p 1-26.

ASTRUC J.G., BAKALOWICZ M., BISCALDI R. & MANGIN A., 1988 : *Etude des possibilités de surexploitation des aquifères karstiques de Midi-Pyrénées.*, Rapport BRGM-CNRS, 88 SGN 781 MPY, 43 p.

ATKINSON T.C., 1977a : *Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain).*, Journal of Hydrology, 35, pp 93-110.

ATKINSON T.C., 1977b : *Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone : an important control of groundwater hardness in limestone.*, Journal of Hydrology, 35, pp 11-123.

ATKINSON T.C. & SMART P.L , 1979 : *Traceurs artificiels en hydrogéologie.*, Bulletin du BRGM, 2 III, pp 365-380.

SVIAS J., 1964 : *Sur la méthodologie en hydrogéologie karstique d'après l'exemple du Languedoc méditerranéen.*, Mémoires du CERH, Montpellier 1, , pp 5-20.

SVIAS J. V., 1978 : *L'importance économique et humaine des régions karstiques et la nécessité de la protection de l'environnement karstique.*, Colloque de l'Association des Géologues du Sud-Ouest, Tarbes, 17 et 18 Oct., , pp 7-19.

BAKALOWICZ M., 1977 : *Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle.*, Compte Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t 284, pp 2463-2466.

BAKALOWICZ M., 1979 : *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.*, Thèse de Doctorat de Science Naturelles, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, , 269 p.

BAKALOWICZ M., 1979b : *L'anhydride carbonique dans la karstogenèse.*, Actes du Symposium International sur l'Erosion Karstique, U.I.S, Aix-Marseille-Nîmes, , pp 41-48.

BAKALOWICZ M. , 1980 : *Un précieux informateur hydrogéologique : le système chimique CO₂-H₂O-carbonate.*, Colloque de la Société Géologique de France, , pp 11-23.

BAKALOWICZ M. , 1984 : *Le karst en géologie et en hydrogéologie. Bilan et essai de synthèse des thèses présentées en France entre 1977 et 1983.*, Hydrogéologie-Géologie de l'Ingénieur, BRGM, 3, 1984.

BAKALOWICZ M., 1986a : *La karstification : processus, modèles et exemples.*, 9° Congresso Internacional de Espeologia, Espagne, vol 3, pp59-63.

BAKALOWICZ M. , 1986b : *De l'hydrogéochimie en karstologie.*, Karst Euskadi 86, San Sebastian, vol 2, pp 105-129.

BAKALOWICZ M. , 1992 : *Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche objective du rôle du climat dans la karstogenèse.*, Colloque de l'Université de Bordeaux I, Hommage à J. Nicod, , pp 61-76.

BAKALOWICZ M. & RICARD J., 1994a : *Etude hydrogéologique de la source de l'Espérelle et de son bassin d'alimentation.*, Rapport BRGM, R 37 951 MPY 4S/94, .

BAKALOWICZ M., CROCHET Ph., D'HULST D., MANGIN A., MARSAUD B., RICARD J. & ROUCH R., 1994 : *Expérience de pompage à fort débit dans un gouffre. Résultats fondamentaux et appliqués.*, Action Cost 65, Réunion de Millau, Mai 1994, à paraître, 16 p.

BAKALOWICZ, M., 1982 : *La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste.*, Reunion Monografica sobre el Karst, Larra, , pp 159-174.

BARENBLATT G.E., ZHELTON I.P. & KOCHINA I.N., 1960 : *Basic concepts in the theory of homogeneous liquids in fissured rocks.*, Journal of Applied Mathematical Mechanics, 24, 5, pp 1286-1303.

BEAUDOING G., GETTO D. & GAILLARD B., 1987 : *Détermination expérimentale des paramètres de transfert de l'eau et du pouvoir autoépurateur du réseau karstique de l'Ouyse.*, Rapport Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble, ORISDAMRISARSAT87-27, 86 p.

BERTRAND C. & GRINGARTEN A.C., 1978 : *Détermination des caractéristiques hydrauliques des aquifères fissurés par pompage d'essai en régime transitoire.*, Rapport BRGM, 78 SGN 669 GEG, 32 p.

BEZES C., 1976 : *Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques : établissement du modèle BEMER ; son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France.*, Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, , 135 p.

BOEGLI A. , 1980 : *Karst hydrology and physical speleology.*, Springer Verlag, Berlin, , x p.

BOISSON M. & THIERY D., 1991 : *Logiciel Gardénia. Guide d'utilisation.*, Rapport BRGM, R 32 209, .

BONNET M. , 1978 : *Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie.*, Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, (Doc. BRGM 78 SGN 655 HYD, 269 p.

BONNET M. MARGAT J. & THIERY D. , 1976 : *Essai de représentation du comportement hydraulique d'un système karstique par modèle déterministe : application à la fontaine de Vaucluse.*, 1° Colloque d'Hydrologie en pays Calcaire, Neuchâtel, , pp 79-95.

BONNET M., THIERY D., BONIN H. & PLALOC H., 1979 : *Etude par modèles mathématiques des écoulements en milieu karstique. Application au karst de l'Hortus.*, Rapport BRGM, 79 SGN 733 HYD, 59 p.

BOTTON R., 1984 : *Etude de certaines modalités du fonctionnement de l'aquifère karstique (zone d'infiltration et zone saturée) sur deux champs de forages Nord-Montpellierains.*, Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, , 337 p.

BOUCHAALA A., 1991 : *Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relations avec le thermalisme. Exemple de la partie occidentale du massif du Mouthoumet (Aude, France) .*, Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, , 307p.

BOULTON N.S., 1954 : *The drawdown of the water-table under non-steady conditions near a pumped well in an unconfined formation.*, Institute Of Civil Engineers, Proc., T3, Part 3, 2, pp 364-579.

BOULTON N.S. & STRELTSOVA T.D., 1978 : *Unsteady flow to a pumped well in an unconfined fissured aquifer.*, Journal of Hydrology, 37, pp 349-363.

BOURDET D.P., AYOUB J.A., & PIRARD? Y.M., 1984 : *Use of pressure derivative in well test interpretation.*, Society of Petroleum Engineers, Calif. Reg. Meet., long Beach, April 11-13, 1980, paper 12777, .

BOURDET D.P. & GRINGARTEN A.C., 1980 : *Determination of fissured volume and block size in fractured reservoirs by type-curve-analysis.*, Society of Petroleum Engineers, 55th Annual Conference and Exhibition, Dallas, Sept 21-24, 1980, paper 9293, .

BOX G.E.P. & JENKINS G.M., 1974 : *Time series analysis : forecasting and control.*, Holden Day, San Francisco, , 575 p.

BURGER A. , 1969 : *Influence de l'hétérogénéité des roches cohérentes sur leur perméabilité.*, Bulletin Technique de la Suisse Romande, 13, pp 3-8.

BURGER A., 1980 : *Rapport général sur le thème 3 : milieux karstiques.*, Mémoire hors série de la Société Géologique de France, 11, pp 29-36.

BURGER A., 1983 : *Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura.*, Gaz-Eaux-Eaux usées, Société Suisse de l'Industrie du Gaz et des Eaux, Zurich, 1983/9, pp 533-583.

CARLIER M., 1986 : *Hydraulique générale et appliquée*, Editions Eyrolles, Paris, , 569 p.

CASTANY G. & MARGAT J., 1977 : *Dictionnaire français d'hydrogéologie.*, BRGM, , 249 p.

Bibliographie

- CHEMIN J., 1974 :** *Essai d'application d'un modèle mathématique conceptuel au calcul du bilan hydrique de l'aquifère karstique de la Source du Lez.*, Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, , 67 p.
- CHOPPY J., CHABERT J., BAKALOWICZ M. & CALLOT Y., 1982 :** *W.M.DSVIS, L'origine des cavernes calcaires : traduction, notes et commentaires*, Mémoire du Spéléo-Club de Paris, 7, 47 p.
- CINCO L.H., RAMEY H.J Jr & MILERR F.G., 1975 :** *Unsteady-state pressure distribution created by a well with an inclined fracture.*, Society of Petroleum Engineers, 50th Annual Conference and Exhibition, Dallas, 1975, , paper 5591.
- CINCO L.H., SAMANIEGO V.F. & DOMINGUEZ A.N., 1976 :** *Transient pressure behavior for a well with a finite conductivity vertical fracture*, Society of Petroleum Engineers, 51th Annual Conference and Exhibition, New-Orleans, 1976, , paper 6014.
- COLLECTIF , 1992 :** *Test de pompage en aquifère karstique dans le gouffre de la Peyrière (09)*, Rapport BRGM-CNRS, 35 924 MPY 4S 92, 46 p.
- COLLIN J.J. & ROUSSELOT D., 1974 :** *Modèles de simulation : point de rencontre du géologue des eaux souterraines et du mathématicien.*, I.A.H., Mémoires du Congrès de Montpellier, Tome X, 1, pp 175-180.
- CORBEL J. , 1959 :** *Les grandes cavités de France et leurs relations avec les facteurs climatiques.*, Annales de Spéléologie, 14, 1-2, pp 31-47.
- CRANPON N., 1994 :** *Basic and applied hydrogeological research in french karstic aerias.*, Action Cost 65, Réunion de Millau, Mai 1994, à paraître, .
- CROCHET Ph. & MARSAUD B., 1992 :** *Etude des systèmes karstiques de la moyenne vallée de la Drôme. Synthèse de la première phase et propositions complémentaires.*, Rapport BRGM, R 35 892 RHA 4S 92, 23 p.
- CROCHET Ph., MARSAUD B. & RAZIN Ph., 1992a :** *Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique de Glandasse.*, Rapport BRGM, R 34 392 RHA 4S 92, 46 p.
- CROCHET Ph., MARSAUD B. & RAZIN Ph., 1992b :** *Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique de la Gervanne.*, Rapport BRGM, R 35 307 RHA 4S 92, 35 p.
- CROCHET Ph., MARSAUD B. & RAZIN Ph., 1992c :** *Approche de la structure du système karstique de la Forêt de Saou.*, Rapport BRGM, R 35 308 RHA 4S 92, 24 p.
- CROCHET Ph., MARSAUD B., & RAZIN Ph., 1992d :** *Approche de la structure et du fonctionnement d'un système karstique dans le cadre d'une étude préliminaire. Application au système de Glandasse (Drôme, France).*, 5° Colloque d'Hydrologie en pays Calcaire, Neuchâtel, T 1, 8 p.
- CROCHET Ph., MARSAUD B. & RAZIN Ph., 1993 :** *Etude des systèmes karstiques de la moyenne vallée de la Drôme. Etude de reconnaissance du système karstique de Gervanne.*, Rapport BRGM, N 0303 RHA 4S 93, 22 p.
- CROCHET Ph. & MARSAUD B., 1995 :** *Système karstique de la Gervanne. Test de mobilisation de la ressource par essai de pompage sur un forage.*, Rapport ANTEA, A04105.
- CVIJIC J. , 1893 :** *Das Karstphanomen.*, Geographische Abhandlungen herausgegeben von A. Pensk, Vienna, Bd. V.H.,3, x p.
- DA PRAT G., 1990 :** *Well test analysis for fractured reservoir evaluation.*, Elsevier, Amsterdam, Developpements in Petroleum Sciences, 209 p.
- DA SWANN O.A., 1976 :** *Analytic solutions for determining naturally fractured reservoir properties by well testing*, Society of Petroleum Engineers Journal, AIME June, pp 112-122.
- DANCKWERTS P.V., 1953 :** *Continuous flow systems.*, Chemical Engineering Science, Vol 2, 1, pp 1-13.
- DARCY , 1856 :** *Les fontaines publiques de la ville de Dijon.*, Dalmont, Paris, , x p.:
- DEGALLIER R., 1972 :** *Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains : le modèle Simero.*, Thèse de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, Sec III, 3, pp 23-42.
- DELHOMME J.P. , 1971 :** *Essai de schématisation de l'écoulement de l'eau dans un massif calcaire. Détermination analytique de la réponse unitaire.*, Dalmont, Paris, , 7 p.
- DREISS S. J. , 1979 :** *An application of systems analysis to karst aquifers.*, Thesis of Standford University, , 193 p.
- DREISS S.J., 1989a :** *Regional scale transport in a karst aquifer. 1. Component separation of spring flow hydrographs.*, Water Resources Research, 25, 1, pp 117-125.

- DREISS S.J., 1989b** : *Regional scale transport in a karst aquifer. 2. Linear systems and time moment analysis.*, Water Resources Research, 25, 1, pp 126-134.
- DROGUE C. , 1967** : *Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures.*, Chronique d'Hydrologie, BRGM, Serie III, 10, pp 43-47.
- DROGUE C. , 1969** : *Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens.*, Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Montpellier, , 482 p.
- DROGUE C. , 1971** : *De l'eau dans les calcaires.*, Sciences Progrès Découvertes, 3433, pp 39-44.
- DROGUE C. , 1974** : *Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage.*, Compte Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris, 278, p 2621 - 2624.
- DUBLYANSKY V.N. , 1980** : *Hydrothermal karst in the alpine folded belt of southern parts of USSR.*, Kras i Speleogia, Poland, v, 3,,12.
- DURAND D., 1979** : *La systématique.*, Que-sais-je?, Presses Universitaires de France, Paris, , 127 p.
- DURAND V., 1993** : *Captage par forage de la rivière souterraine de la Grotte de Lacroix.*, Rapport BRGM, 93 MON 1010 PR,
- DURAND V. & MARSAUD B., 1993** : *Essai de pompage sur le forage de la grotte de Lacroix.*, Rapport BRGM, N 0853 MON 4S 93,
- DZIKOWSKI M., 1992** : *L'analyse des systèmes-traçages à débit variable et volume constant. Possibilités d'application en milieu karstique.*, Thèse de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, , 182 p.
- EHLIG-ECONOMIDES C.A., JOSEPH J.A., AMBROSE R.W. & NORWOOD C., 1990** : *A modern approach to reservoir testing.*, Journal of Petroleum Technology, 42, 12, pp 1554-1563.
- EWERS R.O. , 1982** : *An analysis of solution cavern development in the dimensions of length and breadth.*, Phd Thesis Geography, McMaster University, Hamilton, Ontario, , 398 p.
- FABRE J.P., 1983** : *Etude hydrogéologique de la partie sud-ouest du Causse de Martel (Quercy, France).*, Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, , 342 p.
- FORD D.C. , 1965** : *The origin of limestone caverns : a model from the central Mendip Hills, England.*, National Spéléology Society American Bulletin, 27, pp 109.
- FORD D.C. , 1973** : *Development of the canyons of the South Nahanni River.*, N.W.T. Canadian Journal of Earth Sciences, 13,2, pp 81.
- FORD D.C. , 1983** : *Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada.*, Journal of Hydrology, 61, pp 149.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. , 1989** : *Karst Geomorphology and Hydrology.*, Unwin Hyman, London, , 601 p .
- FORKASIEWICZ J. & MARGAT J., 1976** : *Des actions sur des sources peuvent-elles constituer une méthode d'investigation sur les aquifères?*, Rapport BRGM, Note Technique, 76/8, xx p.
- FORKASIEWICZ J. & PALOC H., 1969** : *Le régime de tarissement de la Foux de Vis. Etude préliminaire.*, Chronique d'Hydrologie, BRGM, Serie III, 10, pp 59-73.
- FOURNIER E. , 1923** : *Grottes et rivières souterraines.*, La solidarité, , 212 p.
- FOURNIER E. , 1928** : *Explorations souterraines et recherches hydrologiques en Franche-Comté.* , Imprimerie de l'Est, Besançon, , 350 p.
- GAILLARD B., 1976** : *Méthode de traceur pour la détermination des paramètres de transfert de substances polluantes en solution dans l'eau des aquifères. Contribution à la délimitation des périmètres de protection des captages d'eau d'alimentation publique.*, Thèse de l'Université des Sciences et Médecine, Grenoble, , .
- GDALIA L. , 1980** : *Application d'un modèle mathématique conceptuel à plusieurs aquifères karstiques de la bordure méditerranéenne française : correspondance entre les paramètres du modèle et les caractères physiques des bassins versants.*, Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, , 118 p.
- GEZE B. , 1938** : *Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes.*, Spéléunca, 9, pp 3-12.
- GEZE B. , 1958** : *Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques.*, Annales de Spéléologie, 13, 1-4, pp 5-22.

Bibliographie

- GEZE B. , 1965 :** *Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires.*, Chronique d'Hydrologie, BRGM, Serie III, 7, pp 9-39.
- GEZE B., 1973 :** *Lexique des termes français de spéléologie physique et karstologie.*, Annales de Spéléologie, 28, 1, pp1-20.
- GEZE B., 1978 :** *Le karst, définition et intérêt de l'étude des "phénomènes karstiques".*, Colloque de l'Association des Géologues du Sud-Ouest, Tarbes, 17 et 18 Oct., , pp 1-6.
- GOUIN J., 1987 :** *Etude du comportement hydrodynamique des terrains carbonatés karstifiés lors d'un essai par pompage, à partir de 100 cas réels. Approche comparative et statistique.*, Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, , 245 p.
- GOUISSET Y. , 1982 :** *Morphologie et hydrodynamique épikarstique.*, Documents du BRGM, , Jubilé Castany, 45, pp 331-341.
- GRINGARTEN A.C. & WITHERSPOON P.A. , 1972 :** *A method of analysing pumping test datas from fractured aquifers.*, Comptes Rendus de la conférence "Percolation through fissured rocks", Société Internationale de Mécanique des Roches, Stuttgart, , 9 p.
- GRUND A. , 1903 :** *Die Karsthydrographie.*, Geographische Abhandlungen herausgegeben von A. Pensk, Vienna, 7,3, pp 3-200.
- GUILBOT A., 1975 :** *Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique (liaison pluie-débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez.*, Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Montpellier, , 117 p.
- GUIZERIX J. , 1988 :** *A geometrical interpretation of tracer experiments in non steady flow volume systems.*, 4^o Conference on Radioisotope Applications and Radiations Proceeding in Industry, Liepzig, GDR, , 20 p.
- GUIZERIX J. & MARGRITA R., 1976a :** *Méthodologie d'étude par traceurs des transferts de masse.*, La Houille Blanche, n° 3/4, pp 187-196.
- GUIZERIX J. & MARGRITA R., 1976b :** *Théorie de la méthode d'Allen et ses conséquences pratique pour la mesure des débits en conduite.*, La Houille Blanche, n° 3/4, pp 291-296.
- GUIZERIX J., MARGRITA R., MOLINARI J., GAILLARD B., CALMELS P. & COROMPT P., 1970 :** *Contribution à la mesure des débits en régime variable par une méthode de dilution de traceurs radioactifs.*, International Atomic Energy Agency, Vienne, , pp 441-459.
- GUIZERIX J., MARGRITA R., GAILLARD B. & COROMPT P. & ALQUIER M., 1974 :** *Analyse des informations fournies par les traceurs naturels ou artificiels dans l'étude des systèmes aquifères en hydrogéologie.*, International Atomic Energy Agency, Vienne, Vol 2, pp 377-403.
- HAGEN G. , 1839 :** *Über die Bewegung des Wassers in engen cylindrischen Rohren.*, Poggendorff Annalen, 46, pp 423-442.
- I.A.E.A., 1990 :** *Guidebook on Radioisotope Tracers in Industry.*, International Atomic Energy Agency, Vienne, , 371 p.
- JACOB C.E., 1940 :** *On the flow of water in an elastic artesian aquifer.*, Transactions, American Geophysical Union, 2, PP 478-503.
- JACOB C.E. & LOHMAN S. W., 1952 :** *Non-steady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer.*, Transactions, American Geophysical Union, 33, 4, pp 559-569.
- JAKUCS L. , 1977 :** *Morphogenetics of karst regions. Variants of karst evolution.*, Akademiai Kaido, Budapest, , 284 p.
- JENKINS G.N. & WATTS O.G. , 1968 :** *Spectral analysis and its applications.*, Holden Day, San Francisco, , 525 p.
- JENNINGS J.N. , 1985 :** *Karst geomorphology.*, Basic Blackwell, Oxford, , x p.
- KARAM Y., 1989 :** *Essais de modélisation des écoulements dans un aquifère karstique. Exemple de la Source du Lez (hérault, France).*, Thèse de Doctorat de Spécialité, Montpellier, , XXX p.
- KAZEMI H., 1969 :** *Pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution.*, Society of Petroleum Engineers Journal, AIME 246, pp 451-462.
- KIRALY L. , 1969 :** *Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés.*, Eclogae Geol. Helv., 62, 2, pp 613-619.

- KIRALY L. , 1975** : *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques.*, In "Hydrology of karstic Terrains", I.A.H., International Union of Geological Sciences, b,3, pp 83 - 216.
- KIRALY L. , 1978** : *La notion d'unité hydrologique.*, Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, 2, pp 83-216.
- KIRALY L. & MOREL G. , 1976a** : *Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique.*, Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, 1, pp 19-35.
- KIRALY L. & MOREL G. , 1976b** : *Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulées par modèles mathématiques.*, Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, 1, pp 37-60.
- KRUSEMAN G.P., RIDDER N.A. de & WERWEIJ J.M., 1991** : *Analysis and evaluation of pumping test data (second edition).*, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, , xx p.
- LALLEMAND-BARRES A., 1984** : *Traceurs artificiels en hydrogéologie.*, Rapport BRGM, 84 SGN 139 EAU, 66 p.
- LEBLANC Ph, 1987** : *Utilisation des données de pompage d'essai pour la connaissance de la structure et des propriétés hydrodynamiques des milieux fissurés. Elaboration d'un logiciel d'interprétation.*, Thèse de l'Université de Bordeaux 3, , 341 p.
- LEGRAND H.E. & STRINGFIELD V.T. , 1973** : *Karst hydrology. A review.*, Journal of Hydrology, 20,2, pp 97-120.
- LENCASTRE A., 1961** : *Manuel d'hydraulique générale.*, Editions Eyrolles, Paris, , 411 p.
- LEPILLER M. & MONDAIN P.H. , 1986** : *Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique.*, Hydrogéologie, BRGM, 1, 1986.
- LOHMAN S.W., 1972** : *Ground-Water hydraulics.*, US Geological Survey, Professional Paper, 708, 70 p.
- LOUIS C., 1968** : *Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux.*, EDF Bulletin de la Direction des Etudes et Recherches, A, 3, p 5-132.
- MAIRE R. , 1990** : *La haute montagne calcaire.*, Karstologia Mémoires, 3, 750 p.
- MAIRE R., 1992** : *Tendances actuelles de la recherche en karstologie.*, Colloque de l'Université de Bordeaux 1, Hommage à J. Nicod, , pp 511-518.
- MANGIN A. , 1970a** : *Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrue et de tarissement.*, Annales de Spéléologie, t 25, 3, pp 581-609.
- MANGIN A., 1970b** : *Méthode d'analyse des courbes de décrue et de tarissement dans les aquifères karstiques.*, Compte Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t 270, pp 1295-1297.
- MANGIN A. , 1971** : *Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique.*, Annales de Spéléologie, t 26, 2, pp 283-329.
- MANGIN A., 1973** : *Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir de travaux sur la source de Fontestorbes.*, Annales de Spéléologie, 28, 1, pp 21-40.
- MANGIN A., 1975** : *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.*, Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon, (Ann. Spéol. ,1974, 29 , 3, pp 283-332: 1974, 29, 4, pp 495 - 601 : 1975, 30, 1, pp 21 - 124), .
- MANGIN A., 1978** : *Le karst, entité physique abordé par l'étude du système karstique.*, Colloque de l'Association des Géologues du Sud-Ouest, Tarbes, 17 et 18 Oct., , pp 21-37.
- MANGIN A. , 1981a** : *Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques.*, Compte Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t 293, pp 401-404.
- MANGIN A. , 1981b** : *Apports des analyses corrélatoire et spectrale dans la connaissance des systèmes hydrologiques.*, Compte Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t 293, pp 1011-1014.
- MANGIN A., 1982b** : *L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques.*, Reunion Monografica sobre el Karst, Larra, , pp 141-157.
- MANGIN A. , 1984a** : *Ecoulement en milieu karstique.*, Annales des Mines, 5-6, pp 135-142.
- MANGIN A. , 1984b** : *Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrales*.*, Journal of Hydrology, 67, pp 25-43.
- MANGIN A., 1985** : *Progrès récents dans l'étude hydrogéologique des karsts.*, Stygologia, 1,3, pp 240-257.

Bibliographie

- MANGIN A. , 1986 :** *Réflexion sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques.*, Karst Euskadi 86, San Sebastian, , pp 11-30.
- MANGIN A. & ANDRIEUX C., 1984 :** *Le milieu conservatoire des oeuvres préhistoriques. Problèmes posés par leur conservation.*, Actes des Colloques de la Direction du Patrimoine, "L'Art pariétal paléolithique, étude et conservation, n°6"., Périgueux, 19-22 Nov, pp 171-178.
- MANGIN A. & ANDRIEUX C., 1988 :** *Infiltration et environnement souterrain, le rôle de l'eau sur les paramètres climatiques.*, Actes des Journées F. Trombe, Moulis, 7-8 Mai 1987, pp 78-95.
- MANGIN A. & MARSILY G. de, 1971 :** *Etude des transferts en milieu karstique. Le karst du Baget.*, Publication du SPEPE, Réunion de Bastia, , pp 3.1-3.5.
- MANGIN A. & PULIDO-BOSCH A., 1983 :** *Aplicacion de los analisis de correlacion y espectral en el estudio de acuíferos karsticos.*, Tecniterrae, Madrid, n°51, pp 53-65.
- MANGIN A. & PULIDO-BOSH A, 1991b :** *Identification of the overexploitation of karstic aquifers using the statistical treatment of time series : 2- Applications.*, I.A.H., XXIII° Congress, "Aquifer Overexploitation", Canary Islands, Spain, , pp 69-72.
- MANGIN A. & PULIDO-BOSH A., 1991a :** *Identification of the overexploitation of karstic aquifers using the statistical treatment of time series : 1-Theory.*, I.A.H., XXIII° Congress, "Aquifer Overexploitation", Canary Islands, Spain, , pp 65-67.
- MARCHET P. , 1991 :** *Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement : Application au nord-ouest du Causse de Martel.*, Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, , 297 p.
- MARGAT J., 1976 :** *Actions sur les sources.*, Rapport BRGM, Note Technique, 76/26, xx p.
- MARGAT J. , 1983 :** *Préambule au thème 3 du jubilé Castany.*, Hydrogéologie-Géologie de l'Ingénieur, BRGM, 1, pp 25-33.
- MARGAT J., 1986 :** *Carte Hydrogéologique de la France 1/150000*, BRGM, , .
- MARGRITA R., GUIZERIX J., COROMPT P., GAILLARD B., CALMELS P., MANGIN A. & BAKALOWICZ M. , 1983 :** *Réflexion sur la théorie des traceurs : application en hydrologie isotopique.*, International Atomic Energy Agency, Vienne, , PP 653-678 .
- MARJOLET G. & SALADO J, 1976 :** *Contribution à l'étude de l'aquifère de la source du Lez (Hérault, France).*, Thèse de Doctorat de Spécialité, Montpellier, , 139 p.
- MARJOLET G. & SALADO J., 1978 :** *Le système karstique de la source du Lez.*, Méditerranée, 1 & 2, pp 71-83.
- MARLE C., 1967 :** *Écoulements monophasiques en milieu poreux.*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, 22, 10, PP 1471-1509.
- MARSAUD B., MANGIN A. & BEL F., 1993 :** *Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres.*, Journal of Hydrology, n° 144, pp 85-100.
- MARSILY G. de, 1978 :** *De l'indentification des systèmes hydrogéologiques.*, Thèse de Doctorat de Science Naturelles, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Tome 1, 206 p.
- MARSILY G. de, 1981 :** *Hydrogéologie quantitative.*, Masson, Paris, , 215 p.
- MARSILY G. de, 1984 :** *Méthode et domaine d'application de la mécanique des fluides en milieux poreux et fissurés.*, Annales des Mines, 5-6, pp 5-10.
- MARTEL E.A. , 1894 :** *Les abîmes.*, Delagrave, Paris, , 581 p.
- MARTEL E.A. , 1905 :** *La spéléologie au XXe siècle.*, Spéléunca, 6, 810 p.
- MARTEL E.A. , 1921 :** *Nouveau traité des eaux souterraines.*, Doin, Paris, , 840 p.
- MARTIN P. , 1991 :** *Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versant nord et ouest de la Ste baume ,B. du Rh., France. Etude hydrologique, hydrochimique, de la vulnérabilité et de la pollution.*, Thèse de l'Université d'Aix-Marseille 2, , 325 p.
- MARTIN J.C., SCHWARTZ J., SEGUIN J.J. & THIERY D., 1989 :** *Quelques applications de la géostatistique à l'hydrogéologie.*, Rapport BRGM, R 30 177 EAU 4S 89, 79 p.

- MATHERON G. , 1965 :** *Les variables régionalisées et leur estimation.- Une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature.*, Masson, Paris, , 305 p .
- MEINZER O.E. , 1923 :** *Outline the groundwater hydrology and definitions.*, US Geological Survey, Water Supply paper, Paper 494, pp 1-67.
- MEUS P., 1993 :** *Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Ansthisnes, Belgique). Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques.*, Thèse de Doctorat en Sciences, Université d'Etat, Liège,, , 323 p.
- MOLINARI J. , 1976a :** *Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrogéologie karstique.*, 2° Colloque d'Hydrologie en pays Calcaire, Besançon, , pp 275-306.
- MOLINARI J., 1976b :** *Interactions avec le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels.*, La Houille Blanche, n° 3/4, pp 197-204.
- MUET P. , 1985 :** *Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes karstiques du nord du Causse de Martel, Corrèze.*, Thèse de l'Université d'Orléans, , 386 p.
- NAJURIETA H.L., 1980 :** *A theory for pressure transient analysis in naturally fractured reservoirs.*, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, , pp 1241-1250.
- NEUMAN S.P., 1974 :** *Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response.*, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 10, 2, pp 303-312.
- NICOD J. , 1972 :** *Pays et paysages calcaires.*, Presses Universitaires de France, Paris, , pp 1-244.
- NICOD J., 1983 :** *Nouvelles recherches géomorphologiques sur le karst Méditerranéen.*, Karstologia, 1, pp 33-38.
- NIEMI A.J. , 1977 :** *Residence time distribution in variable flow process.*, International Journal of Applied Radiations and Isotopes, 27, 4, pp 855-860.
- NIR A. & LEWIS S. , 1975 :** *On tracer theory in geophysical systems in the steady and non-steady state. Part 1.*, Tellus, 27, 4, pp 372-382.
- NIR A. & LEWIS S., 1978 :** *On tracer theory in geophysical systems in the steady state and non-steady state. part 2. Non steady state - theoretical introduction.*, Tellus, 30, pp 260-271.
- OBARTI F.J., 1987 :** *El analisis de sistemas aplicado a la hidrgeologia karstica*, Tesis Doctoral, Departamento de Godinamica,Universidad de Granada, , 230 p.
- PADILLA-BENITEZ A., 1990 :** *Los modelos matématicos aplicados al analisis de los acuíferos karsticos.*, Tesis Doctoral, Departamento de Godinamica,Universidad de Granada, , 267 p.
- PALMER A.N. , 1975 :** *The origin of maze caves.*, National Speleological Survey Bulletin, 37, 3, pp 56-76.
- PALMER A.N., 1983 :** *Karst Research in North America.*, Karstologia, 1, pp 39-46.
- PALMER A.N. , 1991 :** *Origin and morphology of limestone caves.*, Geol. Soc. of Amer. Bull., 103, pp 1-25.
- PAPADOPOULOS I.S., 1965 :** *Non-steady flow to well in a infinite anisotropic aquifer.*, AIHS-UNESCO, Hydrologie des roches fissurées, Colloque de Dubrovnik, , pp 21-31.
- PAPADOPOULOS I.S. & COOPER H.H., 1967 :** *Drawdown in a well of large diameter.*, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 3, 1, pp 241-244.
- PARAMELLE Abbé , 1856 :** *L'art de découvrir les sources.*, Baudry, Paris, , 424 p.
- PLAGNE V., 1997 :** *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts. Caractérisation par la géochimie des eaux (traceurs naturels et artificiels).*, thèse BRGM-CNRS-Univ Montpellier II, à paraître.
- POISEUILLE J.M.L. , 1846 :** *Recherches expérimentales sur le mouvement des liquides dans les tubes de très petits diamètres.*, Académie des Sciences, Paris, Sav. Etrang., 9, pp 433-545.
- PULIDO-BOSCH A. & PADILLA-BENITEZ A. , 1988a :** *Deux exemples de modélisation d'aquifères karstiques espagnols.*, Hydrogéologie, BRGM, 4,1988, pp 281-290.
- PULIDO-BOSH A. & CASTILLO E., 1894 :** *Quelques considérations sur la structure des aquifères carbonatés du Levant espagnol, d'après les données de captage d'eau.*, Karstologia, V, 4, pp 38-44.

Bibliographie

- PULIDO-BOSH A. & PADILLA- BENITEZ A., 1988b** : *Some considerations about the simulation of karstic aquifers.*, I.A.H, XXI° Congress, Guillin, China, , pp 583-589.
- QUINIF Y., 1983** : *Eléments d'une approche énergétique du karst : application à quelques exemples réels de karst.*, Karstologia, 1, pp 39-46.
- RENAULT Ph. , 1959** : *Réseau de fentes et réseau de conduits en région karstique.*, Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France, , pp 16-17.
- RENAULT Ph. , 1967** : *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. I. Introduction. Le problème de la spéléogénèse.*, Annales de Spéléologie, 12, 2, pp 209-267.
- RENAULT Ph. , 1969** : *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Répertoire géographique.*, Annales de Spéléologie, 24, 2, pp 317-337.
- RENAULT Ph., 1976** : *Sur l'influence hydrogéologique et écologique des réseaux de fentes colmatées dans les massifs karstiques.*, Compte Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t 282, pp 1669-1671.
- RENAULT Ph., 1992** : *La karstologie Française de 1900 à 1992.*, Colloque de l'Université de Bordeaux 1, Hommage à J. Nicod, , pp 18-30.
- RHOADES R. & SINACORY M.N. , 1941** : *The pattern of ground-water flow and solution.*, Journal of Geology, 49, pp 785-794.
- RICARD J. & BAKALOWICZ M., 1994** : *Etude hydrogéologique de la source de l'Espérelle et de son bassin d'alimentation, en vue de l'établissement des périmètres de protection.*, Rapport BRGM, R 37951 MPY 4S 94, 37 p.
- ROQUES F. , 1962a** : *Considérations théoriques sur la chimie des carbonates.I.*, Annales de Spéléologie, 17, 1, pp 11-41.
- ROQUES F. , 1962b** : *Considérations théoriques sur la chimie des carbonates.II.*, Annales de Spéléologie, 17, 2, pp 241-284.
- ROQUES F. , 1962c** : *Considérations théoriques sur la chimie des carbonates.III.*, Annales de Spéléologie, 17, 3, pp 463-467.
- ROUCH R., 1968** : *Contribution à l'étude des harpacticides hypogées (crustacés, copépodes).*, Annales de Spéléologie, 23, 1, pp 5-167.
- ROUCH R., 1980** : *Les Harpacticides, indicateurs naturels de l'aquifère karstique.*, Mémoire hors série de la Société Géologique de France, 11, pp 109-116.
- ROUCH R., PITZALIS A. & DESCOUENS A., 1993** : *Effets d'un pompage à gros débit sur le peuplement des crustacés d'un aquifère karstique.*, Annales de Limnologie, 29, 1, pp 15-29.
- SAUTY J.P. & KINZELBACH W., 1987** : *Computer assisted interpretation of field tracer tests.*, Rapport BRGM, 87 SGN 617 EAU, 71 p.
- SAUTY J.P. & KINZELBACH W., 1989** : *Computer Aided - Tracer Tests Interprétation. L'interprétation des traçages assistée par ordinateur. Mode d'emploi de CATTI - version 2.0, Mai 1988.*, Rapport BRGM, 89 SGN 217 EEE, 72 p.
- SCHOELLER H. , 1965** : *Hydrodynamique dans le karst. Ecoulement et emmagasinement.*, AIHS-UNESCO, Hydrologie des roches fissurées, Colloque de Dubrovnik, 1, pp 3 - 20.
- SIMEONI G.P., 1976** : *Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura Neuchâtelois.*, Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, n° 1, pp 9-18.
- SWEETING M.M. , 1950** : *Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough district.*, Geograf. J., 115, pp 63-78.
- SWEETING M.M. , 1966** : *The weathering of limestones with particular reference to the carboniferous limestones of northern England.*, in "Essays in geomorphology", G.H/. Dury, London, , pp 177 - 210.
- SWEETING M.M. , 1972** : *Karst Landforms.*, MacMillan Press Ltd, London, , 362 p.
- SWINNERTON A.C. , 1932** : *Origins of limestone caverns.*, Geol. Soc. of Amer. Bull., 43, pp 662-693.
- THEIS C.V., 1935** : *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage.*, Transactions, American Geophysical Union, , pp 519-524.
- THIERY D., 1980** : *Interprétation d'un pompage d'essai en milieu anisotrope. Utilisation de plus de trois piézomètres.*, Rapport BRGM, Note Technique, 80/2, 6 p.

THIERY D., VANDENBEUSH M. & VAUBOURG P., 1983 : *Interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré aquifère.*, Documents du BRGM, 57, 53 p.

THRAILKILL J., 1988 : *Drawdown interval analysis : a method of determining the parameters of shallow conduit flow carbonates aquifers from pumping tests.*, Water Resources Research, Vol 24, n°8, Aug. 1988, pp 1423-1428.

TRIPET J.P. , 1969 : *Une méthode d'approche de l'analyse du tarissement d'une source karstique. Etude préliminaire.*, Mémoires du BRGM, , pp 701-719.

TRIPET J.P. , 1972 : *Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse.*, Thèse de l'Université de Neuchâtel, , 183 p.

TRIPET J.P., 1984 : *Etude des propriétés hydrauliques d'aquifères karstiques par essais de pompage dans les forages (Bassin de Laufon, Jura suisse).*, Bulletin du Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, 5, pp 39-70.

VILLERMAUX J & ANTOINE B., 1978 : *Construction et ajustement des modèles mathématiques : une science ou un art?*, Hydrogéologie-Géologie de l'Ingénieur, BRGM, 4, 1978, pp 327-339.

VILLERMAUX J., 1982 : *Génie de la réaction chimique. Conception et fonctionnement des réacteurs.*, Techniques et documentation, , 289 p.

WALLISER B. , 1977 : *Systèmes et modèles. Introduction critique à l'analyse des systèmes.*, Edition du Seuil, Paris, , 255 p.

WARREN J.E. & ROOT P.J., 1963 : *The behavior of naturally fractured reservoirs.*, Society of Petroleum Engineers Journal, 3, pp 245-255.

WHITE W.B. , 1988 : *Geomorphology and hydrology of karst Terrains.*, Oxford University Press, , 464 p.

WILLIAMS P.W. , 1983 : *The role of subcutaneous zone in karst hydrology.*, Journal of Hydrology, 61, pp 45-67 .

WILLIAMS P.W. , 1985 : *Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst.*, Z. Geomorph., 29,4, p 463.

ZUBER A., 1986 : *On the interpretation of tracer data in variable flow systems.*, Journal of Hydrology, 86, pp 45-57.

ANNEXE

TRAÇAGES EN MILIEU KARSTIQUE. APPROCHE THEORIQUE ET PRATIQUE

REMARQUE PRELIMINAIRE

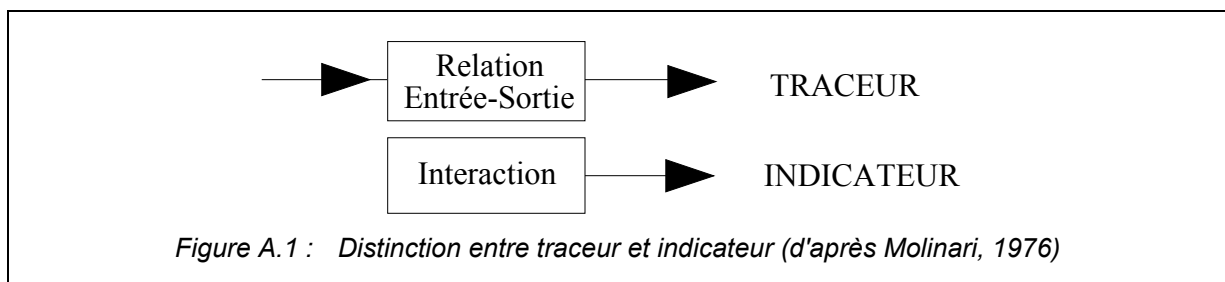
La terminologie utilisée dans la littérature pour décrire les procédés permettant de mettre en évidence et le transit des eaux est très vaste, et il faut préciser les acceptations retenues ici.

Un *traçage* est une technique expérimentale et s'applique donc uniquement aux procédures *artificielles*. En outre le *traçage* est relatif à *l'écoulement* et le *marquage à l'eau* : on réalise un marquage de l'eau pour effectuer un traçage de l'écoulement (Castany & Margat, 1977).

Un *traceur* est une substance permettant de mettre en évidence le mouvement de l'eau. Il peut-être *intrinsèque* s'il est constitutif de la molécule d'eau comme par exemple les isotopes (¹⁸O, deutérium, tritium). Dans le cas contraire (traceurs fluorescents ou autres) on parle de traceur *extrinsèque* (Castany & Margat, 1977).

Un traceur est dit *naturel* s'il est naturellement présent dans l'eau dont on étudie l'écoulement et *artificiel* s'il est incorporé artificiellement. Il faut remarquer que certains traceurs intrinsèques comme le tritium peuvent être utilisés soit comme traceurs naturels si l'on étudie les teneurs naturellement présentes, soit comme traceurs artificiels si l'on utilise des teneurs très supérieures aux teneurs naturelles (Castany & Margat, 1977).

Traceurs et traçage s'appliquent à l'étude de l'écoulement dans le cadre d'une relation de type entrée sortie, c'est-à-dire que l'on s'intéresse à la modification d'un signal d'entrée en un signal de sortie, idéalement sans interaction avec le milieu (figure A.1). Par contre, lorsque c'est *l'interaction* avec le milieu que l'on cherche à quantifier ou qualifier le terme retenu sera celui d'*indicateur* (Molinari, 1976). Ainsi on parlera d'indicateur géochimique ou d'indicateur biologique (Rouch, 1980)



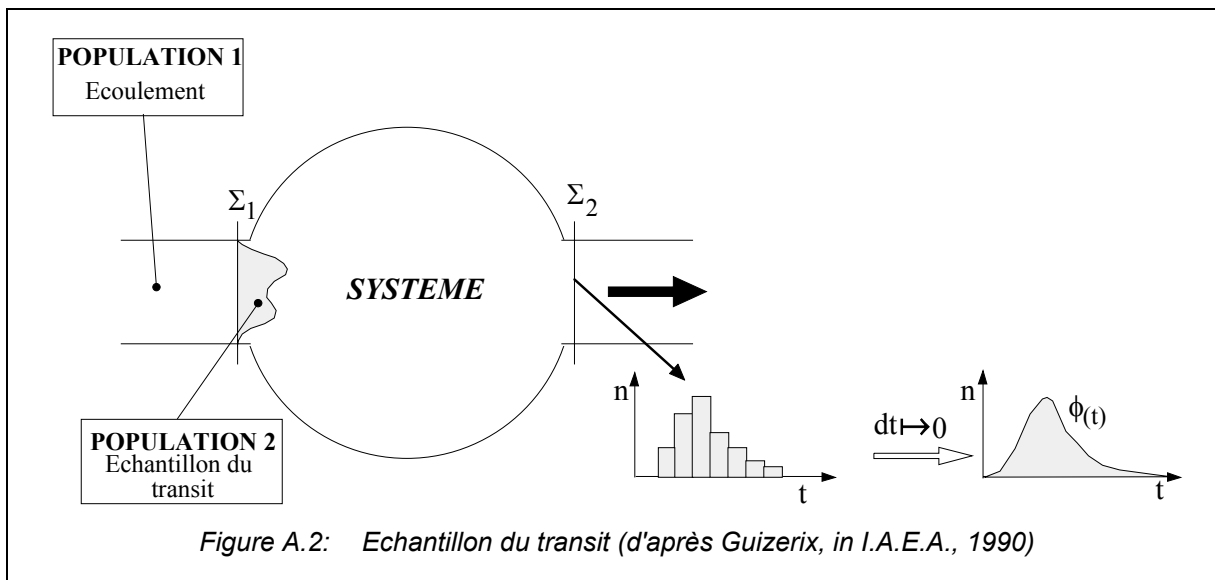
A.1. APPROCHE THEORIQUE.

C'est la conceptualisation systémique de l'aquifère karstique (Mangin, 1975), qui a permis d'utiliser les concepts développés en Génie Chimique et de les adapter pour fournir une approche quantitative des traçages. Le mérite de ce développement revient en grande partie à l'équipe du CENG de Grenoble (Gaillard, 1976; Guizerix & al, 1970; Molinari, 1976a et b) qui au cours de nombreux travaux a posé les bases de l'approche systémique du traçage en hydrologie de surface et en milieu karstique¹¹.

A.1.1. ECHANTILLON DU TRANSIT.

La notion de traçage est associée aux concepts de population et d'échantillon (Guizerix & Margrita, 1976). Soit un système quelconque défini par deux sections Σ_1 et Σ_2 et parcouru par un écoulement stationnaire (débit constant)(figure A.2). Cet écoulement constitue la population 1.

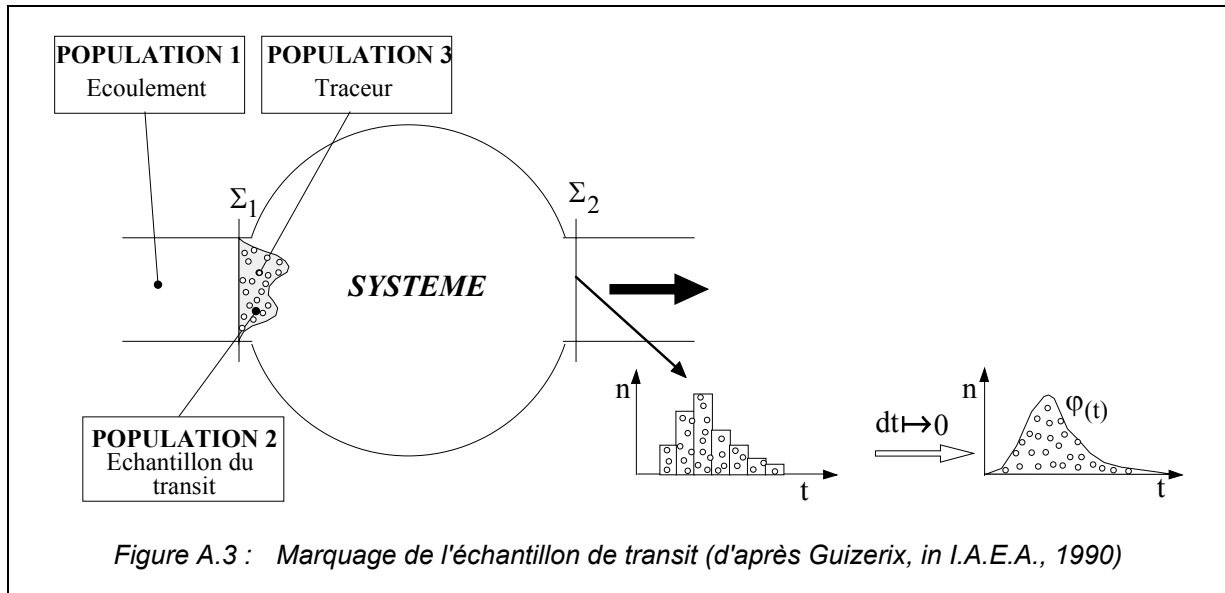
Il est possible de définir un échantillon (population 2) de cette population en considérant les molécules d'eau traversant la section Σ_1 durant un court intervalle de temps dt . Si l'on suppose qu'il est possible de distinguer les molécules de la population 2, il est alors possible de compter les membres de cette population traversant Σ_2 durant des intervalles de temps dt successifs. On obtient alors un histogramme, et lorsque dt tends vers 0 une fonction continue $\phi(t)$ qui représente la fréquence de passage des molécules d'eau au travers de la section Σ_2 .



Cependant, les molécules de la population 2 ne sont en réalité pas discernables, et il faut avoir recours à un traceur pour les marquer. Il est donc introduit un traceur (population 3) dans la population 2

¹¹ Ce chapitre fait largement appel au "Guidebook on Radioisotope Tracers in Industry" (Technical Reports Series n° 316, International Atomic Energy Agency, Vienne, 1990) qui constitue un ouvrage de référence en matière de traçage.

(figure A.3) et on détermine comme précédemment la fréquence de passage des molécules de traceur $\varphi(t)$ au travers de la section Σ_2 .



A.1.2. RELATION ENTRE LE TRANSIT DE L'EAU ET LE TRANSIT DU TRACEUR.

A.1.2.1. Egalité des réponses.

Soit k le rapport défini comme suit :

$$K = \frac{\text{Nbdemoléculesdela population2}}{\text{Nbdemoléculesdela population3}}$$

Pour que la réponse en traceur soit représentative du transport des molécules d'eau, il faut que le traceur soit un "bon traceur", c'est-à-dire qu'il satisfasse à la condition suivante (Guizerix & al, 1974) :

$$(K = Cste)_{\Sigma_1 \rightarrow \Sigma_2}$$

Cette condition exprime que le taux de dilution entre les populations 2 et 3 par les éléments de la population 1 doit rester identique dans tous les volumes élémentaires du système (Guizerix, in I.A.E.A., 1990).

A partir du moment où cette condition est réalisée, les réponses en eau et en traceur sont identiques et l'on peut écrire :

$$\phi(t) = \varphi(t)$$

A.1.2.2. Utilisation de la courbe de restitution pour déterminer la fonction $\varphi(t)$

En analyse systémique, on montre qu'un système établit une relation entre une grandeur d'entrée et une grandeur de sortie qui sont nécessairement des flux. Ceci provient du fait que pour se déplacer la matière (les molécules d'eau ou de traceur) a besoin d'une certaine énergie ; or le traceur injecté dans l'écoulement ne possède pas d'énergie propre, et il utilise celle de l'écoulement.

La fonction $\varphi(t)$ correspond donc au flux de traceur :

$$\varphi(t) = K \cdot Q(t) \cdot C_{\Sigma_2}(t)$$

L'utilisation de la courbe de restitution ($C_{\Sigma_2}(t)$: concentration en traceur en fonction du temps relevée en un point quelconque de la section de sortie du système) pour déterminer la fonction $\varphi(t)$ est subordonnée à la condition de "bon mélange" (Guizerix & al, 1974).

L'écoulement dans la section de sortie est en réalité constitué de nombreux tubes de courant possédant chacun une vitesse et une concentration en traceur. Soit dS , $v(t)$, et $C(t)$ la section, le débit et la courbe de restitution relevée pour chaque tube de courant ; la condition de "bon mélange" est respectée si :

$$\int_{\Sigma_2} C(t) \cdot v(t) dS = k \cdot C_{\Sigma_2}(t) \int_{\Sigma_2} v(t) dS = k \cdot C_{\Sigma_2}(t) \cdot Q(t)$$

Ceci traduit le fait que pour chaque tube de courant la quantité de traceur est proportionnelle à la vitesse. A cette condition, les différentes courbes de restitution de chaque tube de courant sont affines et ne diffèrent que d'un coefficient de proportionnalité k . L'intégration des vitesses sur la section lors de la mesure des débits est suffisante pour représenter le flux $\varphi(t)$ qui s'écrit alors :

$$\varphi(t) = K(k \cdot C_{\Sigma_2}(t) \cdot Q(t)) = K' \cdot C_{\Sigma_2}(t) \cdot Q(t)$$

En pratique il existe trois solutions possibles pour que cette condition soit réalisée (Guizerix in I.A.E.A., 1990):

- injecter à l'entrée du système et pour chaque tube de courant une quantité de traceur proportionnelle à la vitesse. Ce procédé est généralement réservé aux cours d'eau de section importante ;
- injecter à l'entrée du système des quantités de traceurs égales en tous les points où les vitesses sont identiques ;
- injecter la totalité du traceur en un point lorsque la section est petite et l'écoulement turbulent (fort critère de Reynolds).

A.1.3. DISTRIBUTION DES TEMPS DE SEJOUR ET REPOSE IMPULSIONNELLE.

La distribution des temps de séjours a été définie par Danckwerts en 1953 (Villiermaux 1982). Elle correspond à une fonction densité de probabilité qui donne la probabilité qu'a une molécule de séjourner dans le système durant un temps compris entre t et $t+dt$. En terme de flux elle s'exprime par :

$$E(t) = \frac{\phi(t)}{\int_{-\infty}^{+\infty} \phi(t)} = \frac{\varphi(t)}{\int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(t)} = \frac{C(t) \cdot Q(t)}{\int_0^{+\infty} C(t) \cdot Q(t) dt} [T^{-1}]$$

Il faut remarquer que le calcul de la DTS correspond à une normation du flux de traceur (ou d'eau) par la masse totale injectée. Ceci implique deux conséquences :

- si le transit est conservatif alors $\int_{-\infty}^{+\infty} E(t) \cdot dt = 1$
- la connaissance du coefficient de proportionnalité K' liant la courbe des flux à la courbe de restitution n'est pas nécessaire.

Si le système est stationnaire, c'est-à-dire si le débit transitant et le volume d'eau contenu dans le système sont constant, on peut écrire :

$$Q(t)_{\Sigma_2} = Q(t)_{\Sigma_1} = Q$$

La distribution des temps de séjours s'écrit alors

$$E(t) = \frac{\phi(t)}{\int_{-\infty}^{+\infty} \phi(t)} = \frac{\varphi(t)}{\int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(t)} = \frac{C(t)}{\int_{-\infty}^{+\infty} C(t) dt} [T^{-1}]$$

Dans ce cas et **uniquement** dans ce cas, la distribution des temps de séjours correspond à la réponse impulsionnelle en transit du système étudié si l'injection I(t) est un signal de Dirac ($\delta(t)$), c'est-à-dire si elle est réalisée de manière instantanée :

$$\left. \begin{array}{l} I(t) = \delta(t) \\ \text{si } \left\{ \begin{array}{l} \text{et} \\ Q(t)_{\Sigma_1} = Q(t)_{\Sigma_2} = Q \end{array} \right. \end{array} \right\} \text{ alors } E(t) = h(t)$$

Si le débit varie au cours du traçage, E(t) ne peut pas être considérée comme la réponse impulsionnelle du système qui est dépendante du temps (Guizerix & Margrita, 1976a ; Margrita & al, 1983):

$$E(t) \neq h(t, u)$$

En conséquence, la distribution des temps de séjour permet de caractériser le transit au sein du système quelles que soient les conditions hydrodynamiques. Si le régime est stationnaire, elle correspond à la réponse impulsionnelle en transit du système.

Dans le cas contraire elle ne peut être utilisée comme réponse impulsionnelle, mais caractérise cependant le transit en intégrant les conséquences des variations de régime.

A.1.4. PARAMETRES ISSUS DE LA DISTRIBUTION DES TEMPS DE SEJOURS.

A.1.4.1. Moments du temps.

Comme toute distribution statistique, la DTS peut-être décrite à partir des moments du temps qui caractérisent la répartition. Un moment d'ordre n vaut :

$$m_n = \int_0^{+\infty} t^n . h(t) dt$$

Par définition, le moment d'ordre 0 de la DTS est égal à 1 en raison de la condition de normation de la DTS. Le moment d'ordre 1 correspond à l'espérance mathématique de la distribution \bar{t} :

$$\bar{t} = \int_{-\infty}^{+\infty} t . h(t) dt$$

Il représente le temps moyen de transit des molécules de traceur et correspond à l'abscisse du centre de gravité de la DTS. C'est la caractéristique principale de la DTS.

Certains auteurs (Dreiss, 1989a et b, Dzikowski, 1992) proposent l'utilisation des moments d'ordre n centrés autour du moment moyen pour une description de la répartition plus détaillée. Le moment centré d'ordre 1 étant nul par définition, on distingue :

- le moment centré d'ordre 2, la variance : $m_t^2 = \sigma^2 = \int_0^{+\infty} (t - \bar{t})^2 . h(t) . dt$
- le moment centré d'ordre 3 : $m_t^3 = \int_0^{+\infty} (t - \bar{t})^3 . h(t) . dt$
- le moment centré d'ordre 4 : $m_t^4 = \int_0^{+\infty} (t - \bar{t})^4 . h(t) . dt$

A partir du calcul des moments on détermine des coefficients adimensionnels qui caractérisent la forme de la distribution et permettent de la comparer soit à des distributions différentes entre elles soit à une distribution type :

- le coefficient de variation : $C_v = \frac{\sigma}{\bar{t}}$
- le coefficient de d'asymétrie : $\gamma = \frac{m_t^3}{\sigma^3}$
- le coefficient d'aplatissement : $E_x = \frac{m_t^4}{\sigma^4}$

A.1.4.2. Vitesse apparente de transit.

La vitesse apparente de transit rend compte de la vitesse de propagation du centre de gravité du nuage de traceur à l'intérieur du système. Si L est la distance en ligne droite entre la section d'injection et la section de mesure, la vitesse apparente vaut :

$$V_{app} = \frac{L}{\bar{t}}$$

Il ne faut pas confondre la vitesse apparente de transit qui caractérise la propagation du centre de gravité du nuage avec la vitesse moyenne de transit qui intègre les phénomènes intervenant sur la déformation du nuage :

$$\bar{V} = L \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{t} \cdot h(t) dt$$

La vitesse moyenne est généralement supérieure à la vitesse apparente.

A.1.4.3. Volume du système.

Le volume d'eau parcouru par le nuage de traceur (assimilé au volume du système si son intégralité est parcouru par le nuage de traceur), le débit et le premier moment de la distribution des temps de séjours sont liés par la relation (Guizerix & Margrita, 1976):

$$Q = \frac{V}{\bar{t}}$$

Cette relation, connue sous le nom de *méthode de Allen* (Allen, 1923 in Guizerix & Margrita, 1976) ou *méthode de l'écran salin* (Carlier, 1972), a été proposée pour mesurer le débit dans les conduites et les canaux. Elle peut-être utilisée pour mesurer le volume du système tracé lorsque le débit au cours du traçage reste constant.

A.1.5. SYSTEME-TRAÇAGE.

Le *système-traçage* est la partie du système karstique intéressé par le traçage (figure A.4) (Mangin, 1975 ; Lepiller et Mondain, 1986). Ses frontières sont définies par les points d'injection et de restitution, et son espace correspond au volume d'eau parcouru par le traceur.

Le volume d'eau parcouru, les vitesses d'écoulement et l'espace variant selon l'état du système, le système traçage et ses propriétés varient entre deux expériences, d'autant plus que les conditions expérimentales diffèrent.

Dans ces conditions, l'information apportée par la DTS sur le système étudié est différente selon la nature des points d'injection et de restitution:

- si l'injection est réalisée sur une perte à l'amont de la zone noyée, le traçage renseigne sur la zone de ruissellement souterrain et sur la zone noyée ;
- si le drain alimente les systèmes annexes, il peut y avoir piégeage d'une partie du traceur.
- si l'injection a lieu directement sur le drain ou dans un système annexe, le traçage renseigne sur la relation existant entre les systèmes annexes et le drain;
- si l'injection est faite dans une cavité en relation avec la zone noyée, mais ne présentant pas d'écoulement visible, le traçage informe sur le mode d'infiltration rapide et l'écoulement dans la zone noyée.

A.2. APPROCHE PRATIQUE.

A.2.1. TYPES DE TRACEURS.

L'hypothèse de base sur laquelle repose l'interprétation des traçages est que le traceur se comporte de manière identique à l'eau qu'il marque. Nous avons vu les conditions théoriques que doit satisfaire un traceur pour être un "bon traceur". Dans le cas d'un milieu aquifère comme le karst on peut ajouter :

- ne pas exister naturellement dans l'eau ;
- ne pas réagir avec l'aquifère .
- ne pas être adsorbé
- être résistant aux micro-organismes présents dans l'eau ;

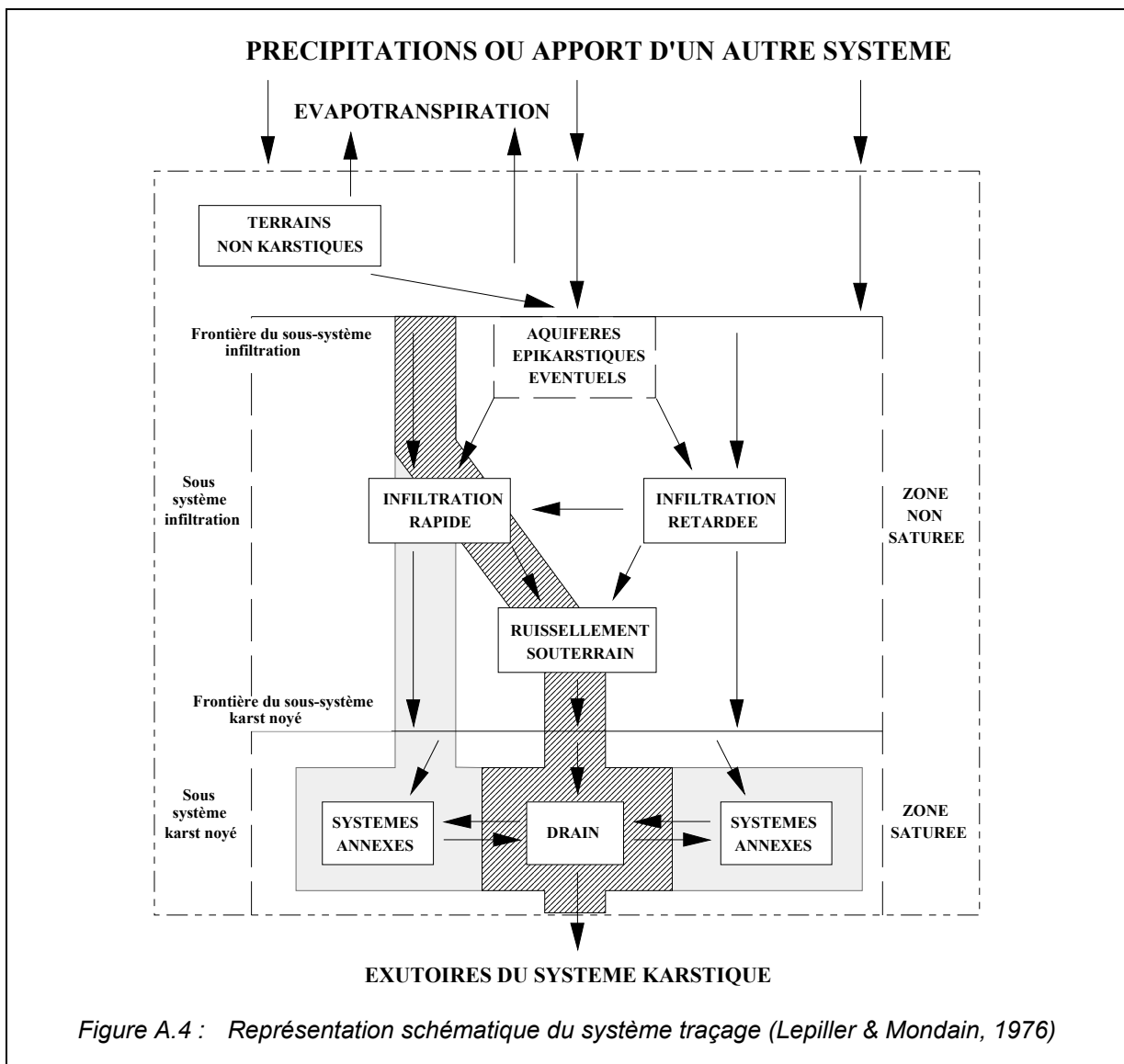


Figure A.4 : Représentation schématique du système traçage (Lepiller & Mondain, 1976)

Divers types de traceurs ont été employés avec plus ou moins de succès. Ils peuvent être regroupés selon leur nature en cinq catégories différentes (Atkinson et Smart, 1979 ; Lallemand-Barres, 1984) :

- **Les colorants fluorescents.** Ils possèdent un seuil de détection très bas, une faible toxicité et un coût modéré. Le plus employé est l'uranine encore nommée fluorescéine. Ce traceur est détectable à l'oeil nu jusqu'à 10^{-3} mg/l et en laboratoire jusqu'à 10^{-8} mg/l Le principal inconvénient de cette substance est sa perte de fluorescence en présence d'acide humique et à la lumière. Il est cependant rare que les traçages s'effectuent en présence de cet acide. De plus, l'adsorption sur les argiles est très faible. Les rhodamines B et Wt sont aussi employées, mais présentent des risques d'adsorption plus élevés (surtout la rhodamine B). Citons encore l'Eosine et l'Amino G, dont l'utilisation en France est généralement réservée aux multitraçages utilisant déjà la fluorescéine et la rhodamine.
- **Les traceurs chimiques.** Les plus courants sont de forme cationique, les anions étant plus difficiles à mesurer. Ce sont les traceurs salins suivants : Chlorure de sodium (NaCl), chlorure de potassium (KCl), chlorure de lithium (LiCl) Citons aussi quelques traceurs anioniques parfois employés : Dichromate de potassium ($\text{Cr}_2\text{O}_7\text{K}_2$), l'Iodure de sodium (INa) et le Bromure de Sodium (BrNa). Les traceurs chimiques contenant du sodium sont toutefois peu employés en région montagneuse (salages hivernaux) et littorale (eaux de mer).
- **Les traceurs isotopiques** utilisés en tant que traceurs artificiels. Le principal est le tritium ^3H injecté en quantité très supérieure aux quantités naturellement présentes dans les eaux karstiques. Cependant, du fait de sa période de demi-vie longue ($t^{1/2} = 12.26$ ans) l'utilisation de ce traceur interdit toute étude du tritium en tant que traceur naturel pendant de longues années. En conséquence l'emploi de ce traceur est à rejeter (Molinari, 1976a ; Atkinson et Smart, 1979) d'autres isotopes pouvant être employés : ^{82}Br ($t^{1/2} = 35.4$ h) pour l'étude des temps de séjour bref et ^{131}I ($t^{1/2} = 8.0$ j) ou ^{125}I ($t^{1/2} = 60.2$ j) pour les temps de séjours plus importants. Ils ont, pour avantage, un seuil de détection très bas et pour inconvénients un coût élevé et un certain danger de manipulation.
- les **traceurs bactériens** (bactériophages). Ils sont plutôt utilisés pour le traçage des eaux de surface et plus rarement pour les eaux souterraines. Ils demandent des méthodes d'analyse particulières (laboratoire biologique). Ils ont de plus une mauvaise image peu compatible avec le contexte appliqué.
- les **traceurs particuliers** (spores de lycopodium) qui présentent l'avantage pouvoir être teinté avec de nombreuses couleurs. Cependant, le transit de ce traceur est peu représentatif du transit de l'eau, car son mode de transport tend à privilégier les écoulements turbulents (Atkinson et Smart, 1979). Dans les pays anglo-saxons, les azurants optiques (microparticules facilement colorables et détectables) sont souvent employés. En France, il est très difficile de se procurer ce type de traceur qui est d'un coût élevé. De plus, ces substances étant présentes dans les lessives, ce type de traceur n'est pas utilisable en milieu pollué.
- Les **polluants** qui ne permettent généralement que l'application de la méthode tout ou rien, les fonctions d'entrées n'étant généralement pas maîtrisées. De plus, ce sont généralement de mauvais traceurs en raison de leurs propriétés physico-chimiques souvent différentes de celle de l'eau (hydrocarbures).

Du fait de leur facilité de mise en oeuvre et de détection, les colorants fluorescents, et surtout la fluorescéine, sont les plus employés, bien qu'ils ne soient pas parfaits. Chaque substance produit une influence particulière en partie sur les phénomènes de transport, et en l'absence d'une bonne

connaissance de ces influences, il y a intérêt à utiliser toujours le même traceur afin de s'affranchir de ces problèmes.

Ainsi, sauf impératifs, on préférera réaliser deux traçages successifs, plutôt qu'un multi-traçage employant deux substances différentes, une indétermination étant toujours possible entre l'information issue des caractéristiques du milieu et celle relative à la différence de comportement des traceurs employés.

En outre il est délicat de distinguer lors des analyses les différentes substances présentes dans l'échantillon, chacune d'elle provoquant un bruit de fond pour les autres.

Par conséquent, dans la suite de ce travail, nous intéresserons principalement à l'emploi de la fluorescéine.

A.2.2. MISE EN OEUVRE.

Plusieurs précautions relatives aux différentes phases de l'opération (injection, mesures, analyses) doivent être prises afin de garantir la validité des résultats :

- **le point d'injection** doit si possible être le siège d'un écoulement permanent afin d'assurer le bon entraînement du traceur dans le système. Dans le cas contraire, cavité n'offrant pas de regard sur la zone noyée mais en relation avec cette dernière, il est possible de créer artificiellement un écoulement permanent entraînant une circulation d'eau avant, pendant et après l'injection du traceur (Ricard & Bakalowicz, 1994). Le recours à cette méthode a toutefois pour inconvénient une moins bonne fiabilité dans l'interprétation des résultats.
- **le choix de la période d'injection** est délicat. La seule période où le régime peut-être considéré comme quasi permanent est l'étiage, les réserves variant alors très lentement. Cependant, le choix de cette période présente deux inconvénients majeurs : d'une part les pertes sont généralement à sec, ce qui rend la mise en oeuvre du traçage difficile, et d'autre part le système présente un comportement différent de celui des hautes eaux. En conséquence, il est préférable de réaliser le traçage à la fin de la phase de décrue d'une crue de moyennes eaux.
Remarque : il est important de vérifier qu'aucun traçage récent n'est susceptible de perturber l'expérience (restitution du traceur ancien).
- **la quantité de traceur** injectée doit être déterminée en fonction du contexte (période choisie, qualité de la relation supposée). L'abaissement des seuils de détection du matériel d'analyse permet aujourd'hui de réaliser d'excellents traçages avec de faibles masses de traceur. L'expérience de l'hydrogéologue demeure irremplaçable dans ce domaine. Dans le cas de la fluorescéine, il est toutefois possible d'employer un abaque de détermination construite par à partir des traitements statistiques effectués sur de multiples résultats (Mangin, communication personnelle))(figure A.5). Elle permet de déterminer la masse de traceur à injecter en fonction de plusieurs paramètres qui supposent une bonne connaissance préalable du système :
 - nature du point d'injection ;
 - position du point d'injection par rapport à l'exutoire ;
 - qualité de relation entre point d'injection et exutoire ;
 - débit supposé de l'exutoire durant l'opération.

- **l'injection** doit être instantanée pour que le signal d'injection soit proche d'un signal de Dirac. Pour cette raison et pour satisfaire à la condition de "bon mélange", le traceur est préalablement dilué dans quelques litres d'un fort solvant (l'ammoniaque dans le cas de la fluorescéine). Il est préférable que le point d'injection soit le siège d'un écoulement turbulent pour respecter la condition de bon mélange. Dans le cas où le débit d'entrée est faible, le traceur peut être injecté de manière non instantanée. Il convient alors d'injecter en amont du point d'entrée dans le système afin de pouvoir déterminer la fonction d'entrée (débit et concentration en fonction du temps). Cette procédure est cependant à éviter car l'interprétation fait appel à la déconvolution et devient plus complexe.

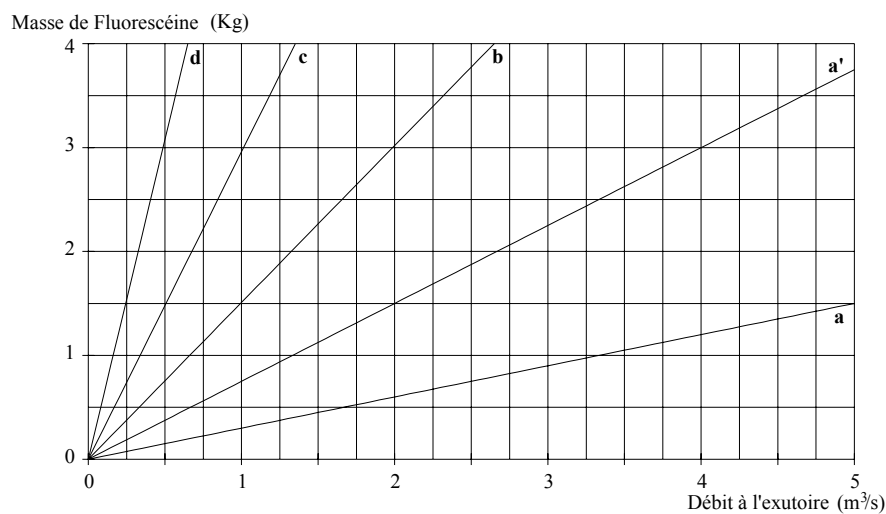


Figure A.5: Abaque de détermination de la concentration de la masse de fluorescéine à injecter en fonction du débit à l'exutoire (Mangin, 1992).

Les droites sont relatives à la position du point d'injection :

- a : Point d'injection sur un drain et à une distance inférieure à 5 km ;
- a' : Point d'injection sur un drain à plus de 5 km de l'exutoire ;
- b : Point d'injection sur un SAD bien connecté au drain ;
- c : Point sur un SAD moyennement connecté au drain ;
- d : Point sur un SAD mal connecté avec le drain.

- **Mesure des concentrations à l'exutoire.** Deux solutions sont communément proposées pour mesurer la concentration en traceur à la sortie du système:
 - *Echantillonnage* ; celui-ci peut être réalisé de manière manuelle ou automatique, les échantillons étant conservés au frais et à l'abri de la lumière. Il n'existe pas de fréquence d'échantillonnage type, celle-ci étant fonction du système étudié. Lepiller et Mondain (1986) préconisent des fréquences allant de 1 heure en cas de menace de crues à 12 heures dans le cas de temps de transit élevés (quelques jours à quelques semaines).
 - *Utilisations de fluo-capteurs* ; ce procédé, basé sur l'adsorption du traceur par le charbon actif n'est pas adapté dans le cadre de la méthode quantitative car il ne permet pas d'obtenir la courbe des concentrations en fonction du temps. Il doit être tout au plus réservé pour la surveillance des exutoires où l'acquisition des débits et des concentrations

de traceur est impossible, ou en doublage au cas où les échantillonneurs automatiques tomberaient en panne.

- **L'analyse des échantillons** est réalisée, dans le cas des colorants fluorescents, en laboratoire par spectrofluorimétrie en comparant la fluorescence des échantillons à celle de solutions étalon précédemment établis. Pour obtenir de bons résultats il est indispensable :
 - de prélever avant chaque traçage un échantillon à l'exutoire afin de mesurer la fluorescence naturelle des eaux du système et de déterminer le bruit de fond des eaux.
 - d'utiliser pour la préparation des étalons la même fluorescéine que celle utilisée pour l'expérience, les variations de teneurs entre deux fluorescéines différentes entraînant des erreurs d'analyses parfois importantes.

A.2.3. EXPLOITATION DES RESULTATS.

Le rapport entre la masse de traceur restitué et la masse de traceur initialement injectée donne le taux de restitution :

$$r_{\%} = \frac{M_r}{M_0} \cdot 100$$

Dans l'hypothèse d'un traceur conservatif, ce taux doit être égal à 100 %. En réalité, cette valeur n'est jamais atteinte en raison de l'échantillonnage discret.

La connaissance de ce paramètre fournit une double information :

- qualité du traçage réalisé. Les causes d'erreur sont multiples et notamment : mauvais échantillonnage (pollution des échantillon par l'opérateur), exposition des échantillons à la lumière et à la chaleur, défaut d'analyse, mauvaise connaissance des débits.
- comportement du système :
 - le point suivi n'est pas l'exutoire unique du système,
 - piégeage d'une partie du traceur (stockage ou déconnexion d'un vide) restituée ultérieurement;
 - effet de traîne important, la DTS devenant asymptotique à l'axe des temps : le système traçage intéresse une zone de stockage s'écoulant lentement.

D'une manière générale les valeurs retenues sont :

- $r_{\%}$ est proche de 100 % par valeurs inférieures : le traçage réalisé est de bonne qualité, les mesures semblent bonnes et il n'y a probablement pas de piégeage de traceur dans le système ;
- $r_{\%}$ est proche de 100 % par valeurs supérieures : surestimation des débits ou pollution des échantillons ;
- $r_{\%}$ est faible, le signal de restitution étant cependant bien marqué : existence d'autres points de restitution, piégeage d'une partie du traceur, adsorption ou mauvaise connaissance des débits.
- $r_{\%}$ est faible, le signal de restitution étant de faible ampleur : le traçage est de mauvaise qualité. Dans ce cas, la DTS ne peut être considérée comme représentative.

Pratiquement la DTS se calcule à partir de la masse restituée :

$$DTS = \frac{C(t) \cdot Q(t)}{\int_0^{+\infty} C(t) \cdot Q(t) dt} = \frac{\varphi(t)}{M_r}$$

Les vitesses apparentes de transit déterminées à partir du premier moment ont les ordres de grandeurs suivants :

- inférieures à 100 m.h⁻¹ : injection sur un système annexes au drainage ou axe de drainage faiblement évolué (aquifère peu karstifié) ;
- supérieures à 100 m.h⁻¹ (jusqu'à 1000 m.h⁻¹) : injection sur un axe de drainage développé (système bien karstifié).

Les phénomènes dispersifs étant globalement proportionnels à la distance parcourue, la DTS aura une forme d'autant plus étalée que la distance parcourue sera importante (figure A.6), la forme d'une DTS issu d'un traçage sur le drainage pouvant ressembler à une DTS issue d'un traçage sur un SAD lorsque les distances sont importantes. Aussi pour lever les indéterminations entre les formes semblables, il convient de comparer les vitesses apparentes de transit.

Généralement, la forme des DTS issues du traçage d'un axe transmissif présente une allure de pic bien marqué. Celles correspondant à une injection dans un SAD se caractérisent par une forme étalée.

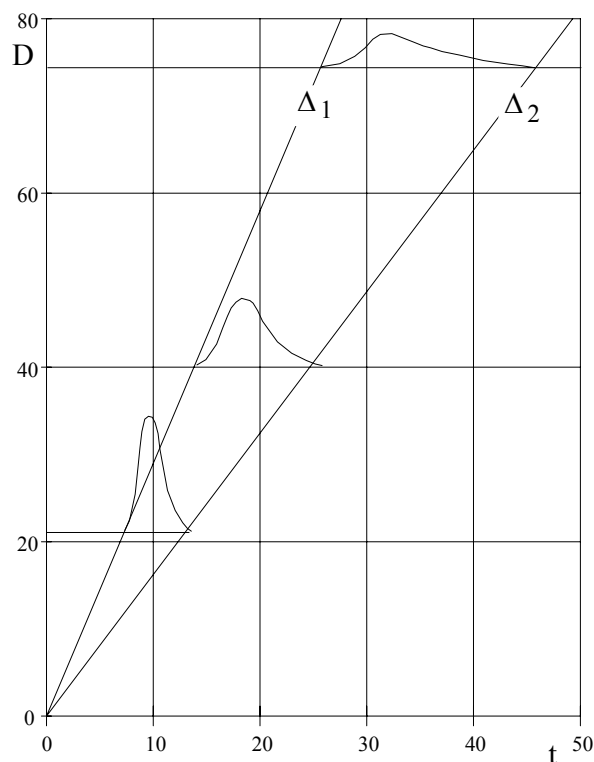


Figure A.6: Variation de la réponse impulsionnelle en fonction de la distance (exemple de la Loire) (Guizerix & al, 1976).

LISTE DES FIGURES

Figure 0.1 :	Carte hydrogéologique des formations carbonatées karstifiables en France	5
Figure 1.1 :	Schématisation d'un système karstique (C.Drogue, 1971).....	20
Figure 1.2 :	Organisation spatiale d'un aquifère karstique (Drogue 1980, in Bakalowicz, 1986a)	21
Figure 1.3 :	Essai de formalisation des approches du karst et positions relatives des tendances majeures des principaux pays.	22
Figure 1.4 :	Facteurs influençant la karstification (d'après Mangin, 1982).....	25
Figure 1.5 :	Configurations des systèmes karstiques.	31
Figure 1.6 :	Fonctionnalité de premier ordre et facteurs influençant la karstification.	33
Figure 1.7 :	Fonctionnalité d'ordre n.	35
Figure 1.8 :	Schématisation d'un système karstique (Mangin, 1975).....	40
Figure 1.9 :	Représentation du système karstique par Mangin, 1975 (Dessin Rouch).....	40
Figure 1.10 :	Valeurs de la perte de charge par élargissement en fonction du rapport de section.....	47
Figure 1.11 :	Relation entre la taille du VER et une grandeur macroscopique (Marle, 1967)	50
Figure 1.12 :	Schéma de la fissure verticale (in Leblanc, 1987).....	57
Figure 1.13 :	Milieu poreux homogène anisotrope (in Bertrand & Gringarten, 1976).....	58
Figure 1.14 :	Modèle de Warren et Roots (1963, in Leblanc, 1987).....	60
Figure 1.15 :	Représentation d'un aquifère karstique atteint par un puits (Thraikill, 1988).....	61
Figure 1.16 :	Modèle conceptuel du système puits-aquifère (Thraikill, 1988).....	62
Figure 1.17 :	Représentation d'un vide karstique atteint par un puits (Thiery & al, 1983)	62
Figure 1.18 :	Schématisation mono-dimensionnelle (Thiery & al, 1983)	63
Figure 1.19 :	Schématisation radiale (Thiery & al, 1983).....	63
Figure 1.20 :	Courbes de rabattement en fonction du volume de la cavité (exemples théoriques)(Thiery & al, 1983).....	64
Figure 1.21:	Illustration de la méthode du traçage pour l'étude des écoulements (Guizerix & Margrita, in I.A.E.A., 1990).....	68
Figure 1.22:	Exemple théorique de réponse en traçage d'un système complexe.....	71
Figure 1.23:	Variation de la réponse impulsionnelle obtenue pour différents états pseudo- stationnaires en fonction du débit (Loire)(Guizerix & al, 1976).....	72
Figure 1.24 :	Réponse impulsionnelle du Baget obtenue par déconvolution (Mangin & Marsily De, 1971).....	74
Figure 1.25 :	Simulation des débits du Baget (Mangin & Marsily De, 1971).....	75
Figure 1.26 :	Réponses impulsionnelles de la Fontaine de Vaucluse (hautes eaux à droite, basses eaux à gauche)(Bouillin & al, 1973).....	76
Figure 1.27 :	Exemple de simulation des débits de la Fontaine de Vaucluse (Bouillin & al, 1973).....	76
Figure 1.28 :	Modèle CREC (Guilbot, 1975).....	78
Figure 1.29 :	Exemple de simulation des débits de la Source du Lez (Guilbot, 1975).....	79
Figure 1.30 :	Modèle BEMER (Bezes, 1976).....	80
Figure 1.31 :	Exemple de simulation des débits de la Fontaine de Vaucluse (Bezes, 1976).....	81
Figure 1.32 :	Modèle de Kiraly (notes inédites, in Burger, 1983).....	82
Figure 1.33 :	Modèle TRIDEP (Padilla-Benitez, 1990).....	83
Figure 1.34 :	Noyau de convolution et simulation des débits d'Aliou (Padilla-Benitez, 1990).....	84
Figure 1.35 :	Noyau de convolution et simulation des débits du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).....	84
Figure 1.36 :	Simulation des intermittences de Fontestorbes (Mangin, 1973).....	86
Figure 1.37 :	Modèle par bloc homogène (Bonnet & al, 1979).....	87
Figure 1.38 :	Exemple de simulation d'un forage atteignant le chenal (Bonnet & al, 1979).....	89
Figure 1.39 :	Exemple de simulation d'un forage dans la matrice (Bonnet & al, 1979).....	89
Figure 1.40 :	Ajustement de débits d'étiage de la Source du Lez (Karam, 1989).....	91
Figure 1.41 :	Maillage du modèle de la Fontaine de Vaucluse (Bonnet & al, 1976).....	92
Figure 1.42 :	Exemple de simulation des débits de la Source du Lez (Bonnet & al, 1976).....	93
Figure 1.43 :	Maillage du modèle de l'Areuse (Kiraly & Morel, 1976).....	93
Figure 1.44 :	Modèle du milieu homogène continu (Bonnet & al, 1979).....	94
Figure 1.45 :	Maillage du modèle du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).....	95
Figure 1.46 :	Exemple de simulation des débits du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).....	96

Liste des figures

Figure 1.47 :	Prévision à 5 jours des niveaux à la Source du Lez (Karam, 1989)	97
Figure 1.48 :	Prévision des débits d'Aliou (Padilla-Benitez, 1990).....	98
Figure 1.49 :	Prévision des débits du Torcal (Padilla-Benitez, 1990).....	99
Figure 2.1 :	Définition appliquée du karst et domaine d'application des approches structurelle et fonctionnelle.	117
Figure 2.2 :	Stratégie d'étude par étapes.....	121
Figure 2.3 :	Représentation de la zone d'infiltration et du karst noyé par des réseaux de neurones (Mangin, communication personnelle).....	125
Figure 2.4 :	Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés.....	129
Figure 2.5 :	Corrélogrammes croisés des systèmes de Fontestorbes, Baget et Aliou.....	131
Figure 2.6 :	Fonctions de cohérence des systèmes de Fontestorbes, Baget et Aliou.....	132
Figure 2.8 :	Comparaison entre le modèle de Maillet et le modèle proposé par Mangin (1970a).....	138
Figure 2.9 :	Décomposition de la récession selon la méthode Mangin (1970a) in Fabre (1983).....	139
Figure 2.10 :	Signification de la forme de la fonction homographique :	140
Figure 2.11 :	Pourcentage de volume dynamique écoulé en fonction du temps pour différentes valeurs de α (Mangin, 1975).....	141
Figure 2.12 :	Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975) :	142
Figure 2.13 :	Modèle de Maillet.	143
Figure 2.14 :	Différentes configurations de réservoirs.....	144
Figure 2.15 :	Modèle expérimental.	145
Figure 2.16 :	Configurations testées.....	146
Figure 2.17 :	Essai 11a ; ajustement de la décroissance des niveaux.....	147
Figure 2.18 :	Essai 11a ; ajustement de la décroissance des débits.....	148
Figure 2.19 :	Essai 33 ; ajustement de la décroissance des niveaux.....	148
Figure 2.20 :	Essai 33 ; ajustement de la décroissance des débits.....	149
Figure 2.21 :	Essai 13 ; ajustement de la décroissance des niveaux.....	150
Figure 2.22 :	Essai 13 ; ajustement de la décroissance des débits.....	151
Figure 2.23 :	Comparaison des coefficients de tarissement αh et αq en fonction du volume inférieur	152
Figure 2.24 :	Comparaison des valeurs de Q_0 en fonction du volume inférieur.....	153
Figure 2.25 :	Comparaison des valeurs de V_{dyn} et V_{sup} en fonction du volume inférieur.....	153
Figure 2.26 :	Equivalence vidange réelle-loi de Maillet.....	158
Figure 2.27 :	Variation du rapport r en fonction du volume inférieur.....	160
Figure 2.28 :	Influence du volume en mouvement sur les lois de vidange et d'écoulement.....	162
Figure 2.29 :	Le système karstique expérimental du Baget. Schéma lithologique et carte détaillée du secteur en amont de la source pérenne (Bakalowicz & al, 1994).	171
Figure 2.30 :	Le système karstique du Baget. Coupe synthétique donnant les positions relatives de la source pérenne et des regards de la Hillère et de la Peyrère (Bakalowicz & al, 1994).	172
Figure 2.31 :	Courbes d'évolution de la piézométrie dans les deux regards et du niveau de la source au cours du pompage (Bakalowicz & al, 1994).	173
Figure 2.32 :	Modèle simple du karst noyé.....	176
Figure 2.33 :	Principe général d'un essai de pompage.....	178
Figure 2.34 :	Formalisme systémique dans le cas d'un pompage sur le drain.....	179
Figure 2.35 :	Formalisme systémique dans le cas d'un pompage sur un SAD.....	179
Figure 2.36 :	Evolution des échanges entre SAD et drain en cours de pompage.....	180
Figure 2.37 :	Débit de prélèvement effectif $\phi(t)$	181
Figure 2.38 :	Fonction d'entrée sur le drain.....	183
Figure 2.39 :	Equivalence des prélèvements.....	184
Figure 2.40 :	Réponse indicielle du karst noyé à court terme.....	188
Figure 2.41 :	Réponse indicielle du karst noyé à long terme.....	189
Figure 2.42 :	Influence de la position du drain par rapport aux réserves.....	191
Figure 2.43 :	Pompage du Baget : calcul des dérivées du rabattement à la Peyrère et à la Hillère	195
Figure 2.44 :	Pompage du Baget : détail du troisième essai	197
Figure 2.45 :	Pompage de Courniou, débits à la source et rabattement du niveau PE2.....	200
Figure 2.46 :	Pompage de Courniou, cas d'un SAD en équilibre avec le drain.....	201

Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux

Figure 2.47 :	Pompage de Courniou, cas d'un SAD en déséquilibre avec le drain.	202
Figure 2.48 :	Pompage de Courniou, fonction $Q_d(t)$ (cas d'un SAD en équilibre avec le drain).	202
Figure 2.49 :	Pompage de Gervanne, évolution des débits à la source et valeurs de ΔQ_s (1993)	203
Figure 2.50 :	Pompage de Gervanne, évolution des débits à la source (1995)	204
Figure 2.51 :	Pompage de Gervanne, variation de R_p en fonction du débit de pompage.	205
Figure 3.1 :	Archiane, schéma hydrogéologique.	218
Figure 3.2 :	Gervanne, schéma hydrogéologique.	222
Figure 3.3 :	Saoû, schéma hydrogéologique.	226
Figure 3.4 :	Archiane, analyse des débits classés, classes de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	228
Figure 3.5 :	Archiane, analyse des débits classés, classes de $0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	229
Figure 3.6 :	Archiane, exemple de courbe de récession (cycle 1973).	230
Figure 3.7 :	Archiane, position dans la classification de Mangin.	231
Figure 3.8 :	Moyenne mobile annuelle sur les chroniques de pluie à Chichilianne et débit à Archiane (période 1971-1978).	231
Figure 3.9 :	Archiane, corrélogramme à long terme ($m=1250, k=10$) des débits.	232
Figure 3.10 :	Archiane, spectre à long terme ($m=1250, k=10$) des débits.	233
Figure 3.11 :	Chichilianne, corrélogramme simple des cycles 1971 à 1978.	233
Figure 3.12 :	Chichilianne, spectre simple des cycles 1971 à 1978.	234
Figure 3.13 :	Archiane, corrélogramme simple de la période 1971-1978.	234
Figure 3.14 :	Archiane, spectre simple de la période 1971-1978.	235
Figure 3.15 :	Archiane, corrélogramme croisé de la période 1971-1978.	236
Figure 3.16 :	Archiane, fonction d'amplitude de la période 1971-1978.	236
Figure 3.17 :	Archiane, fonction de phase de la période 1971-1978.	236
Figure 3.18 :	Archiane, fonction de cohérence de la période 1971-1978.	237
Figure 3.19 :	Archiane, fonction de gain de la période 1971-1978.	237
Figure 3.20 :	Archiane, corrélogrammes simples des cycles 1971 à 1974.	239
Figure 3.21 :	Archiane, corrélogrammes simples des cycles 1975 à 1978.	239
Figure 3.22 :	Archiane, spectres simples des cycles 1978 et 1973.	240
Figure 3.23 :	Archiane, corrélogrammes croisés des cycles 1972 et 1973.	240
Figure 3.24 :	Archiane, corrélogrammes croisés des cycles 1977 et 1978.	240
Figure 3.25 :	Gervanne, analyse des débits classés, classes de $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	242
Figure 3.26 :	Gervanne, analyse des débits classés, classes de $0.01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	242
Figure 3.27 :	Gervanne, ajustement de la courbe de récession du cycle 1980.	244
Figure 3.28 :	Gervanne, ajustement de la courbe de récession du cycle 1986 (première partie).	245
Figure 3.29 :	Gervanne, ajustement de la courbe de récession du cycle 1986 (seconde partie).	245
Figure 3.30 :	Gervanne, position dans la classification de Mangin.	246
Figure 3.31 :	Moyenne mobile annuelle sur les chroniques de pluie à Beaufort et débit aux Fontaigneux (période 1970-1975)	246
Figure 3.32 :	Gervanne, corrélogramme à long terme ($m=625, k=5$) des débits.	247
Figure 3.33 :	Gervanne, spectre à long terme ($m=625, k=5$) des débits.	247
Figure 3.34 :	Gervanne, corrélogramme simple de la période 1970-1975.	248
Figure 3.35 :	Gervanne, spectre simple de la période 1970-1975.	249
Figure 3.36 :	Gervanne, corrélogramme croisé de la période 1970-1975.	249
Figure 3.37 :	Gervanne, fonction de phase de la période 1970-1975.	249
Figure 3.38 :	Gervanne, fonction d'amplitude de la période 1970-1975.	250
Figure 3.39 :	Gervanne, fonction de cohérence de la période 1970-1975.	250
Figure 3.40 :	Gervanne, fonction de gain de la période 1970-1975.	250
Figure 3.41 :	Saoû, analyse des débits classés (année 1968) par classes de $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	252
Figure 3.42 :	Saoû, analyse des débits classés (année 1968) par classes de $0.025 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	252
Figure 3.43 :	Saoû, ajustement du tarissement du cycle 1968.	253
Figure 3.44 :	Saoû, corrélogramme simple du cycle 1968.	254
Figure 3.45 :	Saoû, spectre simple du cycle 1968.	254
Figure 3.46 :	Saoû, corrélogramme croisé du cycle 1968.	254
Figure 3.47 :	Saoû, fonction d'amplitude du cycle 1968.	255
Figure 3.48 :	Saoû, fonction de phase du cycle 1968.	255
Figure 3.49 :	Saoû, fonction de gain du cycle 1968.	255
Figure 3.50 :	Saoû, fonction de cohérence du cycle 1968.	256
Figure 3.52 :	Gervanne, DTS du traçage Bourne-Fontaigneux.	260
Figure 3.51 :	Gervanne, modalités d'injection dans le forage.	264

Liste des figures

Figure 3.52 :	Gervanne, DTS du traçage forage-Fontaigneux.	265
Figure A.1 :	Distinction entre traceur et indicateur (d'après Molinari, 1976)	289
Figure A.2:	Echantillon du transit (d'après Guizerix, in I.A.E.A., 1990)	290
Figure A.3 :	Marquage de l'échantillon de transit (d'après Guizerix, in I.A.E.A., 1990)	291
Figure A.4 :	Représentation schématique du système traçage (Lepiller & Mondain, 1976)	296
Figure A.5:	Abaque de détermination de la concentration de la masse de fluorescéine à injecter en fonction du débit à l'exutoire(Mangin, 1992).	299
Figure A.6:	Variation de la réponse impulsionnelle en fonction de la distance (exemple de la Loire) (Guizerix & al, 1976).....	301

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 :	Constantes de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées (Bakalowicz, 1979). 16	
Tableau 1.2 :	Expression de la formulation thermodynamique au niveau évolutif.....	27
Tableau 1.3 :	Expression de la formulation thermodynamique au niveau fonctionnel	27
Tableau 1.4 :	Conditions d'application théoriques des méthodes de transformation de la réponse à un traçage (d'après Guizerix, 1988).....	71
Tableau 2.1 :	Méthodologie : méthodes et données nécessaires	123
Tableau 2.2 :	Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.....	129
Tableau 2.3 :	Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse corrélatrice et spectrale.	134
Tableau 2.5 :	Résultats des expériences réalisées avec le dispositif A.....	147
Tableau 2.6 :	Résultats des expériences réalisées avec le dispositif B.....	150
Tableau 2.7 :	Ecarts en volume.	156
Tableau 2.8 :	Débits initiaux	157
Tableau 2.9 :	Valeurs de h'.	158
Tableau 2.10 :	Valeurs de r.	160
Tableau 2.11 :	Coefficients de perte de charge.....	161
Tableau 2.12 :	Principales données relatives à l'expérience de pompage (Bakalowicz & al, 1994).	174
Tableau 2.13 :	Familles de réponse à un échelon de pompage.....	193
Tableau 2.14 :	Pompage de Gervanne, rendements de pompage.....	204
Tableau 2.15 :	Pompage de Gervanne, pérennité de l'exploitation	206
Tableau 3.1 :	Archiane, termes du bilan hydrologique pour la période 1971-1978.	219
Tableau 3.2 :	Gervanne, principaux résultats de traçages antérieurs.	221
Tableau 3.3 :	Gervanne, termes du bilan hydrologique.	223
Tableau 3.4 :	Gervanne, variabilité du volume annuel infiltré en fonction de la superficie de l'impluvium.	224
Tableau 3.5 :	Archiane, valeurs extrêmes et moyennes des paramètres de l'ajustement des courbes de récession (cycles 1871 à 1978).....	230
Tableau 3.6 :	Chichillianne, caractéristiques des cycles 1971 à 1978	238
Tableau 3.7 :	Archiane, paramètres des analyses par cycle de 1971 à 1978.....	241
Tableau 3.8 :	Gervanne, valeurs extrêmes et moyennes des paramètres de l'ajustement des courbes de récession (premier ajustement).....	243
Tableau 3.9 :	Gervanne, valeurs extrêmes et moyennes des paramètres de l'ajustement des courbes de récession (second ajustement).....	244
Tableau 3.10 :	Gervanne, traçage Bourne-Fontaigneux, paramètres de la courbe de restitution.....	259
Tableau 3.11 :	Gervanne, paramètres des DTS.....	260
Tableau 3.12 :	Gervanne, traçage forage-Fontaigneux, paramètres de la courbe de restitution	264
Tableau 3.13 :	Gervanne, traçage forage-Fontaigneux, paramètres de la DTS.	265

La première partie de ce document consiste à évaluer la capacité d'une démarche traditionnelle et de ses outils, à étudier, décrire et représenter la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques. Pour ce faire, après avoir présenté les différentes visions et approches du milieu karstique, il est mis en évidence la spécificité et la diversité des aquifères karstiques. Pour ceci, il est fait appel à l'approche thermodynamique du karst qui constitue un élément indispensable à la compréhension de la structure et du fonctionnement du milieu et qui permet de distinguer les grands types d'aquifère karstique. C'est à partir de la reconnaissance de ces grands types qu'est ensuite évaluée la validité d'emploi des lois et méthodes de l'hydraulique souterraine traditionnelle.

La deuxième partie propose une méthodologie d'étude appliquée des aquifères karstiques basée sur une approche fonctionnelle. Les méthodes existantes sont tout d'abord présentées succinctement, puis, deux points particuliers sont plus précisément abordés à partir de résultats expérimentaux : l'évaluation des réserves à partir de l'étude des courbes de tarissement et les problèmes posés par l'interprétation des essais de pompage.

Enfin, un exemple d'application mettant en oeuvre la méthodologie lors de l'étude de trois systèmes karstiques de la Drôme (France) est présenté.

The first part of the work evaluates the ability of a traditional hydrogeological approach and its tools to study, describe and picture the structure and behaviour of karst aquifers. It introduces the various concepts of and approaches to the karst milieu, and points out the specificity and diversity of karst aquifers. It is shown that the thermodynamic approach to karsts is absolutely necessary for understanding the structure and behaviour of this environment and is the best way to characterize the main types of karst aquifer. Based on the knowledge of these main types, the suitability of laws and methods of traditional underground hydraulics is tested.

The second part presents a methodology for the applied investigation of karst aquifers, based upon a functional approach. Following a brief introduction to existing methods, two specific points are considered in more detail from experimental results: the evaluation of storage volume from recession curve analysis and the interpretation of pumping tests and their related problems.

Finally, an example is given of the application of the methodology in the investigation of three karstic systems in the Alps (Drôme, France).

Éditions BRGM

3, avenue Claude Guillemin, B.P. 6009
45060 Orléans cedex 2, France

ISBN 2-7159-0854-7