

1431

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

INSTITUT DE GÉOLOGIE
CENTRE D'HYDROGÉOLOGIE

Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques



Pierre-Yves Jeannin

Thèse de doctorat soutenue le 8 juillet 1996 devant un jury constitué des personnes suivantes:

Professeur László Kiraly, Université de Neuchâtel, Suisse

Dr. Alain Mangin, CNRS-Moulis, France

Professeur Jacques Mudry, Besançon, France

Professeur Peter L. Smart, Université de Bristol, Grande-Bretagne

Professeur François Zwahlen, Université de Neuchâtel, Suisse

UNIVERSITE DE NEUCHÂTEL

INSTITUT DE GEOLOGIE

FACULTE DES SCIENCES

CENTRE D'HYDROGEOLOGIE

THESE

Soutenue le 8 juillet 1996

à la faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel

pour obtenir le titre de

Docteur ès Sciences

par

Pierre-Yves Jeannin

Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques

devant un jury constitué des personnes suivantes :

Professeur László Kiraly, Université de Neuchâtel

Dr. Alain Mangin, CNRS-Moulis, France

Professeur Jacques Mudry, Besançon

Professeur Peter L. Smart, Université de Bristol, Grande-Bretagne

Professeur François Zwahlen, Université de Neuchâtel

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

**Structure et comportement hydraulique des
aquifères karstiques**

de M. Pierre-Yves Jeannin

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

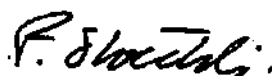
La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

MM. F. Zwahlen (directeur de thèse), L. Kiraly,
J. Mudry (Besançon), A. Mangin (Moulis, France) et
P. Smart (Bristol, France)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 2 septembre 1998

Le doyen:



F. Stoeckli

Page de couverture: Image des galeries de la partie profonde labyrinthique du K2-Innerbergl. Image réalisée à l'aide des logiciels TOPOROBOT (M. Heller) et NVELOPE (J. Ferine).

© 1998, Copyright by P.-Y. Jeannin

Speleo Projects, Basel
ISBN 3-908495-08-3
Printed in Switzerland

A Isabelle

A mes parents

En souvenir de Philippe, Tom, Stève et Pascal

En souvenir de Thomas Bitterli et Maja Köppel
décédés au Faustloch quelques jours avant l'impression de ce manuscrit.

Sommaire

Abstract.....	III
Résumé.....	IV

Chapitre 1. Introduction et buts

1.1. Introduction générale.....	3
1.2. Position des problèmes et buts de cette thèse.....	7

Chapitre 2. Comportement hydrodynamique

Introduction.....	15
2.1. Action COST-65 Suisse, Projets Bure et Hölloch : Cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles.....	19
2.2. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU).....	49
2.3. Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst.....	61
2.4. Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméables et des conduits karstiques : conséquences sur l'étude des aquifères karstiques.....	79
2.5. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations.....	117
2.6. Modélisation des écoulements dans le réseau du Hölloch (Muotathal, Schwyz).....	145
2.7. Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, JU, Switzerland).....	155
2.8. Conclusion concernant le comportement hydrodynamique.....	159

Chapitre 3. Géométrie des réseaux de conduits karstiques

3.1. Position du problème.....	169
3.2. Géométrie et genèse d'un grand réseau spéléologique : l'exemple du réseau du nord du Lac de Thoune (canton de Berne, Suisse).....	173
3.3. Résumé de quelques approches possibles de la géométrie des réseaux de conduits karstiques et comparaison avec nos sites d'étude.....	189
3.4. Conclusion sur la géométrie des réseaux karstiques.....	231

Chapitre 4. Conclusion générale..... 233

Annexes

Annexe 1 : Le programme « Modulus ».....	A1
Annexe 2 : Le programme « cheminfractal ».....	A4
Table des matières.....	A7

Abstract

This thesis aims to provide a better knowledge of karst flow systems, from a functional point of view (behaviour with time), as well as from a structural one (behaviour in space). The first part of the thesis deals with the hydrodynamic behaviour of karst systems, and the second part with the geometry of karstic networks, which is a strong conditioning factor for the hydrodynamic behaviour.

Many models have been developed in the past for describing the hydrodynamic behaviour of karst hydrogeological systems. They usually aim to provide a tool to extrapolate, in time and/or space, some characteristics of the flow fields, which can only be measured at a few points. Such models often provide a new understanding of the systems, beyond what can be observed directly in the field. Only special field measurements can verify such hypotheses based on numerical models. This is an significant part of this work. For this purpose, two experimental sites have been equipped and measured: Bure site or Milandrine, Ajois, Switzerland, and Hölloch site, Muotathal, Schwyz, Switzerland. These sites gave us this opportunity of simultaneously observe hydrodynamic parameters within the conduit network and, in drillholes, the "low permeability volumes" (LPV) surrounding the conduits.

These observations clearly show the existence of a flow circulation across the low permeability volumes. This flow may represent about 50% of the infiltrated water in the Bure test-field. The epikarst appears to play an important role into the allotment of the infiltrated waters: Part of the infiltrated water is stored at the bottom of the epikarst and slowly flows through the low permeability volumes (LPV) contributing to base flow. When infiltration is significant enough the other part of the water exceeds the storage capacity and flows quickly into the conduit network (quick flow).

For the phreatic zone, observations and models show that the following scheme is adequate to describe the flow behaviour: a network of high permeability conduits, of low volume, leading to the spring, is surrounded by a large volume of low permeability fissured rock (LPV), which is hydraulically connected to the conduits. Due to the strong difference in hydraulic conductivity between conduits and LPV, hydraulic heads and their variations in time and space are strongly heterogeneous. This makes the use of piezometric maps in karst very questionable.

Flow in LPV can be considered as similar to flow in fractured rocks (laminar flow within joints and joints intersections). At a catchment scale, they can be effectively considered as an equivalent porous media with a hydraulic conductivity of about 10^{-6} to 10^{-7} m/s.

Flow in conduits is turbulent and loss of head has to be calculated with appropriate formulas, if wanting any quantitative results. Our observations permitted us to determine the turbulent hydraulic conductivity of some simple karst conduits (K' , turbulent flow), which ranges from 0.2 to 11 m/s. Examples also show that the structure of the conduit network plays a significant role on the spatial distribution of

hydraulic heads. Particularly hydraulic transmissivity of the aquifer varies with respect to hydrological conditions, because of the presence of overflow conduits located within the epiphreatic zone. This makes the relation between head and discharge not quadratic as would be expected from a (1co) simple model (with only one single conduit). The model applied to the downstream part of Hölloch is a good illustration of this phenomena.

The flow velocity strongly varies along the length of karst conduits, as shown by tracer experiments. Also, changes in the conduit cross-section produce changes in the flow velocity profile. Such heterogeneous flow-field plays a significant role in the shape of the breakthrough curves of tracer experiments. It is empirically demonstrated that conduit enlargements induce retardation of the breakthrough curve. If there are several enlargements one after the other, an increase of the apparent dispersivity will result, although no diffusion with the rock matrix or immobile water is present. This produces a scale effect (increase of the apparent dispersivity with observation scale). Such observations can easily be simulated by deterministic and/or black box models.

The structure of karst conduit networks, especially within the phreatic zone, plays an important role not only on the spatial distribution of the hydraulic heads in the conduits themselves, but in the LPV as well. Study of the network geometry is therefore useful for assessing the shape of the flow systems. We further suggest that any hydrogeological study aiming to assess the major characteristics of a flow system should start with a preliminary estimation of the conduit network geometry. Theories and examples presented show that the geometry of karst conduits mainly depends on boundary conditions and the permeability field at the initial stage of the karst genesis. The most significant boundary conditions are: the geometry of the impervious boundaries, infiltration and exfiltration conditions (spring). The initial permeability field is mainly determined by discontinuities (fractures and bedding planes). Today's knowledge allows us to approximate the geometry of a karst network by studying these parameters (impervious boundaries, infiltration, exfiltration, discontinuity field). Analogs and recently developed numerical models help to qualitatively evaluate the sensitivity of the geometry to these parameters. Within the near future, new numerical tools will be developed and will help more closely to address this difficult problem. This development will only be possible if speleological networks can be sufficiently explored and used to calibrate models. Images provided by speleologists to data are and will for a long time be the only data which can adequately portray the conduit networks in karst systems. This is helpful to hydrogeologists. The reason that we present the example of the Lake Thun karst system is that it illustrates the geometry of such conduits networks. Unfortunately, these networks are three-dimensional and their visualisation on paper (2 dimensions) is very restrictive, when compared to more effective 3-D views we can create with computers. As an alternative to deterministic models of speleogenesis, fractal and/or random walk models could be employed.

Résumé

Le but de cette thèse est d'obtenir une meilleure connaissance des systèmes d'écoulement karstiques, tant dans leur aspect fonctionnel (comportement dans le temps) que dans leur aspect structurel (comportement dans l'espace). La première partie de ce mémoire concerne le comportement hydrodynamique des aquifères karstiques, et, la seconde uniquement la géométrie des réseaux karstiques, qui conditionne fortement leur comportement hydrodynamique.

De nombreux modèles ont été développés par le passé pour décrire le comportement des aquifères karstiques. Le but de ces modèles est généralement d'extrapoler, dans le temps et/ou dans l'espace, les caractéristiques du champ des écoulements mesurés en quelques points seulement. Les prévisions de ces modèles dépassent souvent les connaissances obtenues directement à partir des observations de terrain. C'est pourquoi dans le cadre du présent travail des mesures spécifiques ont été effectuées, dans le but de tester l'adéquation de certaines prévisions avec la réalité. Deux sites expérimentaux (site de Bure, Ajoie, JU, Suisse et Hölloch, Muotathal, SZ, Suisse) ont été utilisés. La présence de réseaux spéléologiques très développés et de forages nous a donné la possibilité de mesurer simultanément le comportement hydrodynamique dans le réseau de conduits karstiques et dans les volumes de roches fissurées peu perméables entourant le réseau.

Ces observations ont montré clairement l'existence d'une circulation à travers les volumes de roches fissurées peu perméables. Cette circulation représente environ le 50% des eaux infiltrées dans les calcaires sur le site de Bure. L'épikarst semble jouer un rôle important dans la répartition des alimentations : une partie de l'eau infiltrée dans l'épikarst est stockée à sa base et s'écoule lentement à travers les volumes fissurés sous-jacents (flot de base); si l'infiltration est suffisante, une partie de l'eau déborde de l'épikarst directement vers le réseau karstique (écoulement rapide).

Les observations montrent que la schématisation suivante est adéquate pour décrire qualitativement le comportement de la zone noyée de l'aquifère : un réseau de conduits karstiques très perméables, de faible volume, conduisant à l'exutoire, est entouré d'un important volume de roche peu perméable, en interaction hydraulique avec le réseau. Les potentiels hydrauliques et leurs variations dans le temps et l'espace sont extrêmement variables. Elle dépendent de la perméabilité des terrains rendant les cartes piézométriques pratiquement ininterprétables.

Les écoulements dans les volumes peu perméables sont assimilables à des écoulements en milieu fissuré (écoulements laminaires dans les plans des fractures ou aux intersections). A l'échelle qui nous intéresse, ils peuvent être schématisés par un milieu poreux équivalent, de perméabilité de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-7} m/s.

Les écoulements dans les conduits karstiques sont turbulents et les pertes de charges doivent y être calculées avec des formules appropriées pour obtenir des résultats quantitatifs. Les observations effectuées ont permis d'estimer des conductivités hydrauliques de quelques conduits karstiques simples (K , écoulement turbulent); elles sont comprises entre 0.2 et 11 m/s. Les exemples étudiés montrent par ailleurs que la structure du réseau de conduits joue un rôle important dans la répartition des charges hydrauliques. En particulier, la transmissivité du réseau varie souvent en fonction des conditions hydrologiques à cause de l'existence de conduits, actifs temporairement,

situés dans la zone de battement des eaux. Ceci entraîne des relations entre charge et débit qui sont loin d'être quadratiques comme le prévoirait un modèle trop simple (à conduit unique). Le modèle appliqué à la partie aval du Hölloch illustre bien ce phénomène.

La long des conduits karstiques, le champ des vitesses d'écoulements varie fortement, comme le montrent les essais de traçage. Il change aussi transversalement à cause des modifications de la section d'écoulement et de l'irrégularité des parois. Cette distribution hétérogène des vitesses d'écoulement joue un rôle important sur l'allure des courbes de restitution des essais de traçage. Il est démontré empiriquement que les élargissements des conduits provoquent des retards sur la partie descendante des courbes de restitution. Si plusieurs élargissements se succèdent, ils provoquent une augmentation de la dispersivité apparente sans faire intervenir de mécanismes tels qu'une interaction par diffusion avec la matrice rocheuse ou avec les eaux dites immobiles. Cela conduit à un effet d'échelle qui se traduit par une augmentation de la dispersivité apparente en fonction de la distance entre le point d'injection et le point de restitution. Ces observations pouvant facilement être modélisées qualitativement par des modèles déterministes ou de type "boîte noire".

La structure du réseau de conduits karstiques, particulièrement dans la zone noyée du karst, joue un rôle important sur la distribution des charges hydrauliques dans les volumes peu perméables situés autour des conduits. L'étude de la géométrie des réseaux est donc indispensable pour évaluer l'allure des systèmes d'écoulement. En vue de cet objectif, toute étude hydrogéologique en milieu karstique devrait tenter d'esquisser les grandes lignes de la géométrie du réseau karstique. Les théories et les exemples présentés montrent que les réseaux karstiques se développent en fonction des conditions aux limites de l'aquifère et du champ des perméabilités initiales. Les conditions aux limites les plus déterminantes sont : la géométrie de la couche calcaire, les conditions d'infiltration et les conditions d'exfiltration. Le champ des perméabilités initial est quant à lui défini essentiellement par les discontinuités (fractures et joints de stratification) des calcaires. Au stade actuel des connaissances, on peut tenter d'estimer grossièrement l'allure d'un réseau karstique en étudiant attentivement ces paramètres (géométrie, conditions d'infiltration et d'exfiltration, champ des discontinuités). Les modèles analogiques et les premiers modèles numériques développés récemment nous aident à évaluer, dans les grandes lignes, les effets de ces paramètres sur la géométrie des réseaux. Dans un avenir relativement proche, des modèles de genèse des réseaux karstiques devraient pouvoir nous aider à estimer plus précisément la géométrie d'un réseau en fonction de ces paramètres. Les réseaux d'écoulement reconnus directement par les spéléologues représentant les seules données disponibles pour calibrer ces modèles; ces observations donnent une image de l'allure des réseaux réels dont les hydrogéologues peuvent s'inspirer dans leurs recherches. L'exemple du réseau du Nord du Lac de Thoun, présenté au chapitre 3.2 fournit quelques images utilisables dans cette optique. La représentation bidimensionnelle (sur papier) de la géométrie des réseaux et de leur contexte hydrogéologique est toutefois fortement limitative, et seules des représentations tridimensionnelles sur des ordinateurs performants permettent de vraiment comprendre ces formes complexes. Comme alternative aux modèles déterministes de spéléogenèse, des modèles fractals ou de type "random walk" sont envisageables.

Chapitre 1

Introduction et buts

1.1. Introduction générale

La protection et la gestion des eaux dans les aquifères nécessitent la connaissance, tant dans l'espace que dans le temps, des systèmes d'écoulement (connaissance des vecteurs flux en chaque point de l'aquifère). Cette connaissance représente d'ailleurs l'objectif de la majorité des études hydrogéologiques. Dans les aquifères karstiques, de par la très forte hétérogénéité du milieu, les systèmes d'écoulement ont des caractéristiques particulières qu'il convient de reconnaître avec précision. L'objectif de cette thèse est d'obtenir des connaissances générales sur le fonctionnement hydraulique et sur la structure des systèmes d'écoulement dans les aquifères karstiques.

La démarche générale du présent travail est la suivante: depuis environ 25 ans, toute une série de modèles, numériques ou conceptuels, ont été élaborés, chacun d'eux décrivant un processus ou une petite partie du fonctionnement des systèmes karstiques. Ces modèles sont généralement utilisés pour extrapoler, dans le temps ou dans l'espace, les caractéristiques qu'ils décrivent. Or la plupart du temps, ces extrapolations restent des hypothèses de travail, car elles n'ont jamais pu être vérifiées par des observations directes qui nécessitent des conditions bien particulières, chères et difficiles à obtenir. Tout au long de ce travail, nous proposons donc de confronter ces hypothèses basées sur des modèles à des observations de terrain effectuées spécialement dans le but d'être comparables aux résultats des modèles.

L'hypothèse la plus importante à nos yeux concerne la proportion respective du flux transitant dans les parties fissurées peu perméables qui entourent le réseau de conduits karstiques et du flux transitant dans le réseau proprement dit. Ce sujet alimente de nombreuses polémiques depuis plus de 25 ans et nous comptons y apporter quelques éléments nouveaux. Pour tenter de lever l'ambiguïté sur ce sujet, la première partie de ce travail est articulée autour de la vérification, par des observations directes, d'une hypothèse (modèle conceptuel) et de ses conséquences pour l'étude des aquifères karstiques. Cette hypothèse est la suivante : les aquifères karstiques sont constitués d'un réseau de conduits très per-

méables ($K > 10^{-1}$ m/s), connexes et aboutissant à l'exutoire du système, entourés d'un volume de roche fissurée peu perméable ($K < 10^{-6}$ m/s). La vérification s'articule en trois parties qui visent à évaluer si ce schéma est adéquat pour décrire:

- 1) le fonctionnement hydraulique de la zone de transfert vertical (zone non saturée);
- 2) le fonctionnement hydraulique des volumes peu perméables et du réseau de conduits karstiques dans la zone saturée (zone noyée);
- 3) le fonctionnement hydraulique propre au réseau de conduits karstiques.

Les modèles montrent également que la géométrie du réseau de conduits karstiques a un effet important sur les systèmes d'écoulement. Il est donc primordial d'estimer l'allure du réseau (densité, structure) pour pouvoir évaluer les caractéristiques des systèmes d'écoulement. Estimer, même grossièrement, la géométrie des réseaux, est déjà possible en observant la géométrie des réseaux spéléologiques. La deuxième partie de ce travail (chapitre 3) présente donc les caractéristiques géométriques du réseau karstique du Nord de Lac de Thoun (le cinquième plus grand du Monde). Nous tentons ensuite de comparer cette géométrie aux diverses approches – modèles – de la géométrie de tels réseaux.

Avant de présenter le travail de façon plus détaillée, rappelons rapidement certains concepts généraux utilisés tout au long de cette étude.

LA MODÉLISATION :

UN CYCLE "RÉALITÉ - SCHÉMATISATION - RÉALISATION - ADÉQUATION - RÉALITÉ"

Il existe dans la littérature de nombreuses approches du milieu karstique que certains auteurs présentent comme opposées ou contradictoires. La plupart de ces approches visent à formuler de façon plus ou moins explicite un modèle conceptuel décrivant le lien entre deux ou plusieurs variables observables dans les milieux karstiques. Chacun de ces modèles est élaboré selon un objectif (par

exemple prévoir le débit d'une source) et en fonction d'une "qualité" donnée qui dépend de la précision recherchée.

Considérons l'exemple suivant : on veut étudier la fracturation des calcaires en vue de l'exploitation d'une carrière pour des pierres de construction. Pour commencer, on remarque (par exemple) que la fracturation dépend du % d'argile contenu dans les calcaires. On décide alors de tester l'hypothèse selon laquelle la fracturation est déterminée par le % d'argile. On admet donc schématiquement qu'il existe une relation entre les deux. On va alors mesurer la fracturation, mesurer le % d'argile et tenter de les mettre en relation, par exemple avec une loi statistique. On se rendra compte que ce modèle permet de décrire grossièrement la relation réelle, mais très imparfaitement. Dans cet exemple, la démarche utilisée est la suivante: l'objectif est un modèle de la fracturation des calcaires. Un schéma est admis pour décrire ce phénomène (schéma= fracturation dépend de % argiles). Ce schéma est modélisé par une loi statistique; enfin, l'adéquation entre ce modèle et la réalité est testée. La figure 1.1 illustre cette démarche. L'adéquation entre modèle et réalité semble médiocre dans le cas présenté. En fon-

ction de l'objectif visé, elle sera considérée comme acceptable ou non. Le test de l'adéquation entre modèle et réalité est fondamental car il permet d'évaluer la "qualité" du schéma et du modèle, et donc d'évaluer les améliorations possibles. Sans ce test d'adéquation, il est présumptueux d'affirmer que les résultats d'un modèle sont corrects.

Trois raisons peuvent expliquer la médiocrité de l'adéquation entre les résultats d'un modèle et la réalité :

- 1) une insuffisance du schéma abstrait à décrire la réalité;
- 2) une incohérence dans la description de la relation entre les paramètres du modèle (fracturation - % argiles);
- 3) une erreur d'appréciation de l'adéquation des résultats du modèle par rapport au système réel. Les trois étapes nécessitent un soin scrupuleux.

Les erreurs d'estimation de l'adéquation sont loin d'être négligeables en hydrogéologie. En effet, beaucoup de résultats sont obtenus par des mesures indirectes (c'est-à-dire par des modèles) ou nécessitent d'importantes interpolations et extrapolations, ou encore peuvent être

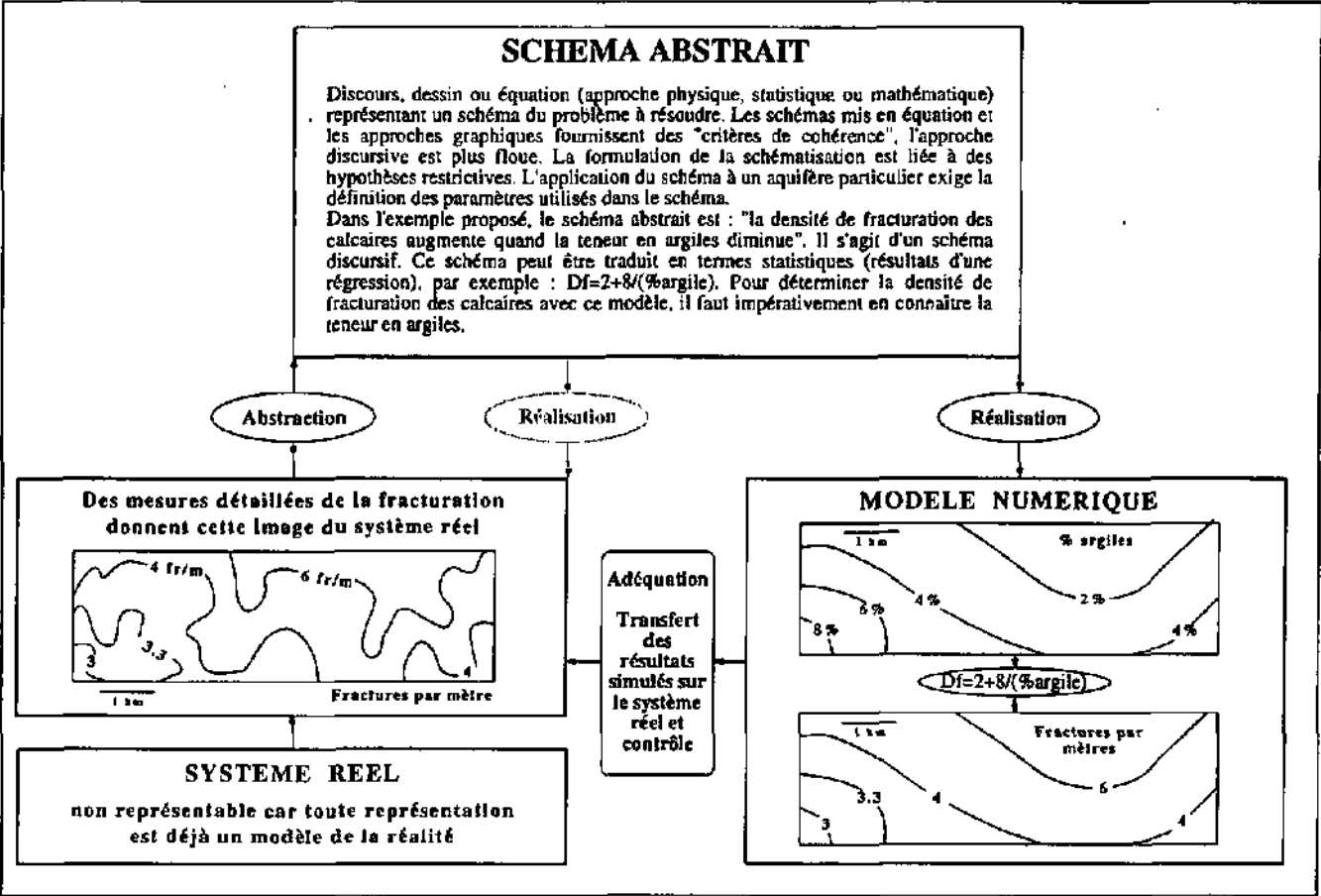


Figure 1.1 : Toute démarche de modélisation doit passer par les trois étapes présentées sur ce schéma avant de prétendre effectuer des simulations : abstraction (schématisation de la réalité en fonction d'un objectif), réalisation (construction d'un modèle) et adéquation (vérification de ce modèle par rapport à la réalité). Relevons que le système réel peut être considéré comme une réalisation possible (un modèle) du schéma abstrait (d'après KIRALY 1978, modifié).

biaisés par les conditions d'observation. Dans l'exemple cité, comment obtenir une image objective de la fracturation ou de la teneur en argile correspondante ?

La cohérence (consistency en anglais) du modèle est probablement la chose la plus facile à garantir. Si le modèle respecte les règles statistiques pour un modèle statistique, mathématiques pour un modèle mathématique et physiques pour un modèle physique, alors il est cohérent. Il calcule donc correctement la relation entre les paramètres d'entrée et les paramètres de sortie du modèle.

La schématisation (ou abstraction) est une étape délicate qui vise à simplifier le système réel, suffisamment pour parvenir à le modéliser, mais pas trop de façon à obtenir une adéquation maxima entre les résultats du modèle et la réalité. Dans l'exemple choisi, la schématisation est très simple (la fracturation ne dépend que de la teneur en argile); par conséquent, les résultats ne décrivent que très grossièrement la réalité.

En fonction de l'objectif de qualité fixé (fracturation des calcaires en vue de l'exploitation d'une carrière pour des pierres de construction), il est probable que le concept utilisé soit considéré comme insuffisant. Il faudra alors l'améliorer, c'est-à-dire recommencer la démarche complète en affinant la schématisation, en construisant un modèle correspondant au nouveau schéma, puis en testant l'adéquation entre ce modèle et la réalité. On considérera, par exemple, non seulement la teneur en argiles, mais aussi la fracturation régionale observée sur des photos aériennes au 1/25'000. On devra peut-être encore y introduire l'épaisseur des bancs, le climat, etc. On affinera ainsi le modèle jusqu'à ce qu'il soit considéré comme satisfaisant pour l'objectif fixé.

Il peut paraître trivial de rappeler que le modèle obtenu ne permettra pas de simuler la fracturation des granites ou des grès. Le modèle sera également insuffisant ou plutôt inadapté pour l'étude de sites en vue d'une exploitation de calcaires lithographiques pour imprimeries.

Dans le présent travail, nous nous attachons principalement à vérifier l'adéquation de différents modèles avec la réalité, ou plutôt avec une représentation de celle-ci.

MODÉLISATION SYSTÉMIQUE

La grande majorité des études dans les sciences de la terre suivent la démarche cyclique présentée ci-dessus. Bien souvent, les étapes de la boucle ne sont pas distinguées explicitement, et le modèle (réalisation du schéma) est intuitif : sa cohérence ne peut donc pas être vérifiée. Par exemple, on dit que les averses génèrent des crues. Par cette affirmation, on schématise la transformation de la pluie en crue par une "boîte noire" (schéma) qui transforme un input (averse) en output (crue). Cette

transformation est purement qualitative : "averse engendre crue". Elle ne tient pas compte de l'allure des hyéto-grammes ni des hydrogrammes correspondants. Ce modèle est cohérent d'un point de vue physique, puisqu'il est qualitativement conforme aux principes de la conservation de la masse et de l'énergie (à une masse entrant en amont correspond une masse sortant à l'aval). Ce modèle est adéquat car, avec une bonne fiabilité, toute averse est suivie par une crue. Ce modèle est donc presque parfait (!) pourtant il ne permet nullement de dire quoi que ce soit de la relation quantitative entre pluie et débit (le modèle est qualitatif), ni sur la structure de la boîte noire (le modèle est fonctionnel).

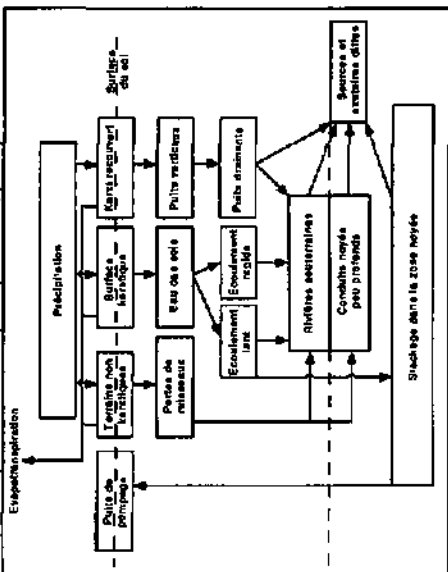
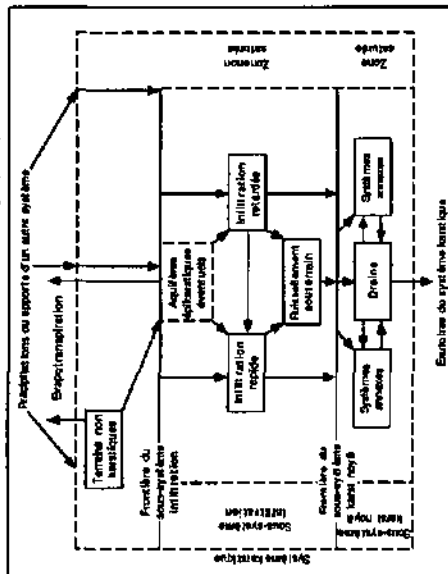
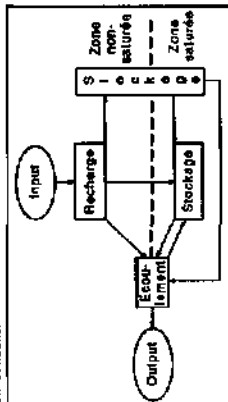
La démarche considérant un système qui module un (ou plusieurs) signal (signaux) d'entrée en un (ou plusieurs) signal (signaux) de sortie peut être rattachée à une approche systémique. Un système est défini comme "un ensemble d'éléments en interaction dynamique, organisés en fonction d'un but. Un système est en rapport avec son environnement par l'intermédiaire d'entrées et de sorties" (DURAND 1994). Un système donné peut être décrit par son aspect structurel, par son aspect fonctionnel, ou par les deux à la fois.

CHROLEY & KENNEDY (1971) présentent de nombreux exemples de différents systèmes qu'il est possible de considérer dans le domaine de la géographie physique et de l'hydrologie. Dans le domaine de l'hydrologie karstique, les auteurs anglo-saxons utilisent l'approche systémique depuis plusieurs décennies. En France, c'est Mangin qui introduit explicitement cette approche dans l'étude du karst. Cependant, pratiquement toute démarche de modélisation peut être considérée comme une approche systémique. Il est en effet aisé de traduire les étapes présentées dans l'exemple développé précédemment en termes systémiques (nomenclature reprise de Durand 1994, p. 65) : la schématisation correspond à "définir le projet" et à "dessiner le modèle"; le modèle représente la "détermination du comportement du modèle" et le test d'adéquation représente la "validation du modèle". Ces trois étapes doivent être effectuées avant de passer à la "simulation".

La modélisation systémique offre ainsi un cadre très général dans lequel la modélisation mathématique s. l. (mathématique, statistique ou physique) ne représente qu'un cas particulier de modèles. Le langage y est la mathématique. En modélisation systémique, le langage est plus volontiers graphique, mais il est parfois discursif ou mathématique. Il ne faut pas voir d'opposition entre modélisation déterministe (physique) et systémique, la première n'étant qu'un cas particulier de l'autre.

Un système est donc défini par le chercheur en fonction de ses objectifs. La figure 1.2 donne quelques exemples de systèmes définis par différents chercheurs étudiant le milieu karstique. Ces systèmes représentent tous des

Modèle teneur en sel simple des aquifères carbonatés de la Strati à Hobbs (1986) : a) types d'hydrogrammes sont distingués selon que le recharge soit concentrée ou diffuse, le stockage important ou faible et l'écoulement diffus ou conduit.



Chemiquement possibles des écoulements dans les tuyaux des carbonates (Ford & Outlandford 1978)

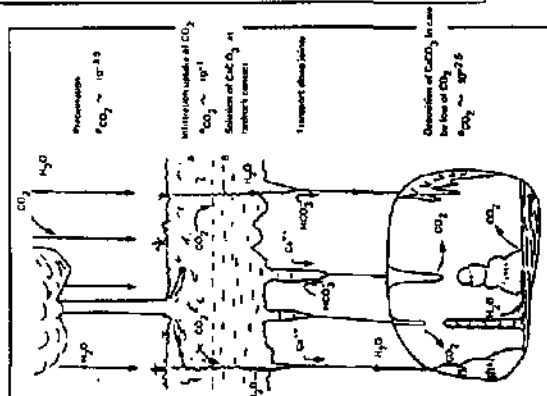
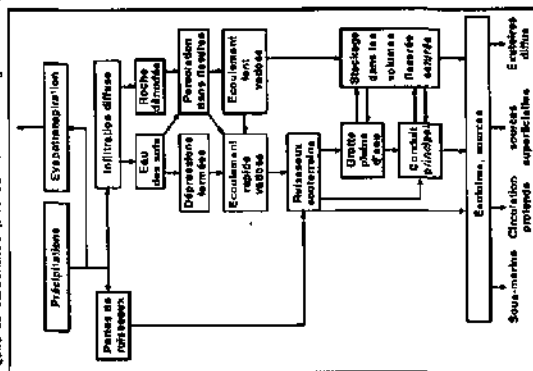


Schéma d'un modèle
physique de déposition des
concrétions calciques
sur les concepts de
Hollard et al. (1984). Thé
de Whelan 1988, p. 248

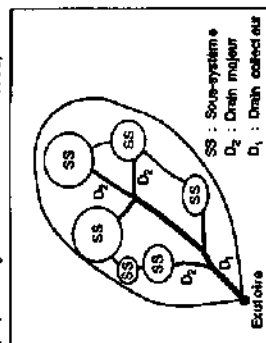
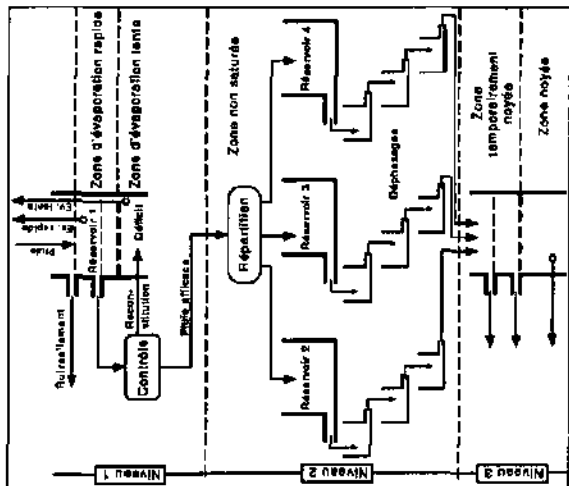
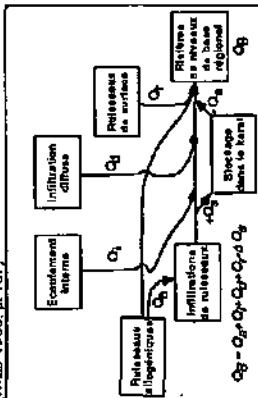


Schéma utilisé par Beale (1978) pour construire un modèle d'écroulement des métaux basculés.



Plan hydrologique pour un bassin fluvio-estuarien
 White 1888 p. 157



ullan édimentaire pour un bassin fluviokarstique
 1988, p. 157.

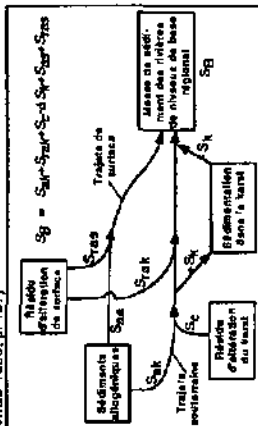
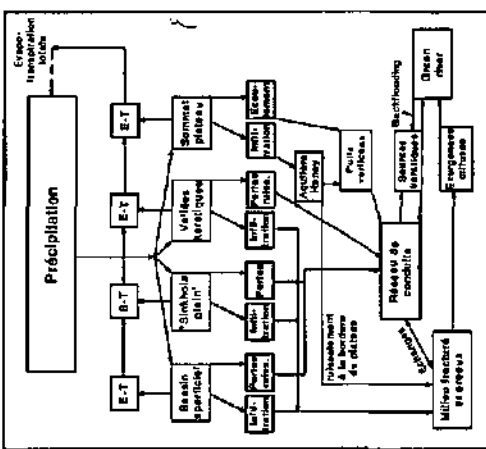


Schéma conceptuel des écoulements superficiels et sous-marins dans le sud du Kentucky central (lire de VANCE & VANCE 1989 p. 25)



sous-systèmes de ce que l'on pourrait appeler l'Univers karstique. Cet Univers karstique n'est pas définissable, car chaque nouvelle étude est susceptible de l'élargir. Il représente lui-même un sous-système du système "Terre", etc.

APPROCHE FONCTIONNELLE VERSUS APPROCHE STRUCTURELLE ?

A titre d'exemple, l'approche fonctionnelle élaborée par MANGIN *et al.* (1970, 1971, 1975a,b, 1982a,b, 1984, 1986, 1994) est une approche inductive qui vise à modéliser en premier lieu le fonctionnement (temporel) du karst. Le langage utilisé est celui de la statistique. Sachant qu'une relation existe entre le fonctionnement spatial et le fonctionnement temporel, cette approche tente d'inférer le comportement spatial à partir du comportement temporel. La relation n'est cependant pas définie de facto par le langage utilisé (statistique) et l'auteur doit donc recourir au langage discursif pour établir cette relation espace-temps. Ce langage présente l'inconvénient d'être peu rigoureux, ce qui peut conduire à des incohérences (DURAND 1994). Cette méthode a cependant l'avantage de permettre par inférence de formuler des

hypothèses globales sur la structure du milieu.

L'approche structurelle élaborée par KIRALY *et al.* (1969, 1971, 1975, 1976, 1978) est une approche déductive qui vise en premier lieu à modéliser le fonctionnement spatial du karst. Le langage utilisé est celui de la physique (déterminisme). Sachant qu'une relation existe entre le fonctionnement spatial et temporel, cette approche déduit le comportement temporel à partir du comportement spatial (figure 1.3). Cette méthode a l'avantage d'utiliser un langage qui définit directement, de façon cohérente, la relation espace-temps. Cette méthode présente cependant l'énorme inconvénient de nécessiter une connaissance complète de l'espace pour en déduire le fonctionnement temporel, ce qui, en pratique, est impossible à obtenir. Relevons que le schéma présenté à la figure 1.3 a été développé pour la partie aquifère, c'est-à-dire la zone noyée du karst. En utilisant d'autres équations, champs physiques et conditions aux limites, il peut être appliqué aux autres parties du karst.

Il ressort de ce qui précède qu'aucune des deux approches n'est parfaite et que pour toute étude du karst, il convient, en fonction des objectifs visés, d'alterner les deux approches (fonctionnelle et structurelle) de façon à obtenir le plus d'informations possible.

1.2. Position des problèmes et buts de cette thèse

DÉTERMINATION DES SYSTÈMES D'ÉCOULEMENT

Dans ce travail, nous considérons exclusivement le problème des aquifères karstiques calcaires rechargés par les eaux de pluies. Nous n'abordons ni les karsts d'autres roches solubles (gypse, sel, ...), ni les karsts hypogéniques, hydrothermaux ou côtiers qui n'existent pratiquement pas en Suisse. Nous considérons les "normal meteoric water cave systems" selon la définition de FORD & WILLIAMS (1989).

En vue de protéger efficacement et de gérer de façon aussi optimale que possible les eaux karstiques, il est important de connaître les systèmes d'écoulement dans les aquifères karstiques (distribution spatiale et temporelle des flux). Comme déjà dit précédemment, notre objectif général est donc la détermination fonctionnelle

et structurelle des systèmes d'écoulements dans les aquifères karstiques (but identique à celui de KIRALY 1978).

Nous négligeons volontairement les aspects du transport de polluant, les effets biologiques (autoépuration), etc, estimant que le problème est déjà suffisamment complexe ainsi. Ces aspects pourront être considérés par la suite.

Le système étudié est donc grossièrement défini par notre objectif (déterminer les systèmes d'écoulement dans les aquifères karstiques) : le paramètre d'entrée dans le système est un flux d'eau (masse), le paramètre de sortie est également de l'eau (masse). La figure 1.4 montre que différents sous-systèmes peuvent être distingués entre le paramètre mesuré à l'entrée du système (la pluie brute P) et le paramètre de sortie (débit à la source, bf+cf). Quatre sous-systèmes ou groupes de sous-systèmes peuvent être distingués: 1) le groupe "infiltra-

Page de gauche:

Figure 1.2 : Quelques exemples de systèmes étudiés et modélisés mathématiquement ou de façon conceptuelle (discursive) dans le domaine du karst.

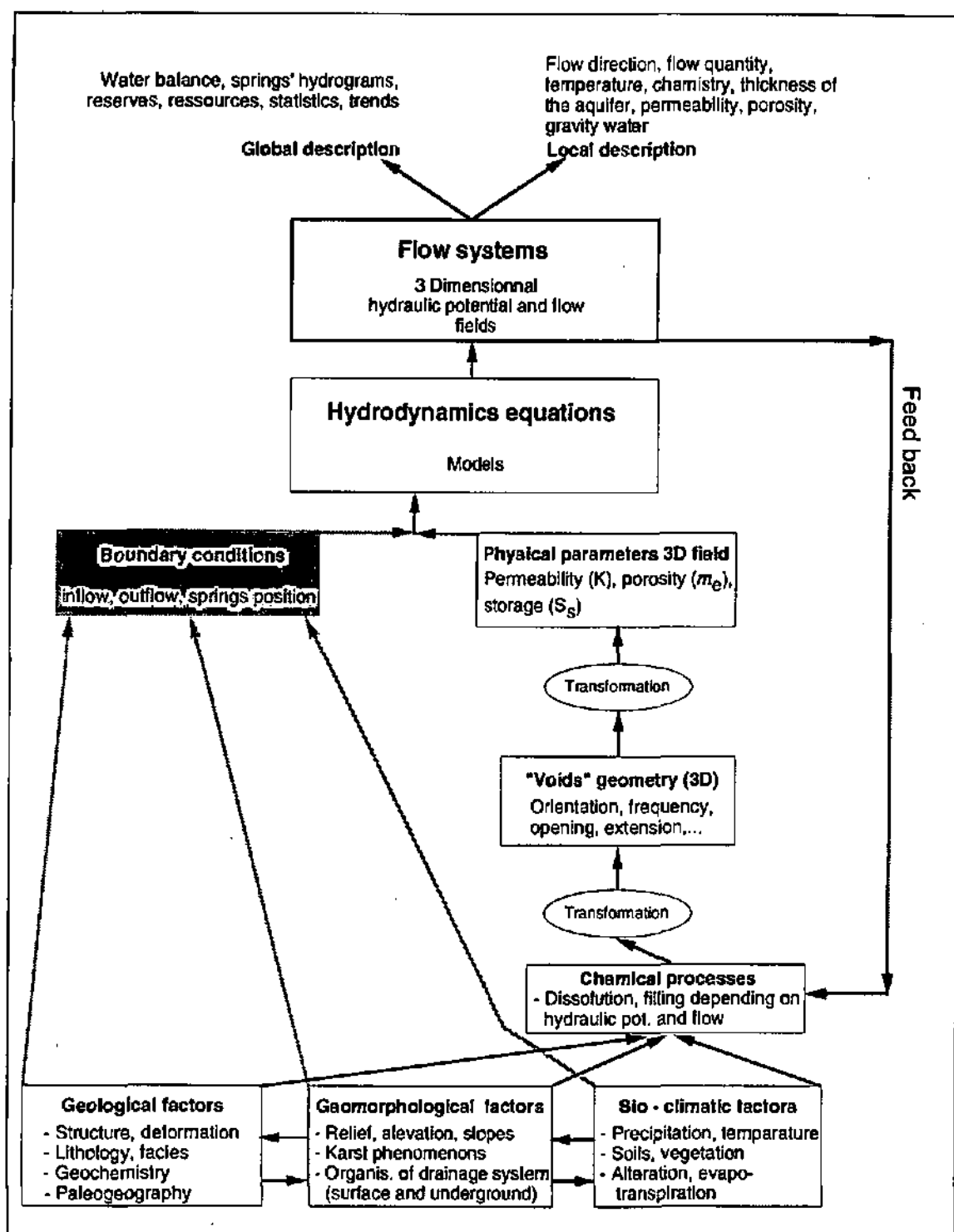
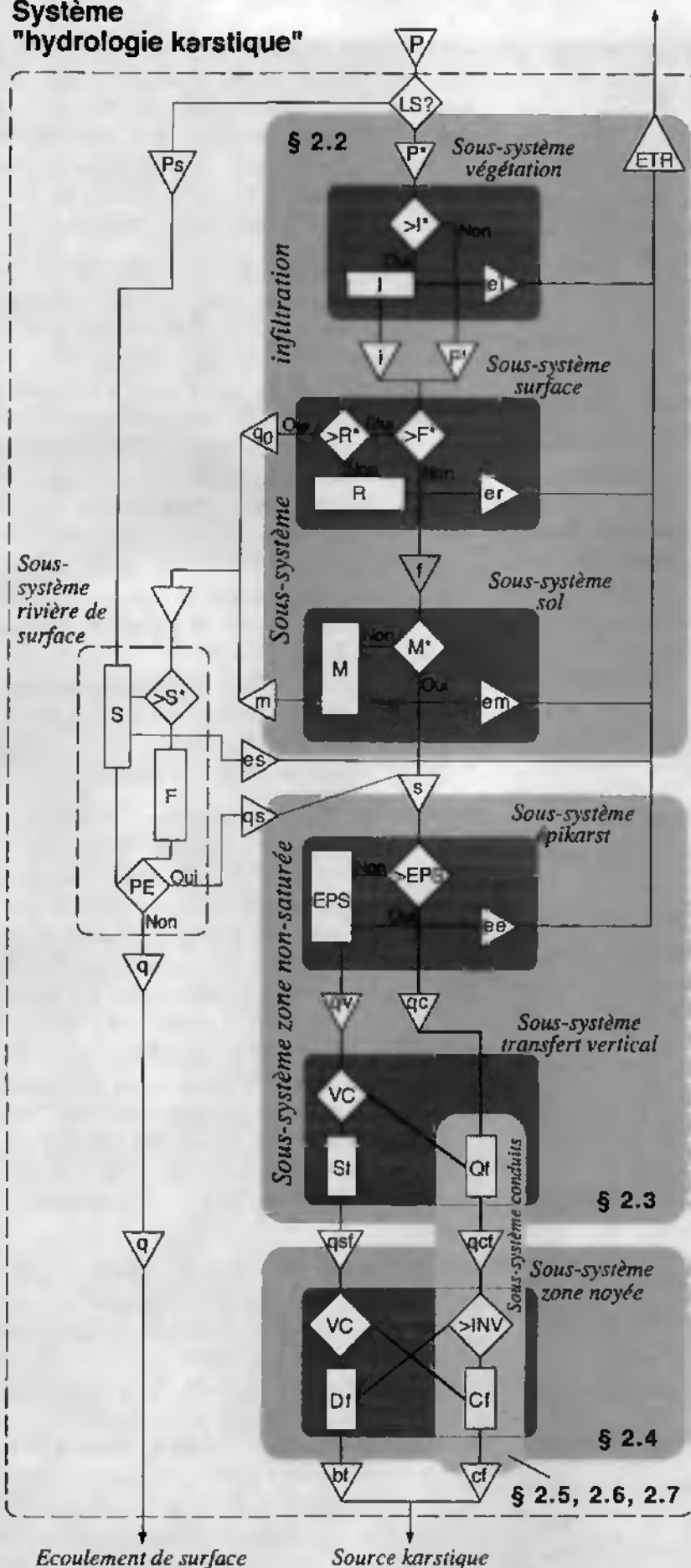


Figure 1.3 : Schéma décrivant les étapes de l'approche déterministe développée par KIRALY (1975). Le champ des écoulements est défini par deux types de paramètres : les conditions aux limites et les champs des paramètres physiques. Ces paramètres sont extrapolés à partir des contextes géologiques, géomorphologiques et bioclimatiques. Ce schéma a été développé pour la partie aquifère du karst (zone noyée), il peut cependant être appliqué à d'autres parties, moyennant une adaptation des équations et des paramètres.

tion" comprenant le sous-système "végétation", "surface" et "sol"; 2) le groupe "zone non saturée" comprenant le sous-système "épikarst" et "transfert vertical"; 3) le sous-système "zone noyée" avec un sous-système de "conduits" (C) et de "volumes peu perméables" (D pour "diffuse"); 4) le sous-système "rivière de surface" qui n'est pas présent dans tous les systèmes. Nous nous inté-

ressons essentiellement à la partie spécifique au karst, c'est-à-dire aux deux sous-systèmes "zone non saturée" et "zone noyée", les autres sous-systèmes pouvant être abordés avec des approches classiques. Pour répondre à l'objectif fixé, les deux sous-systèmes qui nous intéressent doivent être considérés sous leurs aspects fonctionnels ET structurels.

Système "hydrologie karstique"



P = pluie brute

LS? = végétation ou surface d'eau (lac ou rivière)?

P* = pluie totale sur végétation

>I = stock d'interception

I = stock d'interception

ei = évapotranspiration liée à l'interception

P' = P* - I

I = égouttage, rosée

>F* = dépasse capacité d'infiltration?

>R* = dépasse le seuil de stockage de surface?

R = stock de rétention de surface

er = évapotranspiration liée à la rétention de surface

q₀ = ruissellement de surface

f = infiltration dans le sol

M* = excède la capacité de stockage du sol?

M = stock d'humidité des sols

em = évapotranspiration liée aux sols

m = écoulement hypodermique

em = q₀ + m

>S* = excède la capacité de stockage du lit de la rivière

S = Stock d'eau dans rivière

F = Stock d'eau dans lit rivière

PE = excède la capacité d'écoulement de la rivière et de son lit

es = évaporation directe

qs = débit infiltré dans le karst

>EPS = excède la capacité de stockage de l'épikarst?

EPS = stock d'humidité de l'épikarst

ee = évapotranspiration liée à l'épikarst

qc = alimentation des conduits

qv = alimentation des volumes peu perméables

VC = drainage vers conduits?

Sf = stock dans les volumes peu perméables

Qf = stock dans les conduits

qs_f = débit issu des volumes peu perméables de la zone non sat.

qc_f = débit issu des conduits karstiques non saturés

VC = drainage vers conduits?

>INV = inversions de gradients? (flux vers vol. peu perm.)

Df = stock dans les volumes peu perméables saturés

Cf = stock dans les conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits (conduit flow)

bf = flux provenant des volumes peu perméables (base flow)

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

cf = flux provenant des conduits karstiques saturés

Figure 1.4 : Le système "hydrologie karstique" peut être subdivisé en une cascade de sous-systèmes. Les différents paragraphes de la première partie de ce mémoire traitent des différents sous-systèmes, c'est-à-dire infiltration (§ 2.2), épikarst et zone non saturée (§ 2.3), zone noyée (§ 2.4) et conduits (§ 2.5 à 2.7).

SITES ÉTUDIÉS ET TESTS D'ADÉQUATION ENTRE MODÈLES ET RÉALITÉ

Différents modèles de ces deux sous-systèmes ("zone non saturée" et "zone noyée") sont proposés dans la littérature. Pour être utilisables dans la reconstitution des caractéristiques des systèmes d'écoulement (extrapolation), l'adéquation entre la réalité et les modèles doit être testée. Afin de tester l'adéquation entre la réalité et certains de ces modèles, nous nous proposons d'utiliser des sites d'étude qui offrent des conditions d'observation exceptionnelles. Jusqu'ici, de tels tests n'ont pas pu être effectués pour des raisons pratiques (coûts élevés ou sites pas suffisamment connus).

Les observations directes ont porté principalement sur deux sites : le site de la Milandrine (Bure, Ajoie, Jura, Suisse) et la région du Hölloch (Muotathal, SZ, Suisse). La description de ces sites et des mesures effectuées est présentée au § 2.1. Ces terrains offrent des possibilités d'observation exceptionnelles en raison de l'existence de réseaux spéléologiques importants et de forages permettant d'observer le milieu et le fonctionnement hydraulique du système entre les branches du réseau karstique. Un autre site a été utilisé car il offre des conditions d'observation exceptionnelles des réseaux karstiques et de leur géométrie; il s'agit de la région Sieben Hengste - Hohgant (Nord du Lac de Thoune, BE, Suisse), qui renferme un réseau spéléologique totalisant plus de 220 km de galeries connues.

Bon nombre de modèles sont encore à tester dans le futur, c'est pourquoi les sites resteront équipés afin d'offrir aux chercheurs la possibilité de mieux confronter leurs idées aux observations directes. Seules de telles observations directes, guidées par les résultats des modèles, permettent de fixer les limites de l'adéquation des modèles avec la réalité et donc d'évaluer la valeur de nos connaissances des processus naturels et les améliorations à envisager dans les modèles.

Ainsi, notre approche a consisté à obtenir des mesures directes, précises et bien localisées dans le temps et dans l'espace, qui puissent être comparées directement aux extrapolations (dans le temps et l'espace) faites par les modèles. Ces tests ont concerné les points suivants:

- 1) les modèles de la zone de transfert vertical;
- 2) les modèles de la zone noyée, en particulier le comportement hydraulique respectif des volumes de roche peu perméables et des conduits karstiques;
- 3) les modèles d'écoulement dans les conduits proprement dits;
- 4) les modèles visant à générer des réseaux karstiques de géométrie comparable aux réseaux réels.

Pour tester l'adéquation entre un modèle de la zone non saturée et la réalité, il est indispensable de disposer de

données mesurées ou estimées à l'entrée et à la sortie de ce sous-système. Le sous-système ou groupe "infiltration" a dû être considéré de façon à obtenir une estimation des infiltrations efficaces dans la zone non saturée (épikarst + zone de transfert vertical). Le chapitre 2.2 présente la méthode utilisée et les résultats obtenus pour estimer l'ETR sur le bassin de la Milandrine.

Un modèle conceptuel du sous-système "zone non saturée" (épikarst + zone de transfert vertical) est testé au § 2.3. Les mesures directes y étant difficiles, nous avons dû nous limiter à une approche fonctionnelle simple de ce sous-système. Ainsi, pour évaluer le fonctionnement respectif de l'épikarst, des parties fissurées et des conduits karstiques non saturés, nous avons choisi une stratégie indirecte. Trois approches complémentaires ont été utilisées : 1) analyse et décomposition des flux sortant (écoulement rapide / flot de base); 2) estimation des flux réels entrant et comparaison avec les flux sortant; 3) mesure directe de la recharge dans les parties fissurées. Les résultats obtenus indiquent clairement que la subdivision de ce système en deux sous-systèmes (épikarst et zone de transfert vertical) est indispensable pour décrire les observations. Un test structural est prévu dans les projets futurs du CHYN, mais à ce jour les résultats sont trop incomplets pour être présentés.

Le deuxième objectif était de préciser le rôle des parties peu perméables dans la zone noyée des aquifères karstiques. Les modèles utilisent un schéma conceptuel du sous-système "zone noyée" qui est testé du point de vue fonctionnel et structural au § 2.4. Le test consiste donc à observer le comportement hydraulique spécifique du réseau karstique (ensemble de conduits très perméables ($K > 10^{-1}$ m/s), connexes et aboutissant à l'exutoire du système) et des volumes de roche fissurée peu perméable ($K < 10^{-6}$ m/s) entourant le réseau, puis à le comparer aux résultats des modèles. La mesure du potentiel hydraulique en quelques points précis situés tant dans les conduits que dans les volumes peu perméables devrait permettre de confirmer ou d'infirmer ces prédictions (extrapolations).

Le troisième objectif est la détermination des conditions d'écoulement dans les conduits karstiques. Pour cela, des observations directes de la section des conduits, associées à des mesures de la vitesse des écoulements (traçages) et de la charge hydraulique, ont été entreprises. Les § 2.5, 2.6 et 2.7 décrivent ces observations. La turbulence des écoulements, l'effet de la géométrie du réseau sur le fonctionnement hydrodynamique (coefficient de perte de charge, variations de la transmissivité) et sur la courbe de restitution des essais de traçage y sont investigués. Les exemples présentés cherchent à démontrer les limites des modèles simplifiés utilisés fréquemment (écoulement de Darcy, réseau schématisé bidimensionnel d'éléments unidimensionnels, ...).

D'autres modèles hydrodynamiques ont déjà été testés sur nos sites; ils ont fait l'objet de publications antérieures (GRASSO & JEANNIN 1994); les résultats ne sont pas présentés dans le cadre de ce mémoire.

La structure du réseau karstique (distribution des vides) influence fortement les champs des paramètres physiques, donc le fonctionnement de l'aquifère. C'est pourquoi ce travail met également l'accent sur l'étude de la géométrie des réseaux karstiques. De façon générale, tous les chercheurs s'accordent pour dire que les caractéristiques géométriques et hydrauliques du réseau karstique sont fondamentales tant pour l'aspect fonctionnel que pour l'aspect structural de la description des systèmes d'écoulements karstiques. L'importance des caractéristiques du réseau karstique est comparable à celles des réseaux hydrographiques de surface. Les réseaux karstiques étant moins visibles que les rivières, plusieurs modèles ont été développés dès les années '60 pour tenter de générer et d'estimer leurs caractéristiques. La "ressemblance" entre les images générées par ces modèles et les réseaux réels est cependant assez rarement discutée.

La partie consacrée à la géométrie des réseaux karstiques présente d'abord un exemple réel qui illustre l'allure générale de la géométrie d'un réseau de conduits karstiques. Suit un résumé de plusieurs approches qui ont pour but d'évaluer, d'analyser ou de générer la géométrie des réseaux de conduits karstiques. Ces approches sont rassemblées en trois familles : approches déterministes, approches statistiques et approches fractales. La plupart d'entre elles abordent le problème de la karstification, ce qui dépasse le cadre du schéma "hydrologie karstique" présenté à la figure 1.4. A cause de leur très forte interaction (feedback de la figure 1.3), nous verrons au chapitre 3 que le système "hydrologie karstique" peut difficilement être dissocié du système "karstification", la connaissance du second aidant considérablement à mieux connaître celle du premier. Un système "processus karstiques" doit donc être envisagé; une tentative de description grossière de ce système est présentée à la figure 1.5. Dès qu'un calcaire est émergé et plus ou moins soumis à des mouvements tectoniques, il va présenter

un "système de vides" au début essentiellement formé de pores et de fissures (fig. 1.5 en haut). En fonction des conditions aux limites de ce système, des écoulements vont s'organiser en utilisant ces vides, en fonction de leurs caractéristiques hydrauliques (perméabilité et volume). Ces écoulements, associés à d'autres facteurs (bioclimatiques par exemple), vont conditionner les processus chimiques, principalement de dissolution de la roche encaissante, qui s'opèrent dans le système. L'écoulement préférentiel dans les fissures les plus perméables va y accélérer la dissolution et donc l'agrandissement de ces fissures pour former progressivement des conduits. La proportion d'écoulement dans les fissures diminue donc au cours de l'évolution au profit de l'écoulement dans le réseau karstique. La boucle représentée sur la figure 1.5 conduit ainsi à des systèmes "évolus" dans lesquels la proportion d'écoulement dans le réseau de conduits karstiques est maximale. La valeur absolue de ce maximum n'est toutefois pas connue, des processus de régulation pouvant intervenir dans cette évolution (par exemple, sédimentation dans les conduits karstiques). Ainsi, l'évaluation des caractéristiques hydrauliques d'un système karstique actif –qui intéresse l'hydrogéologue– passe par toute une série d'approches, qui visent à comprendre l'évolution des réseaux de conduits karstiques et qui apparemment s'éloignent passablement de l'hydrogéologie classique.

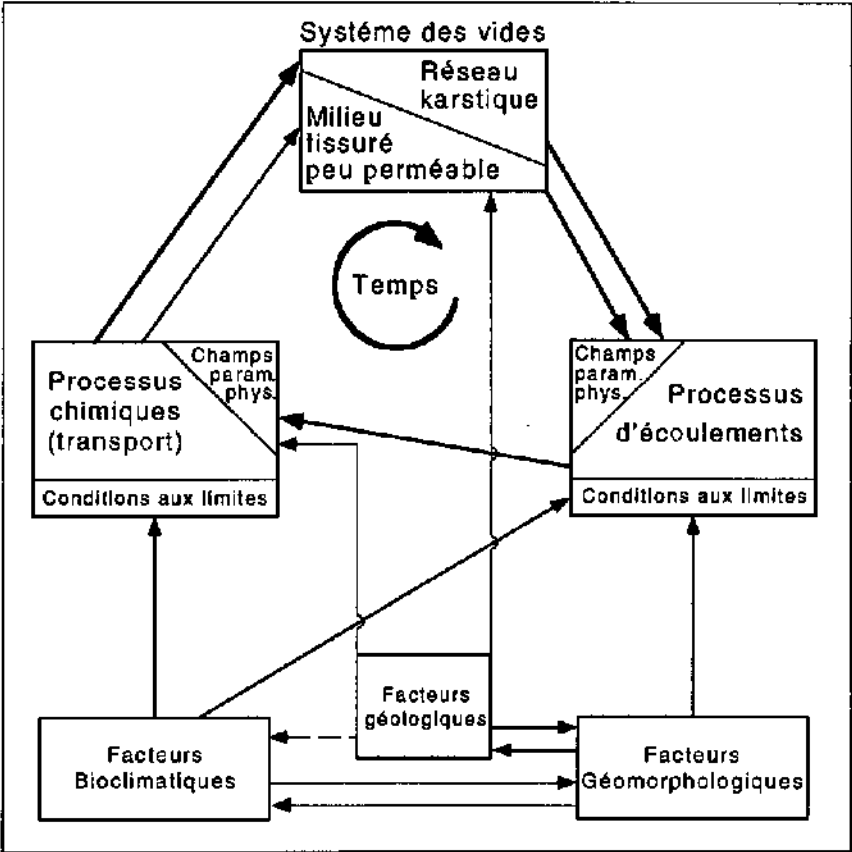


Figure 1.5 : Système "karstification" incluant les systèmes "hydrologie karstique" (processus d'écoulement) et "dissolution" (processus chimiques).

Références citées

- CHORLEY R. J. & KENNEDY B. A. (1971) : Physical Geography, A system approach. – *Prentice Hall ed., London* 370 p.
- DURAND D. (1994) : La systémique. – "Que sais-je ?", Presses universitaires de France, Paris, 126 p.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W. (1989) : Karst Geomorphology and Hydrology. – *Unwin Hyman, London*, 601 p.
- GRASSO D. A. & JEANNIN P.-Y. (1994) : Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). – *Bulletin d'hydrogéologie No 13, Neuchâtel*, 87-113.
- KIRALY L. & MOREL G. (1976a) : Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèle mathématique. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, No 1*, 37-60.
- KIRALY L. (1969) : Statistical Analysis of fractures. Orientation and density. – *Geol. Rundschau* 59, 125-151.
- KIRALY L. (1975) : Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. – *Hydrogeology of karstic terrains*, (BURGER A. & DUBERTRET L. Ed.), Intern. Union of Geol. Sciences, Serie B, No 3 53-67.
- KIRALY L. (1978) : La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel No 2 (1978)*, 83 - 220.
- KIRALY L., MATTHEY B. & TRIPET J.P. (1971) : Fissuration et orientation des cavités souterraines; région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). – *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat.* No 94, 99-114.
- MANGIN A. (1970) : Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement. – *Annales de Spéléologie*, t 25, 3, 581-609.
- MANGIN A. (1971) : Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. – *Annales de Spéléologie*, t 26, 2, 283-329.
- MANGIN A. (1975a) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. – *Thèse, annales de spéléologie No 29*, 283-329.
- MANGIN A. (1975b) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Troisième partie - Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. – *Ann. de Spéleo.* 30, 1, p. 21 - 124.
- MANGIN A. (1982a) : Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. – *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, 3ème colloque d'hydrogéologie en pays calcaire*.
- MANGIN A. (1982b) : L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. – *Réunion Monographica sobre el Karst, Larra*, 141-157.
- MANGIN A. (1984) : Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. – *J. of Hydrol.*, 67, 25-43.
- MANGIN A. (1986) : Réflexions sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques. – *Karst - Euskadi* 1986, 11-30.
- MANGIN A. (1994) : Relative Importance of Baseflow and Quickflow from Hydrographs of Karst Springs. – *Ground Water*, vol 32, No. 2, 267-277.

Chapitre 2

Comportement hydrodynamique

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de contribuer à la connaissance des systèmes d'écoulements dans les aquifères karstiques (aspect structurel) et à la compréhension du fonctionnement hydraulique de ces aquifères (aspect fonctionnel). Nous appellerons "comportement" l'ensemble des aspects fonctionnels et structurels.

On se propose de tester l'adéquation entre des modèles de quelques sous-systèmes du système "hydrologie karstique" et la réalité. Des terrains connus dans le détail permettent de tester les modèles tant sur leur aspect fonctionnel que structurel. Les terrains d'étude ont d'ailleurs été équipés spécialement dans ce but.

Ce chapitre est constitué de 7 articles, dont les cinq premiers ont été publiés dans le bulletin d'Hydrogéologie No 14 (1995). Ils constituent l'ossature du rapport du projet suisse de l'action COST-65. Le sixième article a été publié dans les actes du congrès national Suisse de Spéléologie (Breitenbach 1995). Le septième article a été publié dans les actes du congrès international de spéléologie (La Chaux-de-Fonds, août 1997). Comme il s'agit d'articles publiés plus ou moins séparément les uns des autres, certaines répétitions apparaissent (introduction, cadre). La répartition du contenu de ces articles est la suivante :

Le § 2.1 (article JEANNIN 1995a) présente les problèmes posés, les sites utilisés et les données disponibles.

Les modèles classiques d'estimation des infiltrations efficaces sont testés au chapitre 2.2 (JEANNIN & GRASSO 1995a). Leur utilisation avec un pas de temps journalier (nécessaire pour les besoins de l'étude) est impossible (modèles inadéquats). Un nouveau modèle, de type global, est proposé; il semble plus adéquat mais nécessiterait des tests sur d'autres bassins karstiques. Des modèles plus sophistiqués (distribués) existent en agronomie. Bien qu'envisageable, leur application aux problèmes du karst doit rester réservée à des usages particuliers car leur mise en oeuvre implique un travail considérable pour un gain de précision discutable.

Un modèle conceptuel (discursif) du fonctionnement de l'épikarst est confronté à des observations directes dans

le chapitre 2.3 (JEANNIN & GRASSO 1995b). Ce modèle est le suivant : l'épikarst répartit les infiltrations efficaces dans le temps (stockage et transmission simultanément) et dans l'espace (recharge à la fois du réseau karstique et des volumes peu perméables). Trois types d'observations sont effectués pour le test : 1) évolution du flot de base du système, 2) évolution de la relation entre infiltration efficace et écoulement rapide et 3) évolution du stock et de la recharge des volumes peu perméables de l'aquifère. L'adéquation entre ces trois types d'observations (aspects surtout fonctionnels) et le modèle est bonne. L'adéquation entre les aspects structurels observés et le modèle est encore en cours d'étude.

Le § 2.4 (JEANNIN 1995b) aborde le problème du comportement hydrodynamique des volumes peu perméables et de la relation hydrodynamique entre ceux-ci et le réseau karstique. Ces mesures visent à tester l'adéquation entre la réalité et la schématisation suivante de la zone noyée du karst : "existence d'un réseau karstique conoexe, organisé et menant à l'exutoire qui draine des grands volumes de calcaires fissurés peu perméables". Ce schéma a été modélisé en utilisant une approche déterministe (KIRALY 1978, 1992, 1995), ce qui permet de faire un certain nombre d'hypothèses (extrapolations) sur le fonctionnement réel de la zone noyée des aquifères karstiques. Trois hypothèses, tant structurelles que fonctionnelles sont testées : 1) le réseau draine les volumes peu perméables en basses eaux, 2) les surfaces équipotentielles ont des allures irrégulières et 3) le comportement hydrodynamique du réseau (crues intenses et rapides) est différent de celui des volumes peu perméables (crues d'intensité plus faible et décalage temporel). Cette note montre que ces trois hypothèses sont vérifiées qualitativement par les observations de terrain. Les conséquences pratiques de ces trois hypothèses sont également discutées.

Les lois de perte de charge qu'il convient d'appliquer aux calculs des écoulements dans les conduits karstiques ne sont pas clairement présentées dans la littérature. De nombreuses formules (modèles) sont utilisées, mais très peu de mesures ont été faites pour en tester la validité.

Certains auteurs se permettent d'utiliser des lois d'écoulements laminaires, d'autres utilisent des lois valables pour des écoulements turbulents, mais dans des conditions largement extérieures au domaine d'application de ces formules. Les chapitres 2.5 et 2.6 (JEANNIN & MARÉCHAL 1995 et JEANNIN & WILDBERGER 1995) présentent les formules utilisées, leurs domaines de validité ainsi que les ordres de grandeur des erreurs qu'engendre l'utilisation d'une formule inadéquate. Ces articles présentent aussi des observations qui démontrent clairement l'existence d'écoulements turbulents dans les conduits karstiques et fournissent des ordres de grandeur des conductivités hydrauliques de plusieurs conduits karstiques. De telles valeurs sont pratiquement inexistantes dans la littérature. Deux tentatives de modélisations des écoulements sont effectuées : une sur le site de Bure où les écoulements sont libres, l'autre sur le site du Hölloch (écoulements en charge). Ces exemples montrent les difficultés d'évaluer les pertes de charge et de modéliser les écoulements libres, alors que la modélisation des écoulements en charge paraît nettement plus aisée. Au Hölloch (§ 2.6), les effets non linéaires induits par la structure complexe du réseau karstique qui se met partiellement en charge pendant les crues peuvent être simulés avec un modèle simple. Si le problème du choix des lois de perte de charge à appliquer aux conduits karstiques est résolu de manière satisfaisante, celui de la modélisation des réseaux en régime permanent et transitoire n'est qu'à peine abordé dans ces notes. Des modèles hydrauliques spécifiquement adaptés aux réseaux karstiques devront être développés dans l'avenir.

L'allure des courbes de restitution des essais de traçage permet, en utilisant un modèle développé par SAUTY (1977), d'estimer la vitesse d'écoulement et la dispersivité du milieu entre le point d'injection et le point de mesure

du traceur. L'observation directe de ces paramètres, à différents endroits le long de la rivière souterraine de Milandre, montre qu'ils sont très variables le long du cheminement souterrain. Les valeurs étant généralement mesurées entre un point d'injection et une émergence, elles ne représentent que la résultante des vitesses et des dispersions, qui sont extrêmement variables le long du cheminement au sein de l'aquifère. Les courbes de restitution observées à la Milandrine présentent souvent un retard par rapport au modèle sur la partie descendante du pic. Le modèle simple de SAUTY (1977) s'avère donc inadéquat pour décrire le transport dans les conduits karstiques. Les observations indiquent que la forte dispersion cinématique liée à la géométrie irrégulière des conduits karstiques peut suffire à expliquer les écarts entre le modèle et les observations. Seul un modèle capable de générer une telle dispersion cinématique (simulations 2D ou 3D des chenaux) semble s'avérer adéquat. Quel que soit le modèle, un effet d'échelle existe dans la réalité, signe que les dispersivités estimées augmentent en fonction de l'échelle à laquelle on les mesure.

Au terme du chapitre II (§2.1 à 2.7), le lecteur devrait avoir une vision plus claire du comportement hydraulique (spatial et temporel) des systèmes d'écoulement karstiques et de quelques modèles utilisables pour décrire ce comportement.

Le problème de l'adéquation entre les observations directes et les modèles fonctionnels utilisés fréquemment pour l'étude des aquifères karstiques (méthodes développées surtout par MANGIN 1975, 1982, etc.) n'est pas abordé dans le présent travail. Une note antérieure avait été publiée sur ce sujet (GRASSO & JEANNIN 1994) et les recherches dans ce domaine se poursuivent sur nos sites, ce qui devrait conduire à de nouvelles publications.

Liste et références des articles formant le chapitre 2 : comportement hydrodynamique

- 2.1. Cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles : Action COST-65 Suisse, Projets Bure et Hölloch** _____ **19**
Bulletin d'Hydrogéologie N°14 (1995), Univ. Neuchâtel, Ed. P. Lang, 53-81
- 2.2. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU)** _____ **49**
Bulletin d'Hydrogéologie N°14 (1995), Univ. Neuchâtel, Ed. P. Lang, 83-93
- 2.3. Recharge respective des volumes de roche peu perméables et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst** _____ **61**
Bulletin d'Hydrogéologie N°14 (1995), Univ. Neuchâtel, Ed. P. Lang, 95-111
- 2.4. Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméables et des conduits karstiques : conséquences sur l'étude des aquifères** _____ **79**
Bulletin d'Hydrogéologie N°14 (1995), Univ. Neuchâtel, Ed. P. Lang, 113-148
- 2.5. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations** _____ **117**
Bulletin d'Hydrogéologie N°14 (1995), Univ. Neuchâtel, Ed. P. Lang, 149-176
- 2.6. Modélisation des écoulements dans le réseau du Hölloch (Muotathal, Schwyz)** _____ **145**
Actes du 10^e congrès national de spéléologie, Breitenbach, octobre 1995, 331-339.
- 2.7. Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, JU, Switzerland)** _____ **155**
Actes du 12^e congrès international de spéléologie, La Chaux-de-Fonds, août 1997, 149-152.

Action COST 65 - Projets Bure et Hölloch (Suisse) : cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles

par Pierre-Yves Jeannin*

RÉSUMÉ

L'objectif prioritaire de l'action Cost-65 pour la Suisse était d'obtenir une meilleure connaissance du fonctionnement hydraulique des aquifères karstiques afin de pouvoir mieux gérer et protéger les eaux souterraines. Partant des équations fondamentales de l'hydrodynamique, il est possible de formuler des hypothèses sur le fonctionnement des aquifères karstiques et de définir ainsi assez clairement les observations qu'il convient d'effectuer pour obtenir une meilleure compréhension des écoulements dans ces aquifères. Cette note sert d'introduction aux articles qui suivent. Elle vise à proposer une schématisation des aquifères karstiques dont il s'agira de définir la validité : *les aquifères karstiques renferment un réseau karstique très perméable ($K > 10^{-1}$ m/s), de faible volume, connexe et aboutissant à l'exutoire, entouré d'un milieu peu perméable (K variant de 10^{-3} à 10^{-8} m/s selon le degré de fracturation de la roche) et de grand volume.* Pour évaluer les limites de cette hypothèse, le problème est subdivisé en trois parties qui font chacune l'objet d'une note séparée : infiltrations dans les aquifères karstiques; relations hydrodynamiques entre réseau karstique et volumes de roche peu perméables; caractéristiques et fonctionnement du réseau karstique.

Deux sites expérimentaux sont utilisés pour tester cette hypothèse : le bassin versant de la Milandrène (Ajoie, JU) et celui de la Schlichenden Brünnen (Schwyz). Ces deux bassins comptent de nombreuses stations de mesures : à leurs exutoires, dans les réseaux de conduits karstiques qu'ils renferment (grotte de Milandre, 10 km et réseau du Hölloch, 165 km), ainsi que dans de nombreux forages. Cette note présente ces sites et leurs particularités, ainsi que les mesures qui y sont effectuées.

MOTS CLÉS

Karst, schématisation des aquifères, méthodologie, sites expérimentaux, banque de données

* Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

ABSTRACT

The priority of the Cost-65 Action for Switzerland was to learn more about the hydraulic functioning of karst aquifers, in order to be able to manage and protect ground water resources better. Starting from the fundamental hydrodynamic equations, it is possible to create hypotheses on the functioning of karst aquifers and thus to define clearly enough the observations which are necessary for a clearer understanding of the working of flow in these aquifers. This note is considered as an introduction to the following articles. It aims to conceptualize karstic aquifers with the following parameters : *the karstic aquifers enclose a highly permeable karst network ($K > 10^{-1}$ m/s), with a low volume, well connected, and ending at a spring, which is surrounded by a medium of low permeability and high volume (K between 10^{-3} and 10^{-8} m/s according to the amount of fracturing of the rock).* In order to test the limits of the hypothesis, the problem is subdivided into three parts each of which are presented as a separate note : infiltrations in karstic aquifers; hydrodynamic relationship between karst networks and rock volumes of low permeability; characteristics and functioning of the karst network.

Two experimental sites are used to test the hypothesis : the Milandrine drainage basin (Ajoie, JU) and that of Schlichenden Brünnen (Schwyz). These two stations include numerous measuring points : at their outfalls, in the karst conduit network which they enclose (Milandre cave system, 10 km and the Hölloch network, 165 km), and in numerous boreholes. This note presents these sites and their special characteristics, and the measures carried out there.

KEY WORDS

Karst, conceptualisation of karst aquifers, methodology, experiment sites, database

1. Introduction

L'action COST-65 Suisse avait pour objectif principal d'obtenir une meilleure connaissance du fonctionnement des aquifères karstiques, d'abord d'un point de vue hydraulique, et dans la mesure du possible du point de vue du transport. Ce but, *a priori* académique, représente un passage obligatoire pour le développement de méthodes ou d'approches visant à gérer ou à protéger les eaux en milieu karstique.

Depuis plusieurs années, diverses hypothèses sur le fonctionnement des aquifères karstiques ont été formulées à partir de modèles élaborés sur la base d'un cadre théorique cohérent (KIRALY 1978). Certaines de ces hypothèses n'avaient pas pu, jusqu'ici, être vérifiées dans des aquifères réels. Elles avaient pourtant des conséquences fondamentales sur la compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques, et, par là, sur leur gestion et leur protection. L'action COST-65 Suisse a donc surtout eu pour objectif d'observer, au sein d'aquifères karstiques bien connus, l'exactitude de ces hypothèses. La première partie de cet article esquisse le cadre théorique et les hypothèses sus-mentionnées, la deuxième partie

présente les terrains utilisés et leurs spécificités. Enfin, la troisième partie donne un aperçu des données acquises et de leur qualité. Cette note sert d'introduction aux articles qui suivent dans lesquels quelques-uns des principaux résultats obtenus sont présentés (JEANNIN & GRASSO 1995a et b, JEANNIN 1995, JEANNIN & MARÉCHAL 1995, ce volume).

2. Cadre théorique

Le projet suisse de l'Action COST-65 a été développé sur la base d'idées théoriques générales de l'hydrogéologie. KIRALY (1978) a été un des premiers à les appliquer à l'étude des milieux karstiques, mais il n'est pas rare de trouver des hydrogéologues du karst qui continuent à observer ce milieu avec des approches propres au milieu poreux, souvent inadaptées aux énormes hétérogénéités du milieu karstique. Afin de fixer les idées, le présent chapitre résume l'approche de Kiraly et esquisse la démarche utilisée dans le cadre de l'action COST-65.

2.1. Introduction

De manière générale, la connaissance des écoulements souterrains passe par la résolution des équations des écoulements et du transport en tout point de l'aquifère (KIRALY 1975). La complexité du fonctionnement des aquifères reflète la complexité des champs tridimensionnels des paramètres physiques formant l'aquifère et des conditions aux limites de ce dernier. Pour résoudre ces équations, il faut connaître les champs des paramètres physiques de l'aquifère (champs des perméabilités hydrauliques, des coefficients d'emmagasinement, des porosités efficaces) ainsi que les conditions aux limites (alimentation, flux entrant et sortant, potentiel imposé ou connu). Il y a bien des années que l'abstraction du système réel dans un schéma abstrait (figure 1), ainsi que la réalisation d'un modèle numérique a été effectuée. Cependant, le transfert des résultats simulés sur le système réel et le contrôle étaient jusqu'ici restés à l'arrière plan par faute de moyens d'observation; c'est précisément l'objectif du projet COST-65 pour la Suisse.

La figure 2 (d'après KIRALY 1978) replace les différentes méthodes d'investigation et démarches des hydrogéologues dans leur recherche d'informations leur permettant d'appréhender le fonctionnement des aquifères. Nos connaissances des facteurs indispensables à la compréhension des écoulements souterrains (champs physiques et conditions aux limites) sont généralement fragmentaires, spécialement dans les milieux hétérogènes (aquifères karstiques). Leur mesure directe n'est possible qu'en forages, onéreux donc peu nombreux. C'est pourquoi il est généralement tenté d'obtenir une estimation des paramètres hydrogéologiques à partir des contextes géologique, géomorphologique et climatique.

Pour tenter d'estimer les paramètres physiques du milieu, les hydrogéologues étudient souvent la distribution spatiale des vides, plus facile à observer. Or la géométrie même des vides dépend des processus chimiques (dissolution, dépôt) qui dépendent eux-mêmes des

facteurs géologiques, géomorphologiques et bioclimatiques, mais aussi des caractéristiques du système d'écoulement lui-même (feed back).

Il faut remarquer que si le champ des paramètres était défini en tout point, il ne serait pas utile d'avoir recours aux observations géologiques, géomorphologiques et climatiques. Par des outils informatiques, on pourrait calculer les réactions des aquifères en tout point (KIRALY 1978) ! Or, la connaissance des champs des paramètres physiques des aquifères karstiques est toujours lacunaire, ce qui a contraint depuis fort longtemps les hydrogéologues à avoir recours à des méthodes d'observation indirectes des champs physiques. Ces méthodes comprennent l'analyse des hydrogrammes de source, les traçages, l'analyse des traceurs naturels, les observations de surfaces (géomorphologiques et géologiques), les investigations géophysiques, la prospection spéléologique, etc... Ces observations sont toujours ponctuelles (dans le temps ou l'espace) et nécessitent des extrapolations ou interpolations, difficiles dans les milieux hétérogènes. La figure 3 illustre la difficulté de faire ces extrapolations : le variogramme des résistivités mesurées sur un profil géophysique (RMT) du plateau karstique de Bure indique clairement que la portée (distance à partir de laquelle deux points ne sont plus corrélables) est de l'ordre de 20 mètres. Cette mesure donne un ordre de grandeur de l'échelle des informations qu'il conviendrait d'obtenir pour modéliser correctement les aquifères karstiques.

2.2. Caractéristiques générales des aquifères karstiques

Les aquifères karstiques sont caractérisés par des phénomènes géomorphologiques particuliers tels que l'existence de grandes sources localisées, de pertes, l'absence de drainage superficiel, l'existence de dolines, poljés, vallées sèches, lapiés et enfin l'existence d'un réseau karstique mis en évidence par les explorations spéléologiques. A ces formes géomorphologiques s'ajoutent des particularités hydrauliques, par exemple l'existence de crues rapides et violentes, d'un tarissement lent, de variations rapides des niveaux d'eau dans certains forages et lentes dans d'autres (forte hétérogénéité spatiale, figure 4), le passage généralement rapide des traceurs et les variations rapides et importantes du chimisme des eaux.

A partir de ces observations, deux types de modèles peuvent être utilisés pour décrire les aquifères karstiques : les modèles "globaux" et les modèles déterministes. Les premiers considèrent l'aquifère comme une "boîte noire" dont on étudie le comportement par des fonctions mathématiques. Ces modèles sont fréquemment appliqués en hydrologie, leur application au karst est due principalement à MANGIN (1975). Ces modèles ne font pas intervenir les processus physiques de l'écoulement et du transport, et donnent par conséquent peu d'information sur le fonctionnement à l'intérieur de l'aquifère. Ils permettent cependant de décrire les variations temporelles d'un paramètre de façon satisfaisante, et peuvent dans certains cas permettre de classer les aquifères (MANGIN 1982, PADILLA & PULIDO BOSCH 1995, GRASSO & JEANNIN 1994a).

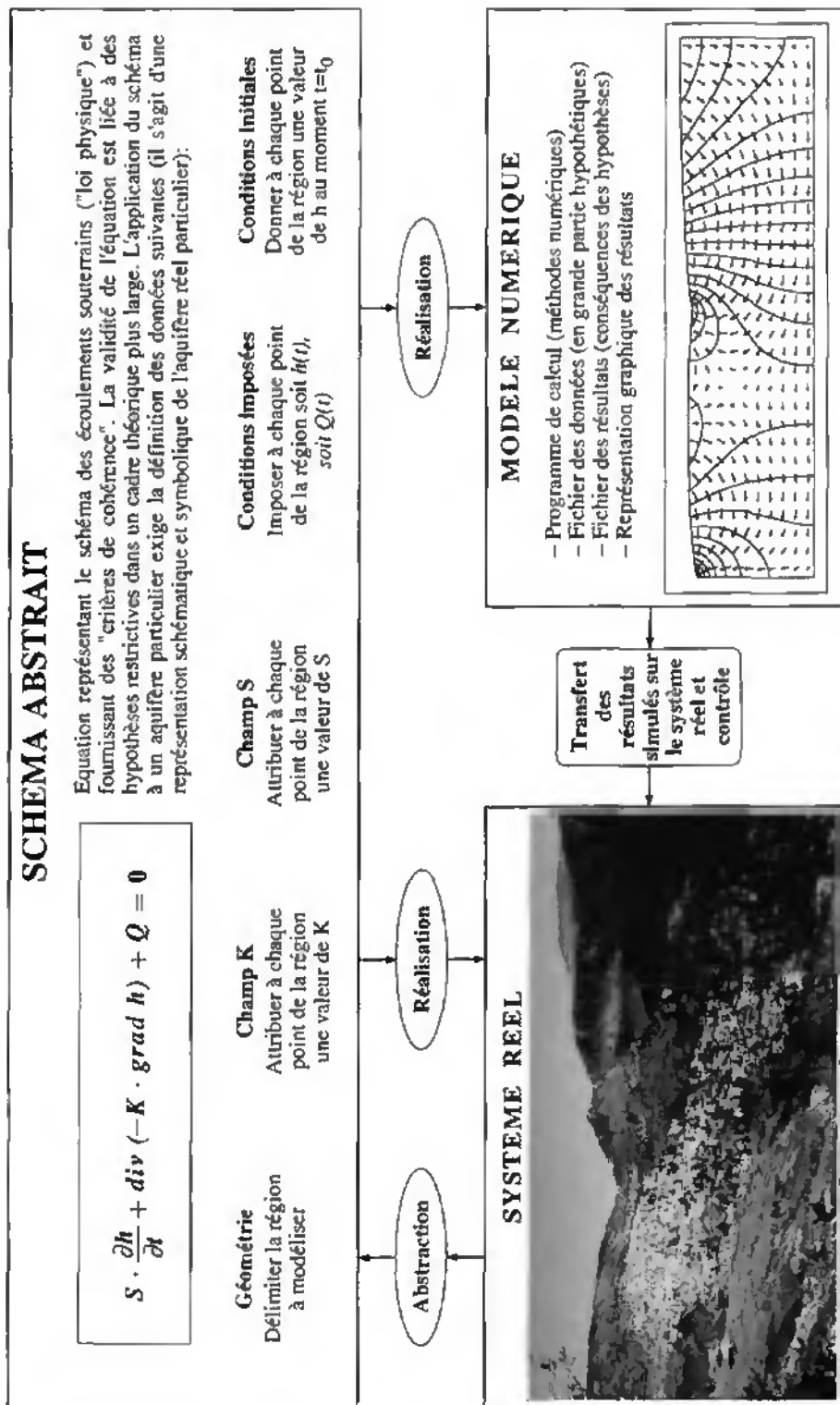


Figure 1 : Relations entre système réel et schéma abstrait en hydrogéologie. Le schéma abstrait est une représentation schématique de la réalité élaborée dans un but défini. Le modèle numérique est une réalisation du schéma abstrait dont les résultats peuvent être comparés à ceux de la réalité.

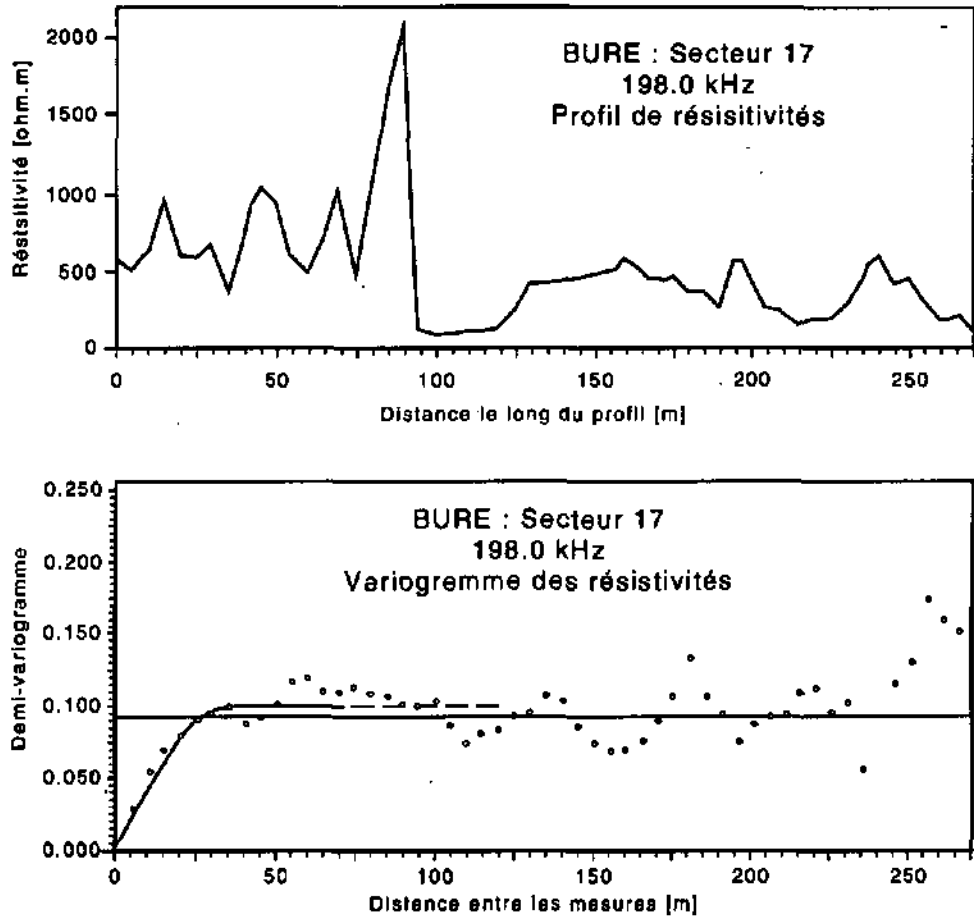


Figure 3 : Profil géophysiques (RMT) et variogramme correspondant (d'après TURBERG 1993). Pour connaître les champs des propriétés physiques des aquifères, les hydrogéologues utilisent des méthodes indirectes. L'extrapolation des données ponctuelles mesurées en données de champs pose un problème. Sur ce profil géophysique, l'échelle de corrélation (portée du variogramme) est de l'ordre de 20 m et reflète l'hétérogénéité des paramètres géophysiques de l'aquifère. L'hétérogénéité des paramètres hydrogéologiques est certainement au-moins aussi locale et aussi grande.

Figure 2 : Tableau décrivant les paramètres et les méthodes d'approche d'un aquifère. Deux types de conditions régissent les écoulements souterrains : les "conditions aux limites" (Boundary conditions) de l'aquifère et les champs des propriétés physiques (physical parameters 3D field) (modifié d'après KIRALY 1975). Le travail de l'hydrogéologue consiste à estimer ces conditions par diverses extrapolations et transformations à partir des informations disponibles sur le terrain. Il compare ensuite les résultats de son modèle (numérique ou intuitif) avec les connaissances du comportement de l'aquifère.

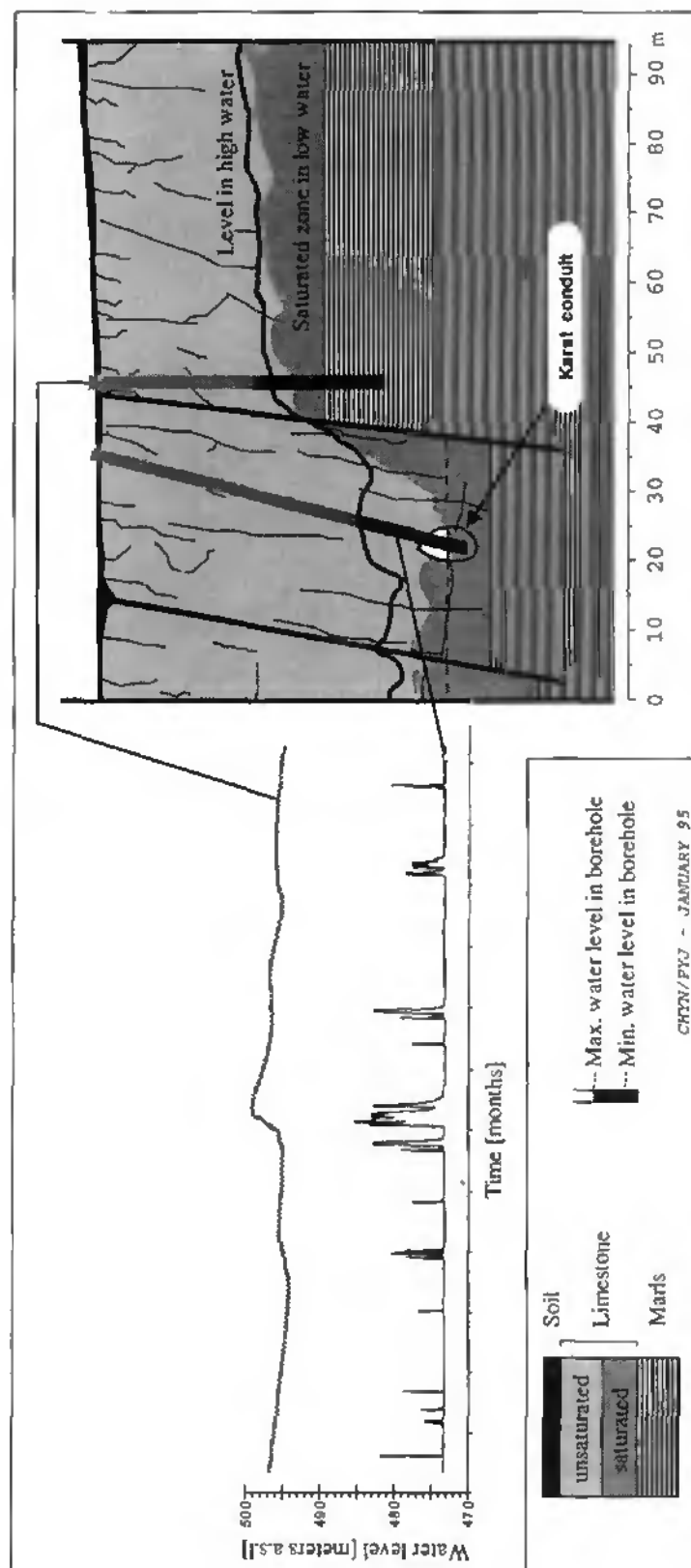


Figure 4 : Niveaux d'eau dans des forages en milieu karstique (ici deux forages du site de Bure). Les niveaux d'eau peuvent être très différents entre des forages même peu distants. Dans les forages proches ou recoupant le réseau karstique, le niveau est généralement bas et les variations sont rapides et intenses. Dans les forages recoupant des volumes de roche peu perméables, les niveaux sont généralement plus élevés et les variations lentes et atténuées.

Les modèles déterministes tiennent compte du mécanisme physique de chaque phénomène reconnu dans les aquifères (hydraulique et transport). Les modèles déterministes permettent de tester l'effet sur les réponses de l'aquifère de certaines hypothèses sur sa structure; ils forcent l'hydrogéologue à faire des hypothèses sur la structure tridimensionnelle de l'aquifère (champ des paramètres physiques de l'aquifère et conditions aux limites).

Les deux types d'approche sont complémentaires, les modèles globaux fournissant des indices sur la base desquels des hypothèses sont échafaudées, dont on peut ensuite vérifier les effets à l'aide de modèles déterministes.

En fonction des caractéristiques géomorphologiques et hydrauliques énumérées précédemment et de différents essais effectués sur des modèles, l'image suivante de la structure des aquifères karstiques peut être donnée (KIRALY 1975) :

Le réseau karstique très perméable ($K > 10^{-1}$ m/s), de faible volume, connexe et aboutissant à l'exutoire est entouré d'un milieu fissuré et fracturé, peu perméable (K variant de 10^{-3} à 10^{-8} m/s selon le degré de fracturation de la roche) et de grand volume.

2.3. Fonctionnement hydrodynamique

En considérant un volume élémentaire homogène d'aquifère et en appliquant le principe de conservation de la masse, BEAR (1972) ou KIRALY (1975), moyennant quelques hypothèses simplificatrices, utilisent l'équation (1) pour décrire le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère à l'intérieur de la zone saturée (distribution des flux $\vec{q}$, des potentiels hydrauliques ϕ , hydrogrammes des sources,...) :

$$S_s \frac{d\phi}{dt} + \text{div} (-K \vec{\text{grad}} \phi) + Q = 0 \quad (1)$$

terme transitoire terme permanent terme de source

avec

- K = perméabilité ($\text{m}^3/\text{s m}^2$)
- ϕ = potentiel hydraulique (m)
- $\vec{q} = -K \vec{\text{grad}} \phi$ = vecteur vitesse de filtration ($\text{m}^3/\text{s m}^2$)
- S_s = coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1})
- Q = terme de source (alimentation ou prélèvement) ($\text{m}^3 / \text{s m}^2$)

Le terme de source décrit le flux d'eau injecté ou infiltré depuis l'extérieur de l'aquifère ou inversement prélevé par pompage ou par exfiltration dans le volume élémentaire considéré.

Le terme permanent décrit le flux d'eau entrant et sortant du volume élémentaire sous l'effet des différences (gradients) de potentiels hydrauliques dans l'élément (les potentiels ne varient pas dans le temps).

Le terme transitoire décrit l'effet sur le flux d'une variation dans le temps du potentiel hydraulique et inversement. A l'intérieur de la zone saturée, ce terme dépend du coefficient d'emmagasinement S_s dans le volume élémentaire; à la surface de la nappe il dépend de la porosité efficace m_e .

L'équation présentée ci-dessus (loi de Darcy) est valable pour des écoulements laminaires. Le milieu karstique est le siège d'écoulements turbulents, torrentiels ou laminaires. Quelle est la proportion de ces écoulements au sein d'un aquifère karstique? Par rapport à notre connaissance très partielle des paramètres physiques des aquifères, la différence entre écoulements laminaires et turbulents est-elle fondamentale? La note de JEANNIN & MARÉCHAL (1995, ce volume) aborde quelques-uns de ces problèmes.

2.4. Phénomènes de transport

Dans un aquifère, le transport de substances dissoutes dans l'eau est décrit par l'équation suivante (BEAR 1972, KIRALY 1975) :

$$m_v \frac{\partial C}{\partial t} + \vec{q} \cdot \vec{\text{grad}} C + \text{div} (-m_v [\vec{D}] \cdot \vec{\text{grad}} C) + C \cdot \text{div} \vec{q} + Q_c = 0 \quad (2)$$

terme convectif terme conductif termes de sources

avec

m_v	=	porosité volumique (%)
C	=	concentration du polluant ou du traceur (kg/m^3)
D	=	coefficient de diffusion moléculaire (m^2/s)
$\vec{q}$	=	flux de Darcy ($\text{m}^3/\text{s m}^2$)
Q_c	=	terme de source en polluant ou en traceur ($\text{kg/m}^3/\text{s}$)

Cette équation s'applique à un volume élémentaire "homogène" d'aquifère; toute substance dissoute qui entre ou est créée (dissolution dans le volume considéré) devra en ressortir ou être piégée (précipitation ou adsorption chimique).

Trois phénomènes sont considérés.

(1) Ce qui est créé ou piégé dans le volume élémentaire dépend du terme de source chimique (appelé Q_c) qui reflète l'ensemble des interactions eau-roche, des dégradations ou créations de traceur, etc, et du terme de source hydraulique (que décrit $C \text{ div } \vec{q}$) qui reflète l'eau - avec une concentration C de traceur - injectée ou pompée du volume élémentaire.

(2) Ce qui entre et sort du volume élémentaire en suivant le courant de l'eau par advection ou convection: ce terme advectif décrit le flux des molécules d'eau et le traceur est considéré comme l'une d'elles.

(3) Ce qui entre et sort du volume élémentaire sous l'effet des gradients de concentration (diffusion moléculaire), c'est-à-dire ce qui se déplacerait même si l'eau ne bougeait pas. Ce terme conductif présente un terme permanent qui décrit ce flux lorsque les gradients de concentration sur le volume élémentaire sont stables dans le temps, et un terme transitoire qui décrit la variation de ce flux si les concentrations varient dans le temps.

En résolvant cette équation pour chaque volume élémentaire d'aquifère, on obtiendra une description du transport du traceur sur tout l'aquifère. Cette équation montre clairement que les phénomènes de transport, de même que les interactions eau-roche, dépendent du flux hydraulique ($\vec{q}$) dans le volume élémentaire et des paramètres physiques m_v et D . Pour décrire le transport de polluants, il est indispensable de connaître le flux hydraulique (direction et vitesse du courant) en chaque point de l'aquifère. Il faut donc connaître le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère.

2.5. Position des problèmes

L'application de ces équations à l'image schématique des aquifères karstiques présentée à la fin du paragraphe 2.2 permet en principe de calculer les flux, les potentiels hydrauliques et les concentrations en chaque point de l'aquifère. Par des modèles de simulation, il est alors possible de tester les effets hydrauliques de certaines hypothèses sur la structure de l'aquifère.

Le but du présent projet est de tester sur le terrain l'adéquation entre les observations faites sur les modèles théoriques et la réalité.

Deux questions se posent alors :

1) Les aquifères karstiques sont-ils décrits correctement par le schéma présenté, c'est-à-dire : existe-t-il réellement un réseau karstique très perméable de faible volume, connexe et aboutissant à l'exutoire? Existe-t-il réellement un milieu peu perméable de grand volume entourant le réseau karstique? Quels sont les relations entre ces deux milieux contigus? Quelles sont les limites d'un tel schéma?

2) Les équations présentées décrivent-elles correctement les écoulements et le transport dans les diverses parties des aquifères karstiques? Les coefficients d'emménagement, perméabilités et les dispersivités mesurées sur le terrain permettent-ils de reconstituer les potentiels et les flux observés? Quelles sont les limites d'application de ces équations?

Différents auteurs (entre autres, KIRALY 1978, DROGUE 1992, ONDER 1985) ont obtenus des réponses partielles à ces questions. Sur leurs sites d'investigations, ils ne disposaient cependant jamais d'observations directes simultanément dans le réseau karstique et dans les parties peu perméables de l'aquifère. Pour tenter d'apporter de nouveaux éléments de réponse aux questions posées ci-dessus, le problème a été subdivisé en 4 parties.

1) **Volumes de roche peu perméable des aquifères karstiques.** Existents-ils? quelle est leur géométrie? quelles sont leurs caractéristiques physiques (perméabilité, emmagasinement et dispersivité)? quel est leur fonctionnement?

2) **Réseau karstique.** Existe-t-il?, quel est sa géométrie? quelles sont ces caractéristiques physiques (perméabilité, emmagasinement et dispersivité)? quel est son fonctionnement?

3) **Relations entre les parties peu perméables et le réseau karstique.** Quelle géométrie et quels échanges existent entre ces deux types de milieux?

4) **Conditions aux limites des aquifères karstiques.** Quelles sont les précipitations efficaces respectives dans les parties peu perméables et dans le réseau karstique? Quels sont les mécanismes de répartition des infiltrations (épikarst, sols,...)?

Des données de terrain ont été acquises spécialement pour apporter de nouveaux éléments de réponse à ces quatre problèmes. Deux terrains de référence ont ainsi été équipés à cet effet : le bassin versant de la Milandriner (Ajoie, JU, Suisse) et le bassin versant de la Schlichenden Brünnen (Muotathal, SZ, Suisse). Les caractéristiques générales de ces sites ainsi qu'un aperçu des données acquises sont présentées dans la suite de cet article. Les tentatives de réponse aux quatre problèmes posés ci-dessus font l'objet des articles suivants.

3. Présentation des sites et de leurs spécificités

La vérification des hypothèses présentées ci-dessus nécessite des observations simultanées dans les conduits karstiques et dans les parties peu perméables localisées entre les conduits. Le bassin versant de la Milandriner et celui de la Schlichenden Brünnen (Hölloch), renfermant tous deux d'importantes cavités karstiques explorées par les spéléologues ainsi que des forages d'observation, représentent deux sites idéaux pour ce genre d'étude. Ce chapitre vise à présenter les caractéristiques générales des ces deux sites qui sont utilisés dans les autres articles de ce volume pour illustrer les particularités du fonctionnement des aquifères karstiques (JEANNIN & GRASSO 1995a et b, JEANNIN 1995 et JEANNIN & MARÉCHAL 1995, ce volume).

3.1. Bassin versant de la Milandriner et site du Mair (Ajoie, JU)

Le bassin versant des sources du Saiv de la Bâle et de La Font (site de Bure) se trouve au nord de la Suisse, dans le Jura tabulaire, un peu à l'ouest de l'extrémité sud du fossé rhénan (figure 5). Dès les années 1960, les spéléologues y ont exploré les grottes de Milandre où une rivière souterraine (Milandriner) draine les eaux du Plateau de Bure situé entre 500 et 600 m d'altitude (figure 6).

D'un point de vue tectonique, le plateau est formé de bancs subhorizontaux de calcaires du Malm (figures 7 et 8), fracturés par trois systèmes de failles et diaclases : le premier, de direction N-S, est associé au fossé rhénan situé au nord-est; le deuxième, de direction N040° à N070° est associé au Jura plissé situé au sud, de même que le troisième de direction N130° à N150°. Ces fractures forment des compartiments de taille hectométrique à kilométrique. Globalement le plateau s'enfonce vers le nord sous les terrains post-éocènes du Sundgau.

La succession lithologique est la suivante (figure 8) : des dépôts quaternaires de silt à blocs calcaires forment des couches d'épaisseur variable (0 à 20 mètres) qui surmontent les calcaires appartenant à l'Oxfordien *s. l.* Le sommet de la série calcaire est formé de marmo-calcaires à Astartes et Natices (Séquanien inf.) qui présentent quelques bancs marneux et dont l'épaisseur est de l'ordre de 30 mètres. Sur une bonne partie de la surface du bassin versant, ces marmo-calcaires ont été érodés et laissent apparaître en surface les calcaires à Astartes sous-jacents, crayeux par endroits. Au-dessous se trouvent les calcaires récifaux à faciès rauracien beiges ou gris clairs, riches en coraux. Leur épaisseur varie entre 60 et 76 m. Les calcaires rauraciens reposent sur 80 à 90 mètres de marnes oxfordiennes *s. s.*

D'un point de vue hydrogéologique, les calcaires récifaux rauraciens forment l'aquifère karstique principal, ils sont limités à la base par les marnes aquicludes de l'Oxfordien. Les marmo-calcaires séquanien inf. du sommet de la série sont plus ou moins intensivement karstifiés. Du fait de la structure subtabulaire du plateau, la délimitation du bassin versant de la rivière souterraine de la Milandriner est difficile. GRÉTILLAT (1992), sur la base d'essais de traçage assez nombreux en propose une délimitation que nous avons quelque peu modifiée par la suite (figures 6 et 9).

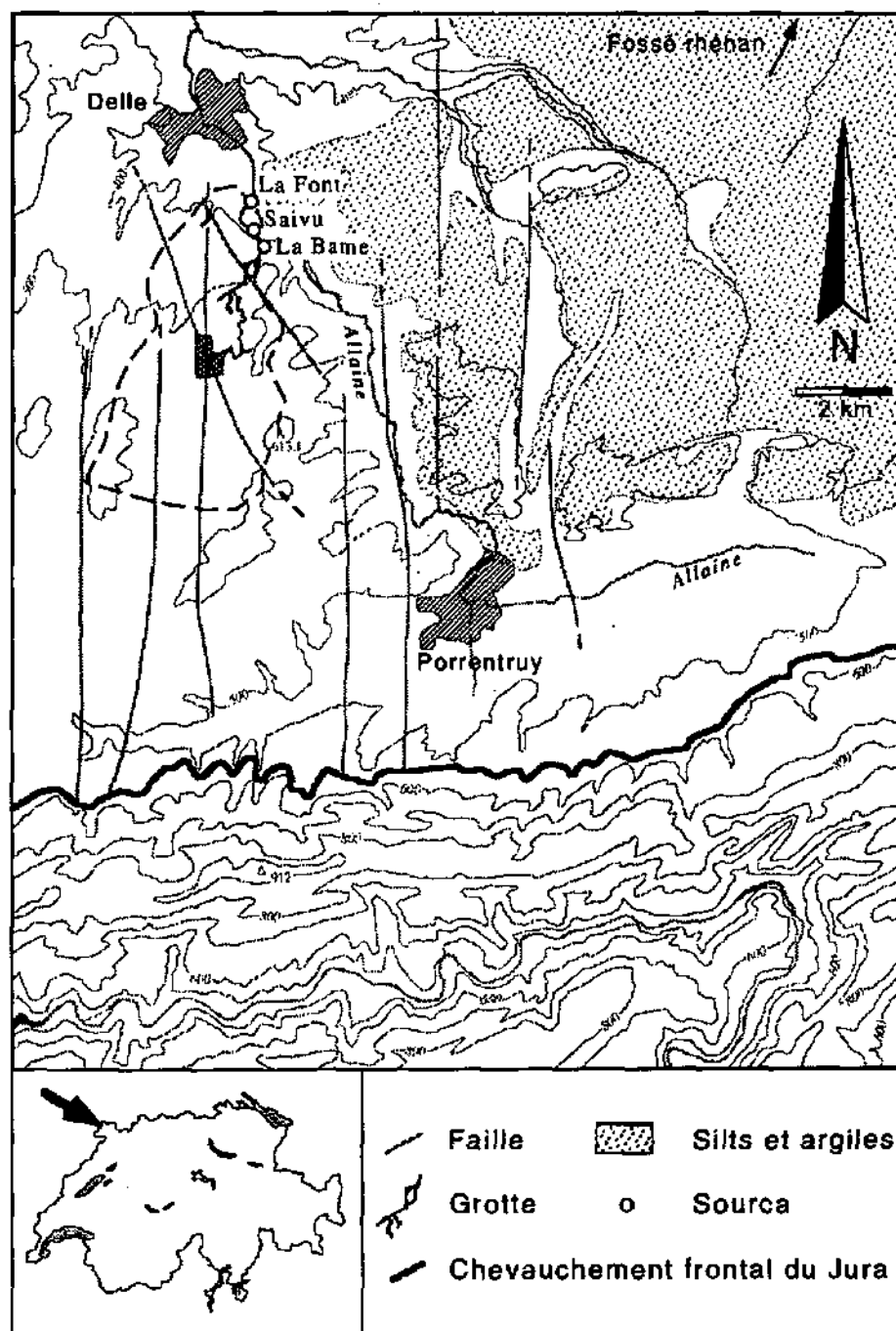


Figure 5 : Situation géographique et géologique du site de Bure. Ce terrain se trouve au nord du Jura plissé et au sud-ouest du fossé rhénan. Hachures entrecroisées : le site du Maira; hachures obliques : villes; tiretés : limites du bassin versant des sources de la Font, du Saivu et de la Bâme.

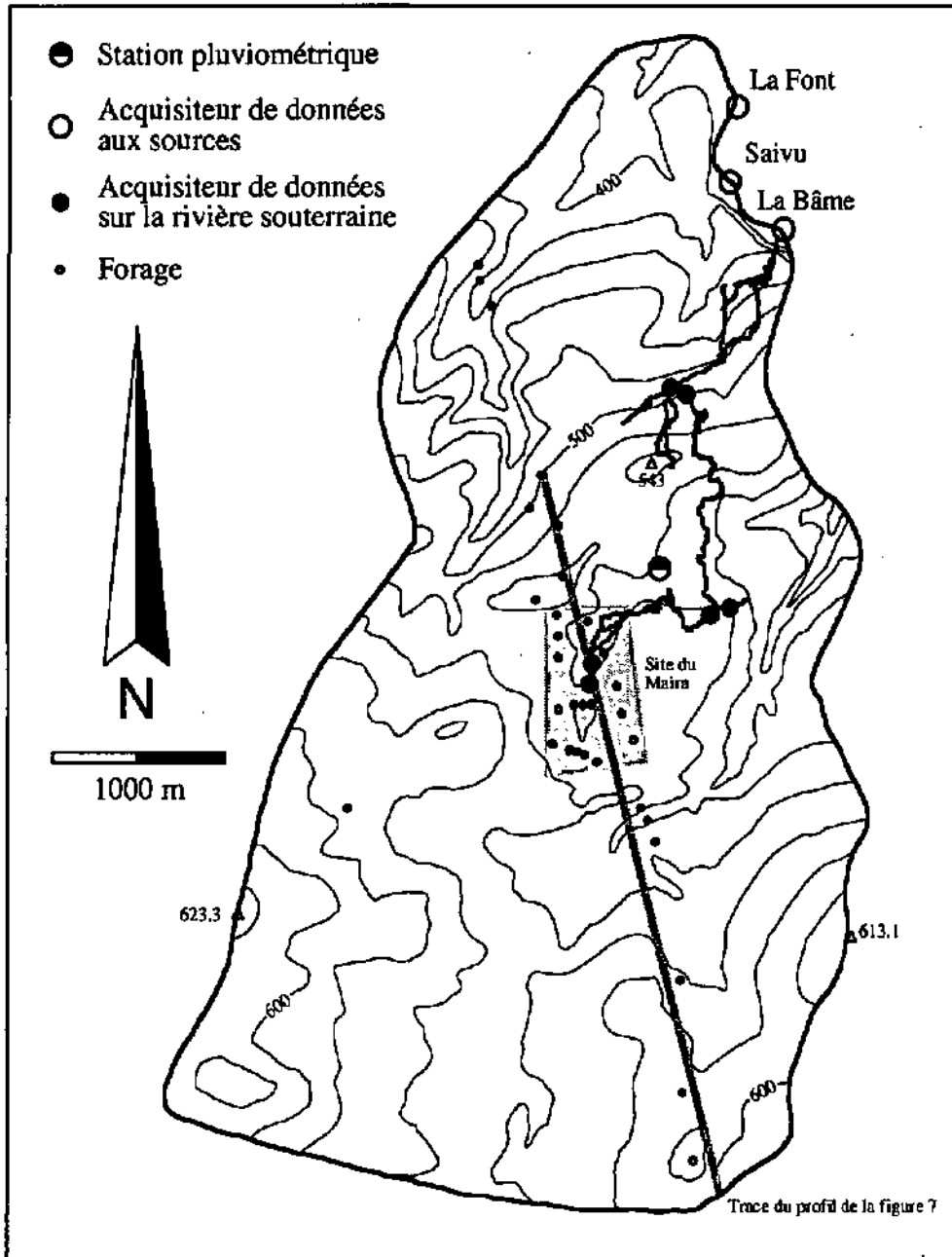


Figure 6 : Le bassin versant de la Milandrine (site de Bure) avec le tracé de la grotte de Milandre renfermant la rivière souterraine "Milandrine". Les diverses stations de mesure (forages, grotte et sources) sont représentées.

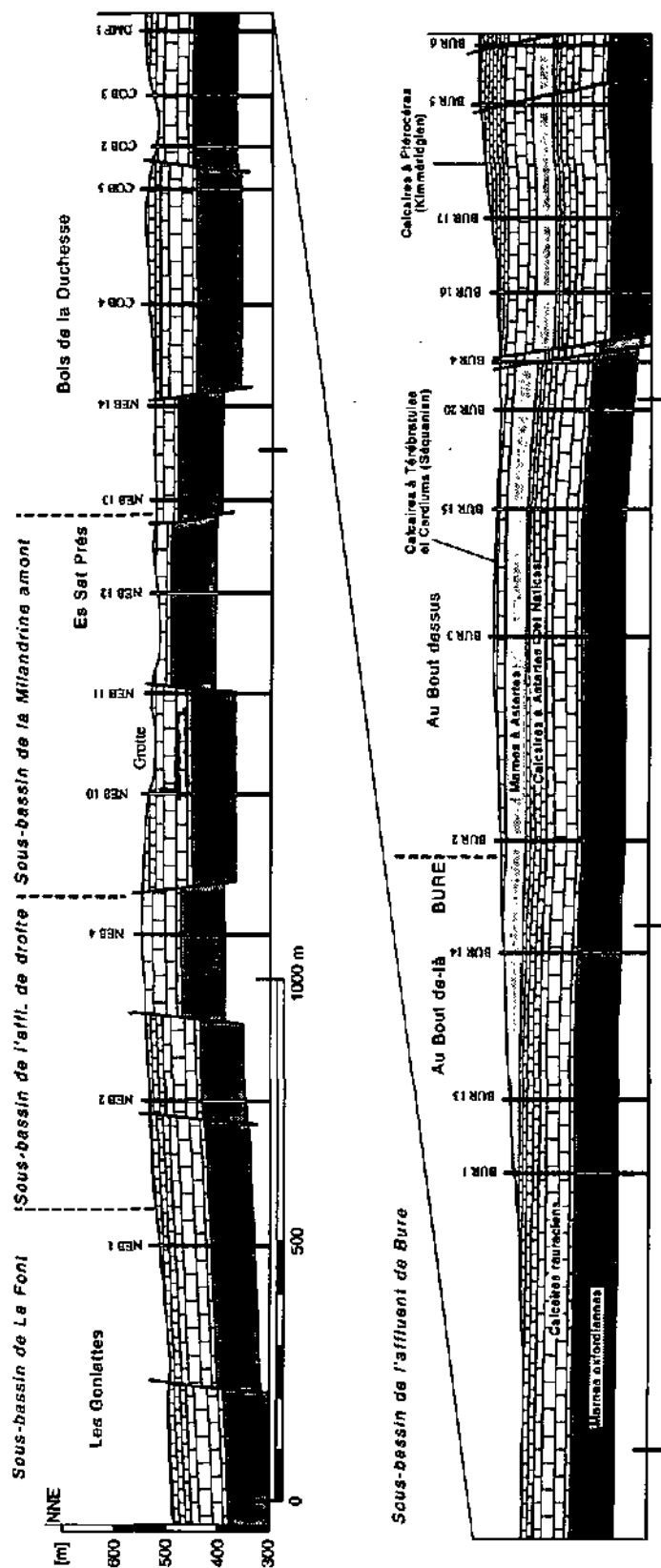


Figure 7 : Profil géologique à travers le Plateau de Bure (voir trace du profil sur la figure 6). Ce profil a été établi sur la base des nombreux forages et de données géophysiques. Le plateau est découpé en compartiments hectométriques par des fractures dont les rejets verticaux peuvent atteindre 50 mètres.

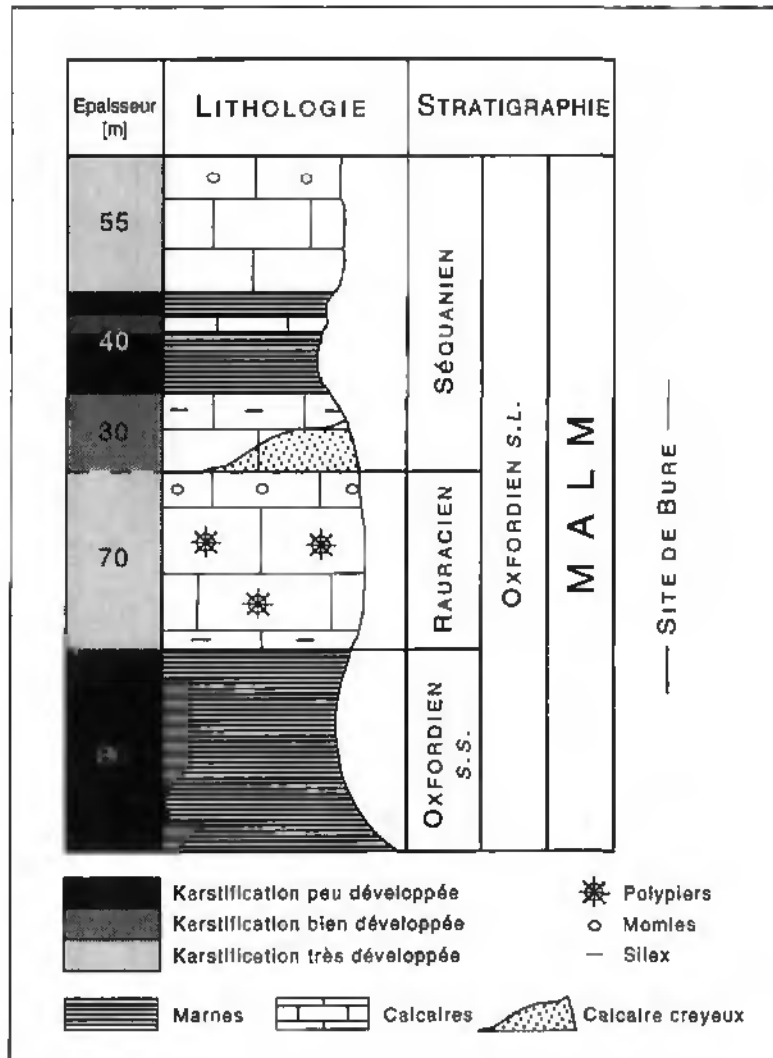


Figure 8 : Profil lithostratigraphique schématique des roches constituant le Plateau de Bure.
La rivière souterraine s'écoule à une quinzaine de mètres de la base du Rauracien.

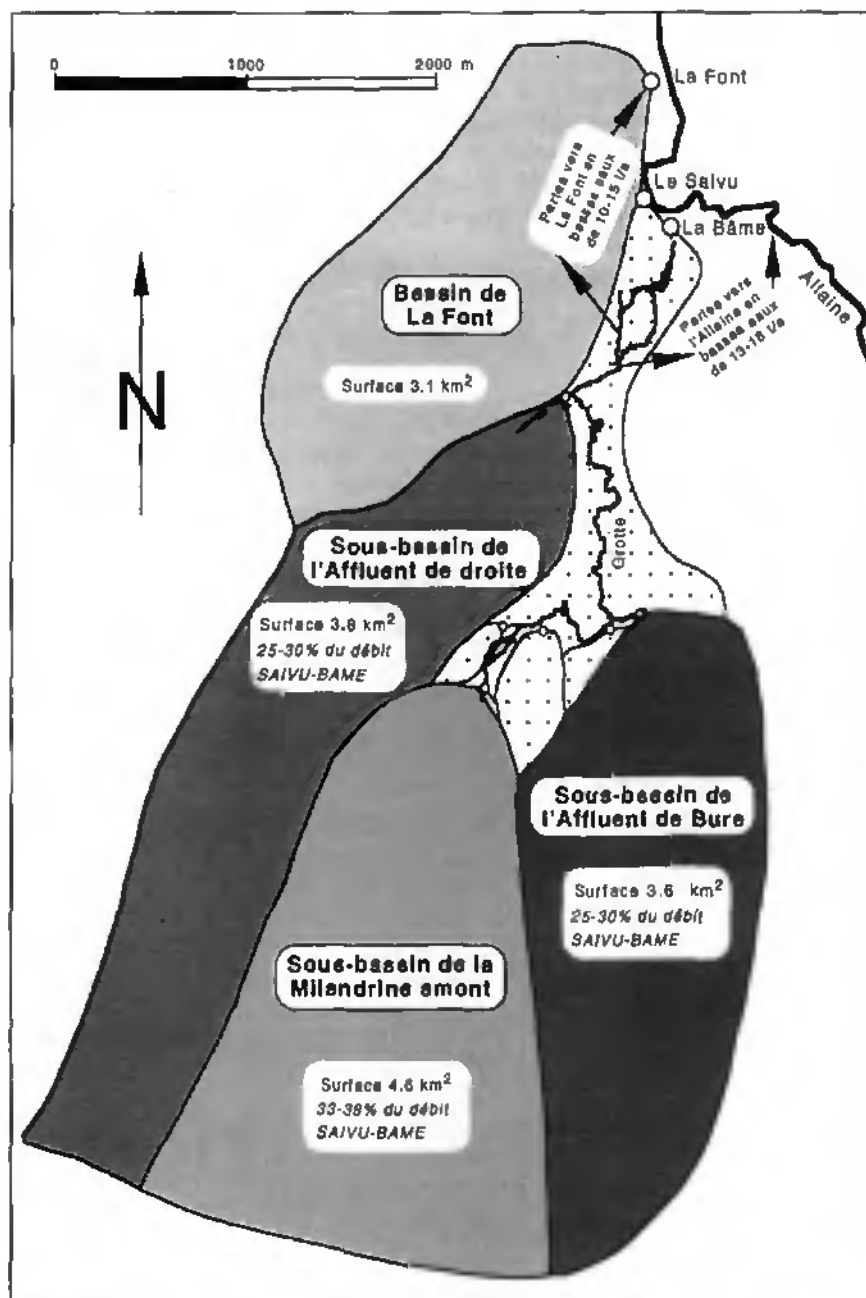


Figure 9 : Le bassin versant des sources de La Font, du Saivu et de la Bâme peut être subdivisé en quatre sous-bassins principaux correspondant aux affluents visibles dans la grotte et au bassin de la source de la Font. La superficie des sous-bassins est comprise entre 3.1 et 4.6 km². Des échanges et des pertes ont été observées à proximité de l'exutoire (GRASSO & JEANNIN 1994b).

Le site de Bure est particulièrement bien connu : la géologie y a été cartographiée précisément (échelle au 1/50'000 et 1/5'000), la rivière souterraine de Milandre est explorée et cartographiée par les spéléologues sur plus de dix kilomètres, des levés de fissuration sont disponibles dans la partie est du plateau (KIRALY *et al.* 1971, SIMÉONI ET JAMIER 1975), près de cinquante forages ont été exécutés au cours des années 1992 à 1994 dans le cadre de la construction de l'autoroute N-16 Transjurane, une carte hydrogéologique régionale offre une base synthétique intéressante (GRÉTILLAT 1992), enfin, une intense campagne de prospection géophysique complète ces données (TURBERG 1993). D'autres études en cours, liées à la construction de l'autoroute N-16 Transjurane, offrent des compléments appréciables, tels que l'installation de stations d'acquisition de données (débit, température, conductivité) aux exutoires du bassin versant (sources de la Font, Saivu et Bâme) et à l'amont de la grotte de Milandre, ou encore des stations pluviométriques complémentaires à celle de l'Institut Suisse de Météorologie dont une, particulièrement bien placée, se trouve au centre de bassin versant (figure 6). C'est sur cette base que quelques stations de mesures ont été installées dans le cadre du projet COST-65, à savoir deux stations d'acquisition de niveaux d'eau dans des forages (4 forages par station), et trois stations mesurant cinq cours d'eau souterrains dans la grotte de Milandre (figure 6). Les connaissances acquises au cours de ces études sur le bassin versant lui-même (bilans hydrologiques, traçages) ont permis de délimiter des sous-bassins versants, correspondant aux divers affluents souterrains (figure 9). Les débits d'étiage des trois sous-bassins sont assez semblables (15 à 25 l/s) indiquant que leurs surfaces d'alimentation respectives sont du même ordre de grandeur (3.1 à 4.6 km²). Une perte souterraine a été mise en évidence entre l'aval de la rivière souterraine et les sources du Saivu et de La Bâme (GRASSO & JEANNIN 1994b). En basses eaux le débit de cette perte est de 25 à 30 l/s, soit 30 à 50 % du débit de la rivière souterraine; 10 à 15 l/s se dirigent vers la source de La Font, le reste va probablement directement rejoindre la rivière Allaine.

Le site du Maira proprement dit se trouve à l'extrémité amont connue de la grotte de Milandre (voir figure 6). Cette zone plus ou moins rectangulaire n'est délimitée que par la densité d'informations qui y ont été répertoriées : sur un demi kilomètre carré, 25 forages de 20 à 80 mètres de profondeur ont été effectués, de même qu'une cartographie géologique précise au 1:5'000e (MEURY-FLURY-RIEBEN SA 1991), d'intenses campagnes de mesures géophysiques, et enfin plus de 50 essais de traçages.

3.2. Le site du Hölloch et le bassin versant de la Schlichenden Brünnen (Muotathal, SZ)

Le bassin versant de la Schlichenden Brünnen a déjà fait l'objet de nombreuses études. Il est de ce fait abondamment cité dans la littérature internationale concernant les milieux karstiques (TRIMMEL 1968, BÖGLI 1970, MAIRE 1980, BÖGLI 1980, BÖGLI & HARUM 1981, FORD & WILLIAMS 1989, etc.). La particularité de ce site est la présence d'un important réseau spéléologique (le plus grand d'Europe occidentale) qui, avec ses 165 km de galeries permet d'observer le fonctionnement de l'aquifère depuis l'intérieur.

Le bassin versant de la Schlichenden Brünnen se trouve en bordure NE du Muotathal, à la limite entre les cantons de Schwyz et de Glaris. Il s'étend sur environ 32 km² sous les régions de Bödmenren et de Silberen. Son altitude est comprise entre 640 m à l'ouest et plus de 2300 m à l'est (figure 10). La surface est recouverte de forêts et pâturages jusque vers 1700 m d'altitude, puis de lapiés au-dessus. La pluviosité annuelle est comprise entre 2

et 3 mètres, et le débit moyen de la Schlichenden Brünnen atteint 2000 l/s. Plusieurs autres exutoires, plus petits, sont associés au bassin versant de la Schlichenden Brünnen, la plupart d'entre-eux ne coulent qu'en période de hautes eaux.

Du point de vue tectonique, la région est complexe (figure 11). L'aquifère est formé d'une succession d'écaillés tectoniques appartenant toutes à la nappe helvétique "Axen Decke s. l." L'aquifère karstique se développe principalement dans les formations du Schrätenkalk (Crétacé inf., faciès urgonien) et du Seawerkalk (Crétacé sup.). Les écaillés tectoniques sont par endroits séparées par des lambeaux de roches marneuses ou gréseuses. Globalement les structures plongent vers le NW.

Les cavités connues s'étendent sous une part importante de la surface du bassin versant. Le Hölloch ne couvre que la partie aval du bassin versant (7 km²). Les écoulements y sont essentiellement noyés et les galeries du Hölloch, situées juste au-dessus de la zone noyée, se remplissent rapidement lorsque le réseau actif se met en charge (figure 12).

Dans le cadre de l'Action COST-65, un essai de traçage multiple a permis de délimiter assez précisément le bassin versant de la Schlichenden Brünnen (JEANNIN *et al.* 1995). Les réactions hydrauliques (et le transport) ont été mesurées dans le réseau karstique, à la source ainsi que dans un forage voisin du réseau karstique (figure 12). A chacun de ces points, des stations de mesure enregistrent régulièrement le niveau de l'eau, la température et la conductivité électrique. A une douzaine d'autres points du réseau karstique, des appareils mesurent régulièrement la présence ou l'absence d'eau.

3.3. Inventaire et état des données disponibles, reconstitution des données manquantes

Les deux sites d'étude ont été équipés avec de nombreux appareils de mesure. Les paramètres mesurés prioritairement sont les paramètres hydrauliques, c'est-à-dire les débits des sources ou des cours d'eau souterrains, les hauteurs d'eau dans certains forages ou les hauteurs d'eau dans les parties noyées des cavités karstiques. La température de l'eau (parfois de l'air et de la roche) et la conductivité électrique de l'eau ont été mesurées parallèlement au débit. Le tableau 1 dresse l'inventaire des stations de mesures et des paramètres mesurés.

Trois problèmes apparaissent rapidement lorsqu'il s'agit de traiter de telles chroniques de mesures : les chroniques ne sont jamais complètes à la suite de divers problèmes techniques; les mesures sont incorrectes à la suite de dérives instrumentales; les mesures effectuées ne sont pas représentatives de la réponse réelle de l'aquifère (par exemple il peut y avoir un court-circuit à un déversoir). Pour chaque station de mesure, une évaluation de la qualité des données doit être effectuée suivie d'une éventuelle correction.

3.3.2. BASSIN VERSANT DE LA MILANDRINE

Les débits sont mesurés à cinq endroits différents avec un pas de temps de 15 ou 30 minutes : aux trois exutoires (Saivu, Bâme, La Font) et à deux endroits dans le réseau karstique (Milandriner amont et affluent de Bure). Tous les sites sauf la Bâme sont équipés de déversoirs à plaque mince pour lesquels la transformation des hauteurs d'eau en débits est simple et assez précise. Cependant, en période de hautes eaux, les déversoirs ne sont plus tous optimaux car les hauteurs de chute d'eau deviennent très faibles, et la vitesse à l'amont du déversoir non nulle. Pour la Bâme, de nombreux jaugeages ont permis de tracer une courbe de tarage satisfaisante, avec une précision sur les débits mesurés de l'ordre de $\pm 10\%$.

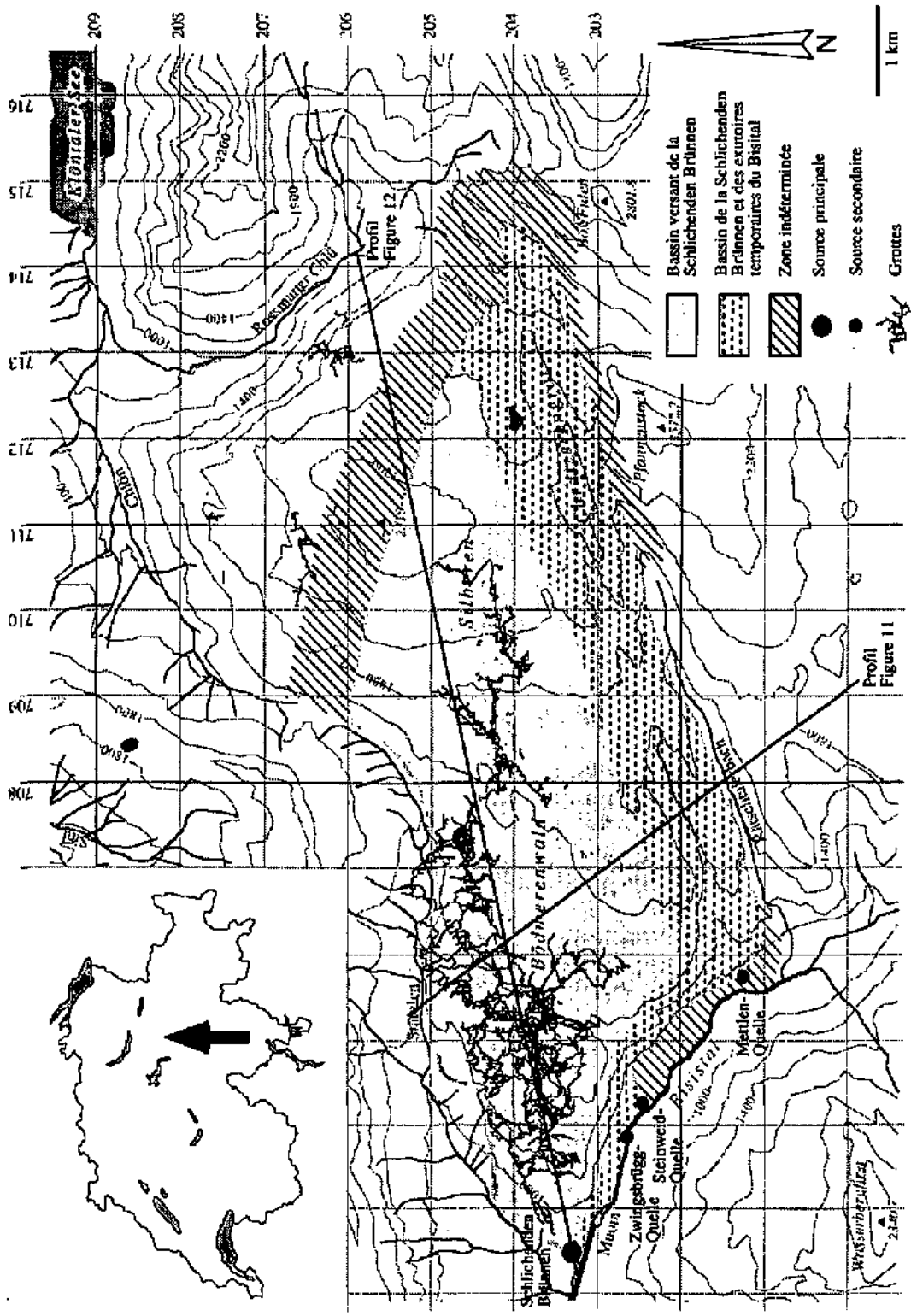
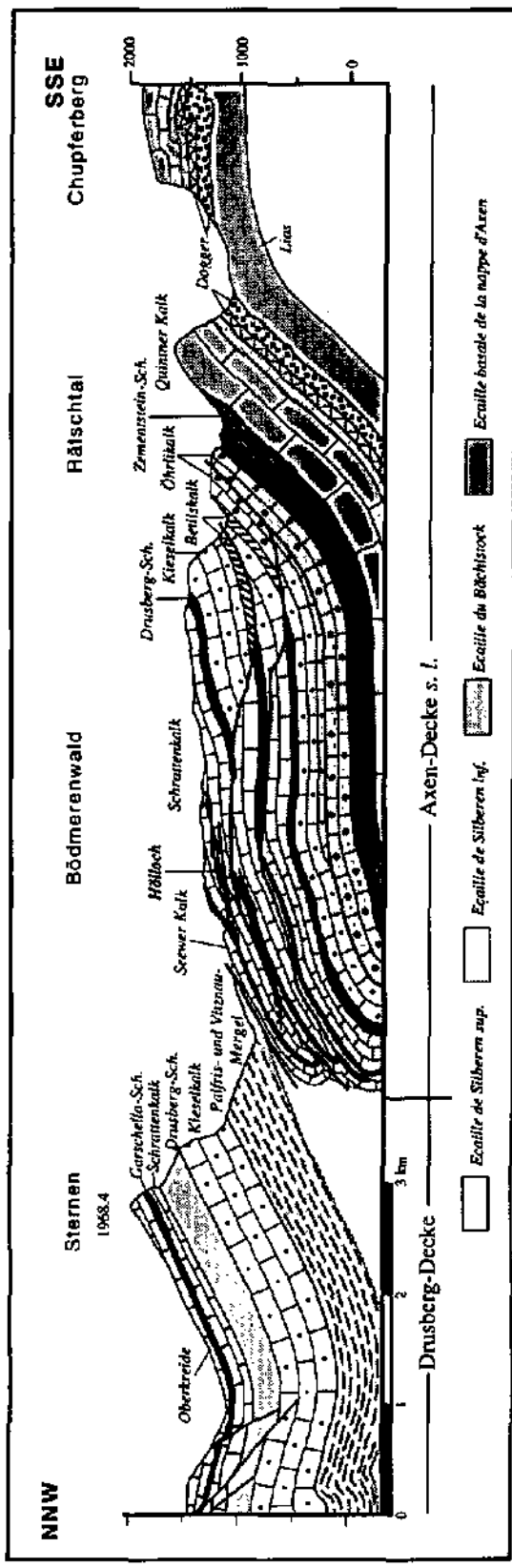


Figure 10 : Bassin versant de la Schlichenden Brünnen et ses exutoires annexes. Le Hölloch (en aval) et le Silberer-System (en amont) permettent d'accéder au réseau karstique sur une grande partie du bassin versant.

Figure 11 : Structure géologique schématique du bassin versant de la Schlichenden Brünnen. L'empilement d'écaïlle tectoniques forme une épaisse masse de calcaires urgoniens, entrecoupée çà et là d'horizons marneux ou gréseux (d'après BÖGLI & HARUM 1981).



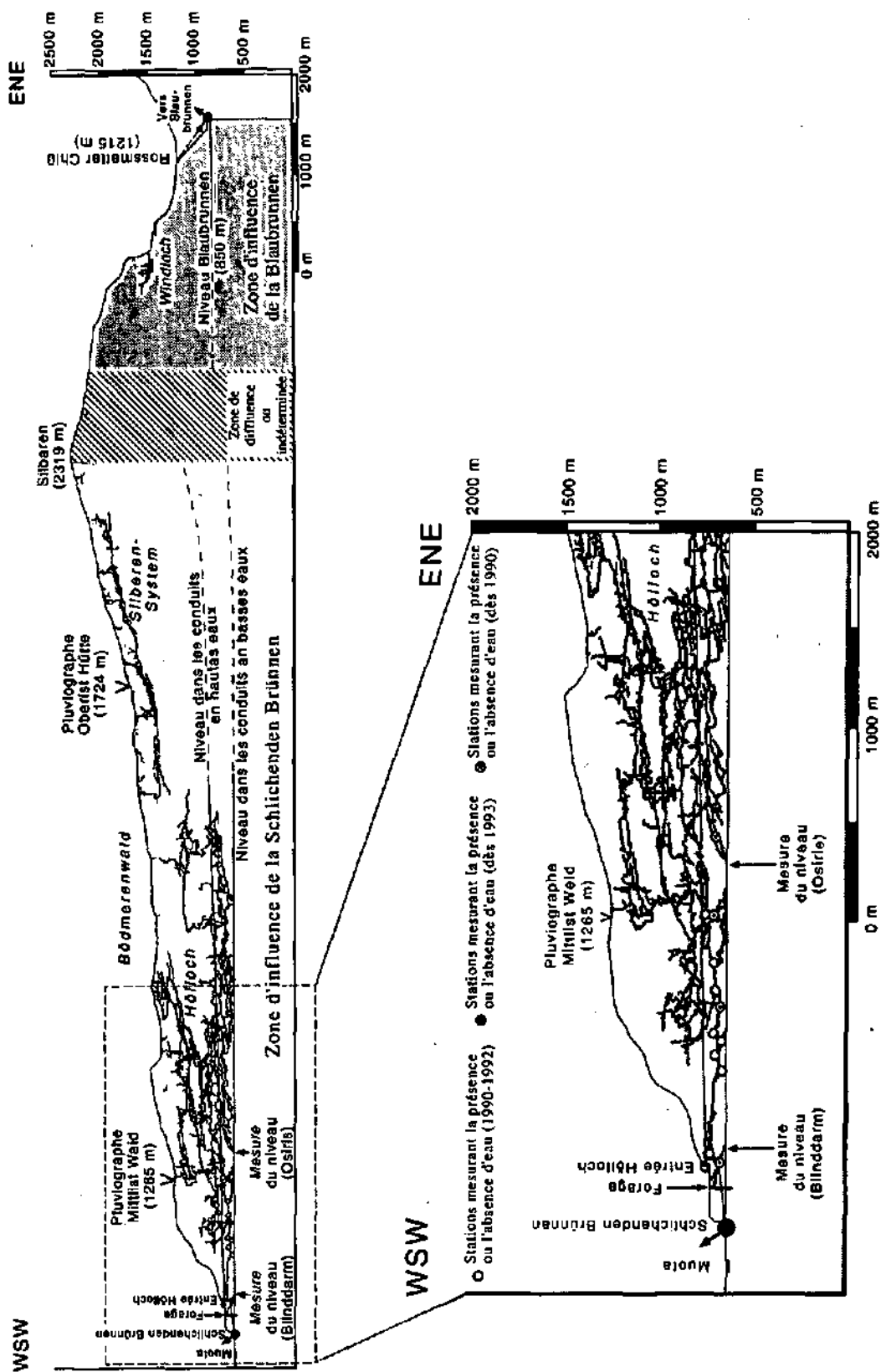


Figure 12 : Profil hydrogéologique longitudinal du bassin versant de la Schlüchden Brunn. De nombreuses stations de mesure ont été installées dans le réseau karstique. Un forage, situé à proximité de l'exutoire permet de mesurer les réactions des parties peu perméables de l'aquifère.

Les lacunes dans ces chroniques sont relativement nombreuses. Afin d'établir des bilans hydrologiques et de pouvoir effectuer des traitements par des méthodes globales (GRASSO & JEANNIN 1994a) des reconstitutions des données manquantes ont été effectuées. Pour ces reconstitutions, le pas de temps horaire était indispensable compte tenu de la rapidité de certaines réactions. Une méthode originale a dû être mise au point, se basant sur des corrélations entre les diverses stations de mesure, qui par chance ne tombent pas toutes en panne en même temps. Les maxima des crues du Saïvu, de La Font et de la Milandrine sont bien corrélés. Les décalages temporels moyens entre les pics étant connus, il est facile, à partir d'un pic de crue à l'une de ces sources de reconstituer l'heure et l'intensité du pic à une autre source. A partir du maximum de la crue ainsi déterminé, la montée de crue, la décrue et le tarissement d'une crue comparable mesurée à la même source sont assemblés. Cette méthode est fastidieuse si l'on reconstitue des données horaires, mais c'est la seule qui donne des résultats satisfaisants. Cette méthode nous a permis de reconstituer entièrement les chroniques de la Milandrine, du Saïvu et de La Font entre début 1990 et fin 1994. La chronique de la Bâme est complète, mais elle n'a débuté qu'à fin 1992. Remarquons que les méthodes basées sur des corrélations points par points de même que celles basées sur des relations "pluie-débit" ont été testées : les résultats obtenus étaient inutilisables car les relations "pluie-débit" sont fortement non linéaires et non stationnaires.

Comme mentionné au § 3.1., des pertes existent entre l'aval de la rivière souterraine et les exutoires (Bâme + Saïvu, voir aussi GRASSO & JEANNIN 1994b). L'exutoire "complet" de la rivière souterraine de Milandre est donc représenté par la somme des débits du Saïvu, de La Bâme et des pertes estimées.

Les mesures de niveaux d'eau dans les forages sont effectuées manuellement toutes les semaines sur une vingtaine de forages. Parmi ceux-ci, huit ont été équipés de limnigraphes électroniques mesurant en principe le niveau chaque demi-heure. La précision absolue de ces mesures est de l'ordre de ± 10 cm, elle est inférieure au centimètre en précision relative. Ce dispositif aurait dû être étendu et déplacé sur l'ensemble des forages, mais hélas de nombreuses perturbations principalement liées à des décharges électrostatiques (foudre), ont non seulement empêché l'extension du réseau de mesures, mais également contribué à de grandes lacunes dans les séries de mesures, et parfois altéré la qualité des données.

Le bassin versant de la Milandrine est équipé d'une station pluviométrique en son centre et entouré de quatre autres stations voisines dont une est une station climatologique très complète (ANETZ) de l'ISM. Etant donné la topographie peu accentuée du secteur et le peu de précipitations neigeuses, la mesure des pluies peut être considérée comme bonne sur ce bassin versant.

L'ensemble de ces appareils fonctionne rarement de façon complète et simultanée. De plus, la représentation de tous les paramètres mesurés n'est pas simple. A titre d'exemple, la figure 13 rassemble la majorité des paramètres hydrauliques mesurés sur le bassin versant de la Milandrine.

Tableau 1 : Inventaire des stations de mesure et des paramètres mesurés sur les sites de Bure et du Hölloch.

Bassin versant de la Milandrine

	Eau	Air / roche	Périodicité	Autonomie	Responsable
Sources					
Le Saivu (Q = 15 à 200 l/s)	T, K _{el} , Q	-	15 mn.	45 j.	MFR / N16
La Bâme (Q = 0 à 1700 l/s)	T, K _{el} , Q	-	15 mn.	45 j.	MFR / N16
La Font (Q = 15 à 600 l/s)	T, K _{el} , Q	-	15 mn.	45 j.	MFR / N16
Rivière souterraine					
Milandrine amont	T, K _{el}	T _{air}	2-30 mn.	30 j.	CHYN
Affluent Milandrine amont	K _{el}	-	2-30 mn.	30 j.	CHYN
Madd Mil. amont (Q = 15 à 700 l/s)	T, K _{el} , Q	-	15 mn.	45 j.	MFR / N16
Grande Cascade ¹	K _{el}	-	var.	var.	CHYN
Milandrine à l'Affluent de Bure	T, K _{el}	-	30 mn.	100 j.	CHYN
Affluent de Bure (Q = 15 à 800 l/s)	T, K _{el} , Q	T _{air} , T _{roche}	30 mn.	100 j.	CHYN
Galerie des Fossiles ¹	T, K _{el}	-	var.	var.	CHYN
Milandrine au Carrefour I	T, K _{el}	-	30 mn.	100 j.	CHYN
Affluent du Carrefour I	T, K _{el}	T _{air} , T _{roche}	30 mn.	100 j.	CHYN
Milandrine amont zone noyée ¹	K _{el}	-	var.	var.	CHYN
Forages					
FN 1, FN 2, Mil 3, Mil 2, Mil 9	H	T _{air} , T _{sol}	30 mn.	35 j.	CHYN
Mil 4, Mil 7, Mil 6, Mil 8	H	-	30 mn.	35 j.	CHYN
Mil 1, Mil 5, Ncb 14, 13, 11, 10, 9, 7, 6	H	-	7 j.	mes. manuel.	CHYN
Pluviométrie					
Station du Maira	P	-	0.1 mm	env. 45 j.	MFR / N16
Station de Théodencourt	P	-	0.1 mm	env. 45 j.	MFR / N16
Station de Mormont	P	-	0.1 mm	env. 45 j.	MFR / N16
Station de Fahy	P	E, P _{atm} , etc.	10 mn.	"infinie"	ISM

Bassin versant de la Schichenden Brünnen

	Eau	Air / roche	Périodicité	Autonomie	Responsable
Sources					
Schlich. Brünnen (Q = 0.15 à 15 m ³ /s)	T, K _{el} , Q	-	env. 15 mn.	30 j.	SHGN / locaux
Hölloch Eingang (Q = 0 à 2000 l/s)	Q	-	env. 15 mn.	30 j.	SHGN
Réseau spéléologique du Hölloch					
Blinddarm,	T, K _{el} , H	T _{air} , T _r , P _{atm}	30 mn.	100 j.	CHYN
Osiris	T, K _{el} , H	T _{air} , T _r , P _{atm}	30 mn.	200 j.	CHYN
18 points (cf fig. 12)	Prés/Abs.	-	2 mn.	400 j.	AGH
Forage					
Forage de la route du Prigel	T, K _{el} , H	T _{air}	30 mn.	100 j.	CHYN
Pluviométrie					
Mittlist Weid	P, P _{tot}	-	0.1 / 3 mm	200 j.	CHYN
Flöscheggen	P, P _{tot}	-	0.1 / 3 mm	200 j.	CHYN

Légende :

T = Température
Q = Débit
H = Hauteur d'eau
P = Précipitations
E = Evaporation
T_{air} = Temp. de l'air
P_{atm} = Pression atm.
T_{roche} = T à 10 centimètres dans la roche
T_{sol} = Température à 50 cm sous le sol
K_{el} = Conductivité électrique de l'eau
P_{tot} = Précipitation annuelle (totalisateur)
Prés/Abs. = Mes. présence ou absence d'eau

CHYN = Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Projets COST-65 et Geokarst
MFR / 16 = Bureau Meury-Flury-Rieben SA, mandat N16 transjurane
SHGN = Service hydrologique et géologique national
locaux = habitants du Muotathal
ISM = Institut suisse de météorologie

¹ Appareils mobiles, mis en place seulement lors de certaines expériences particulières

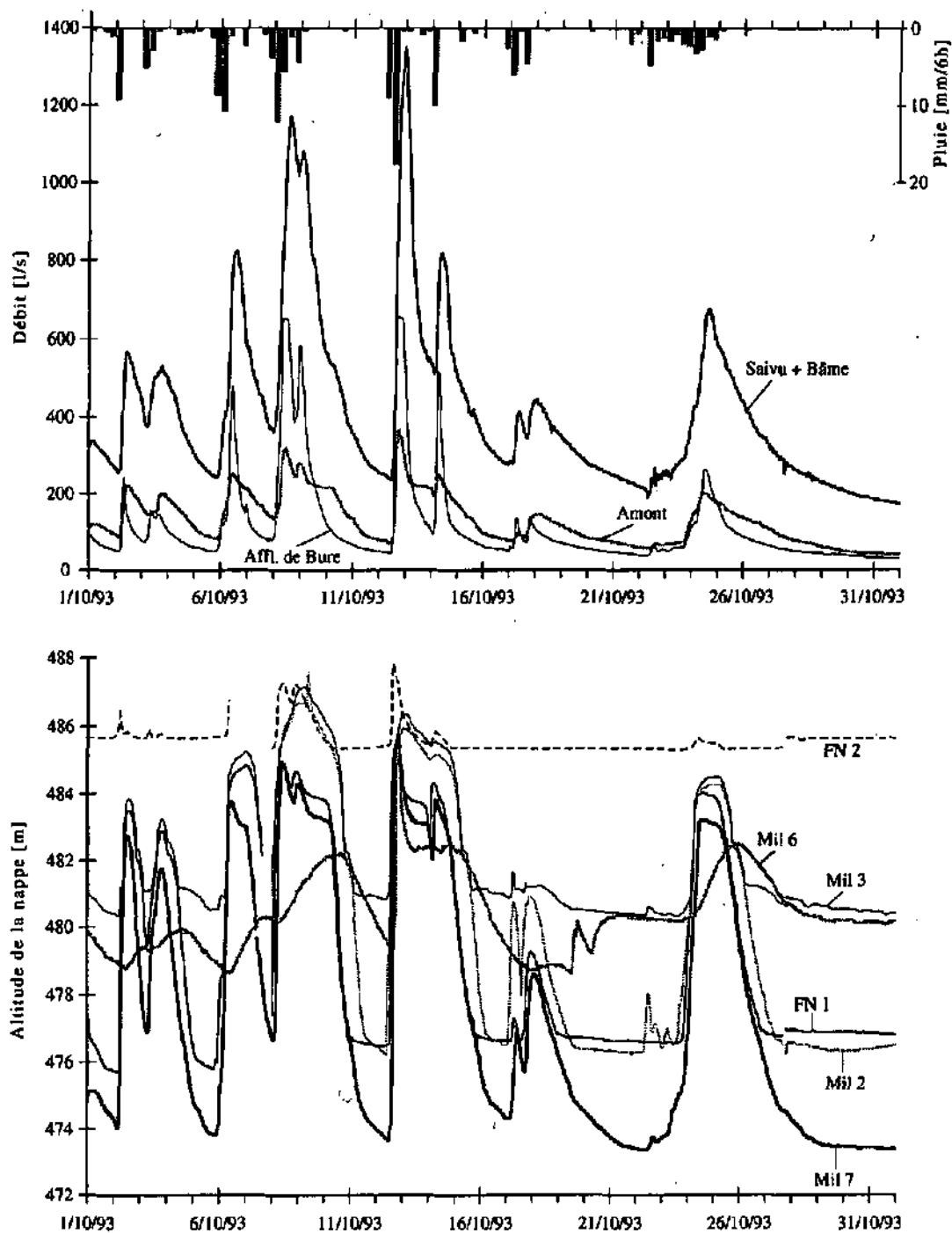


Figure 13 : Exemple de chronique des paramètres hydrauliques mesurés sur le bassin de la Milandrine. De telles courbes servent de base aux interprétations discutées dans les articles suivants.

3.3.1. SITE DU HÖLLOCH

Les mesures du débit de la Schlichenden Brünnen sont en principe fiables, elles sont effectuées par le Service hydrologique et géologique national. Leur représentativité est toutefois discutable, car des pertes, visibles en basses eaux, existent entre la source et le point de mesure du débit, mais leur importance n'a jusqu'ici pas encore été estimée.

Les niveaux d'eau mesurés dans le forage sont en principe de bonne qualité (± 10 cm), les lacunes sont assez peu nombreuses, seul l'obturateur (ou packer) qui divise le forage en deux sections est parfois dégonflé (les deux niveaux sont alors équivalents).

Les niveaux d'eau mesurés dans le réseau karstique sont de qualité variable. A Osiris, jusqu'à présent (début 1995) les appareils de mesure n'ont donné que de très mauvais résultats, les chroniques sont très partielles et peu fiables (figure 12). Au Blinddarm, après un an de bon fonctionnement, les sondes ont subi une décharge électrostatique (foudre) qui les a endommagées. La précision des mesures suivantes est donc moins bonne (± 1 m). Jusqu'ici les mesures ont été laissées brutes faute d'une méthode fiable de reconstitution ou de correction des données. Une correction est cependant envisageable.

Les appareils de mesure de présence ou d'absence d'eau ont de façon générale fonctionné correctement, c'est-à-dire qu'il enregistrent les périodes pendant lesquelles ils se trouvent sous l'eau avec une précision de 2 minutes.

Le contrôle direct des précipitations n'est possible qu'en été (juin-novembre). Deux pluviographes électroniques ont été installés, ils mesurent les précipitations avec un pas de temps horaire. Deux totalisateurs sont en place depuis 1988, ils sont relevés le premier octobre de chaque année, ils permettent de se faire une idée de la lame d'eau annuelle totale, y compris la neige. Aux alentours du bassin versant se trouvent plusieurs stations météorologiques ou climatologiques de l'Institut suisse de météorologie (ISM) qui permettent des comparaisons et fournissent des données complémentaires (nombreux paramètres climatologiques). En raison de la topographie très accentuée et l'abondante couverture de neige, il est presque impossible d'obtenir une image très détaillée et fiable de la répartition des infiltrations sur ce bassin versant.

A ce jour (mai 1995), aucune donnée provenant du bassin versant de la Schlichenden Brünnen n'a été reconstituée ou corrigée. A titre d'exemple, la figure 14 présente le type de données disponibles sur ce bassin versant (1 mois de mesure).

4. Conclusion

La formulation d'un cadre théorique hydrogéologique cohérent et de modèles théoriques permet de définir un certain nombre d'hypothèses à tester sur des sites réels. Deux sites ont été choisis dans cet objectif au vu des exceptionnelles conditions d'observation des eaux souterraines qu'ils offrent (réseau spéléologique très développé, forages et nombreuses stations de mesure). L'équipement de ces sites a été complété de façon à pouvoir répondre aux questions posées. Pendant ces dernières années, une grande quantité de données a été récoltée, ce qui permet maintenant de répondre à certaines des questions posées (voir

JEANNIN & GRASSO 1995a et b, JEANNIN 1995, JEANNIN & MARÉCHAL 1995, ce volume).

Les données acquises dans le cadre de ce projet pourront être exploitées pour répondre à d'autres questions, par exemple dans le domaine du transport de polluants ou de la thermique des aquifères karstiques.

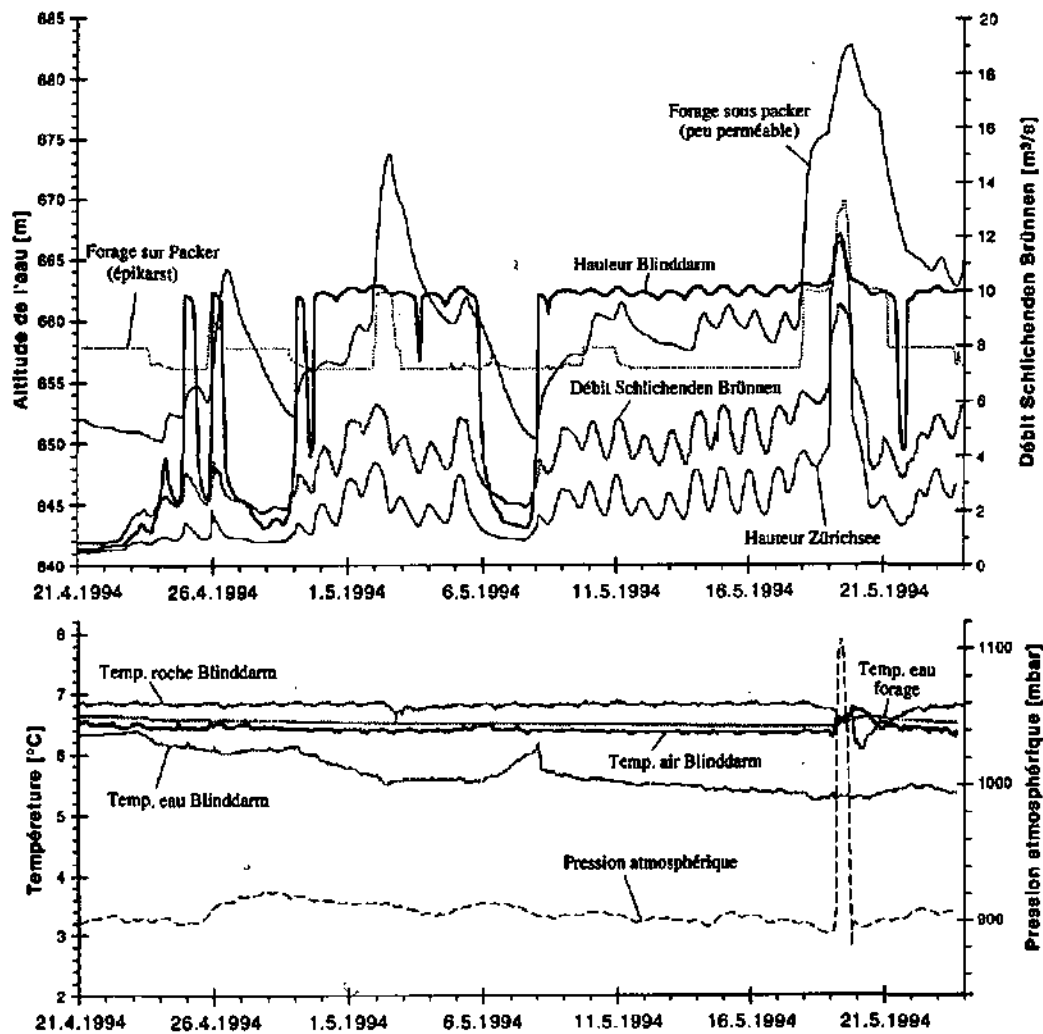


Figure 14 : Exemple de chronique de quelques-uns des paramètres mesurés sur le bassin versant de la Schlichenden Brünnen. L'interprétation de certaines de ces courbes fait l'objet des articles qui suivent.

Remerciements

Nous tenons à remercier le Professeur J. Mudry de l'Université de Besançon, France et le Dr F.-D. Vuataz du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel pour leurs critiques constructives lors de la relecture de cette note. Bon nombre de données de l'Institut suisse de Météorologie nous ont été très utiles. Les données de pluies et de débits mesurées dans le cadre des travaux liés à la N-16 Transjurane par les bureaux MFR-SA de Delémont et RWB de Porrentruy sont à la base même de ce travail, nous profitons ici de les remercier chaleureusement. Nous apprécions également la mise à disposition de toutes ces données par le service des Ponts-et-Chaussées de la république et canton du Jura.

Les recherches menées sur le bassin de la Milandrine sont financées par le projet européen COST 65 et le Fonds national pour la recherche scientifique (requêtes Nos 20-36'418.92, 20-40'624.94).

Références

- BEAR J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier, New York.
- BÖGLI A. 1970. Le Hölloch et son karst / Das Hölloch und sein Karst. Ed. de la Baconnière. Neuchâtel, 109 pp.
- BÖGLI A. 1980. Karst hydrology and physical speleology. Springer Verlag, New York, 284 pp.
- BÖGLI A. & HARUM T. 1981. Hydrogeologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatal (Schweiz). Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 33 : 125-264.
- DROGUE C. 1992. Hydrodynamics of karstic aquifers : experimental sites in the Mediterranean karst, southern France. Hydrogeology of selected karst regions, IAH Bull., 13 : 133-149.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W. 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, 601 pp.
- GRASSO D. A. & JEANNIN P.-Y. 1994a. Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). Bull. d'Hydrogéologie, 13 : 87-113.
- GRASSO D. A. & JEANNIN P.-Y. 1994b. Estimation des pertes dans la partie aval du réseau karstique de la Milandrine : bilan hydrique au sein d'un aquifère karstique. Bull. d'Hydrogéologie, 13 : 115-128.
- GRETILLAT P.-A. 1992. Carte hydrogéologique de l'Ajoie (canton du Jura, Suisse). Ed. République et canton du Jura.
- JEANNIN P.-Y. & GRASSO D. A. 1995a. Recharge respective des volumes de roché peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- JEANNIN P.-Y. & GRASSO D. A. 1995b. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU, Suisse). Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.

- JEANNIN P.-Y. & MARÉCHAL J.-C. 1995. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- JEANNIN P.-Y. 1995. Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques : conséquences sur l'étude des aquifères karstiques. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- JEANNIN P.-Y., WILDBERGER A. & ROSSI P. 1995. Multitracing-Versuche 1992 und 1993 im Karstgebiet der Silberen (Muotatal und Klöntal, Zentralschweiz). Beiträge zur Hydrogeologie, 46 : 43-88..
- KIRALY L. 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. Hydrogeology of karstic terrains. In : A. BURGER & L. DUBERTRET (Eds), Int. Union of Geol. Sciences, B, 3 : 53-67.
- KIRALY L. 1978. La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 2 : 83 - 220.
- KIRALY L., MATTHEY B. & TRIPET J.-P. 1971. Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). Bull. Soc. neuch. des Sc. nat., 94 : 99-114.
- MAIRE R. 1980. Eléments de karstologie physique. Spélunca, suppl. 1, Féd. française de spéléo., 56 pp.
- MANGIN A. 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. de spéléologie, 29 : 283-329.
- MANGIN A. 1982. Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Ann. sci., Univ. Besançon, 3ème Coll. d'hydrogéologie en pays calcaire, 1 : 159-172.
- MEURY-FLURY-RIEBEN SA 1991. Route nationale suisse N16 : sections 1 et 2, études géologique et géophysique, reconnaissances indirectes, rapport géologique No 3. Service des Ponts et Chaussées du canton du Jura, Delémont, non publié.
- ONDER H. 1985. Interaction between conduit type flow and diffuse flow in karst formation. Proc. int. symp. karst water resources, Ankara, July 1985 : 371-385.
- PADILLA A. & PULIDO-BOSCH A. 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. J. of Hydrology, 168 : 73-89.
- SIMÉONI G. & JAMIER D. 1975. Relations entre éléments structuraux et morphologie dans la région du plateau de Bure (Jura tabulaire). Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 1 : 163-173.
- TRIMMEL H. 1968. Höhlenkunde. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 300 pp.
- TURBERG P. 1993. Apport de la cartographie radiomagnétotellurique à l'hydrogéologie des milieux fracturés. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, 132 pp.

– Note brève –

Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU, Suisse)

par Pierre-Yves Jeannin* et Alessandro Domenico Grasso*

RÉSUMÉ

L'estimation des infiltrations efficaces avec un pas de temps journalier sur le bassin versant de la Milandrine amont passe par le calcul de l'évapotranspiration potentielle. La solution adoptée utilise la formule de Primault en hiver et les mesures directes d'évaporation sur un bac en été. L'évapotranspiration réelle dépend de la valeur du stock d'humidité des sols utilisée pour les calculs. Pour obtenir des résultats journaliers cohérents, une valeur de 140 mm pour le stock d'humidité des sols a dû être retenue, avec un maximum journalier de recharge de 10 mm. Les valeurs d'évapotranspiration permettent d'obtenir les infiltrations efficaces journalières dans l'aquifère karstique. Ces valeurs sont compatibles avec les bilans hydrologiques et l'ensemble des crues observées à l'exutoire de cet aquifère.

MOTS CLÉS

Evapotranspiration, infiltration efficace, karst, bilan hydrologique

ABSTRACT

The estimation of daily recharging infiltrations in the drainage basin of the upstream Milandrine is carried out using the potential evapotranspiration. The favoured solution uses the formula of Primault in winter and direct measures of evaporation from an evaporation pan in summer. The real evapotranspiration depends on the moisture content of the soils used for the calculations. To obtain meaningful daily results, a value of 140 mm for the moisture content of the soils had to be used, with a maximum daily recharge of 10 mm. The evapotranspiration values give the daily recharging infiltrations in the karst aquifer. These values are compatible with the hydrologic budget and the sum total of the discharges seen at the outfall of the aquifer.

KEY-WORDS

Evapotranspiration, recharging infiltration, karst, hydrologic budget

* Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

1. Introduction et but

En abordant les relations entre pluie et débit sur l'aquifère karstique de la Milandrine amont (pour la situation, consulter JEANNIN 1995, ce volume), une non-stationnarité de la relation entre pluie brute et débit à l'exutoire a été rapidement mise en évidence. La figure 1 illustre bien ce phénomène; en effet, en calculant, pour une averse, le rapport entre le volume d'eau précipitée et le volume de la crue correspondante, on remarque facilement l'existence de cycles annuels (rapports faibles en été, élevés en hiver). Cette cyclicité traduit sans aucun doute les effets de l'évapotranspiration qui soustrait davantage d'eau aux précipitations en été qu'en hiver. Pour plusieurs des études menées sur ce site, il est apparu important de calculer les infiltrations efficaces, c'est-à-dire ce qui entre réellement dans l'aquifère.

Diverses méthodes classiques de calcul de l'évapotranspiration ont été appliquées et comparées (formules de THORNTHWAITE (1948), PRIMAULT (1963), TURC (1954) et PENMAN (1956)). La plupart d'entre-elles permettent des calculs de valeurs mensuelles, voire décennales, ce qui pour le bassin considéré n'était pas satisfaisant. Certaines ont été adaptées pour des calculs journaliers (BEZES 1976), mais les interpolations nécessaires sont alors parfois discutables. Une méthode qui permette d'obtenir une valeur journalière des infiltrations efficaces a donc été recherchée.

La présente note décrit la méthode utilisée et les adaptations nécessaires à obtenir des résultats satisfaisants avec un pas de temps journalier dans un bassin karstique.

2. Principes de la méthode

Deux contraintes ont guidé le choix des méthodes utilisables pour calculer les infiltrations efficaces sur le bassin de la Milandrine amont : les valeurs obtenues doivent correspondre à celles des bilans hydrologiques annuels et elles doivent être connues avec un pas de temps journalier.

Le bilan hydrologique sur un cycle hydrologique annuel peut s'exprimer de la façon suivante (DRACOS 1980) :

$$I_{\text{eff}} = L_{\text{lame écoulee}} \quad (1)$$

$$\text{avec : } I_{\text{eff}} = P_{\text{brute}} - \text{ETR} - \partial V_{\text{Stock}} \quad (2)$$

$$\text{et : } L_{\text{lame écoulee}} = Q + R + \partial V_{\text{réserves}} \quad (3)$$

où : ETR = Evapotranspiration réelle [mm]
 Q = Ecoulement souterrain mesuré [mm]
 R = Ruissellement de surface (environ nul sur le bassin de la Milandrine) [mm]
 $\partial V_{\text{Stock}}$ = Variation du stock d'humidité du sol [mm]
 $\partial V_{\text{réserves}}$ = Variation du volume d'eau souterraine [mm]
 I_{eff} = Infiltrations efficaces [mm]
 L_{lame} = Lame d'eau écoulee [mm]

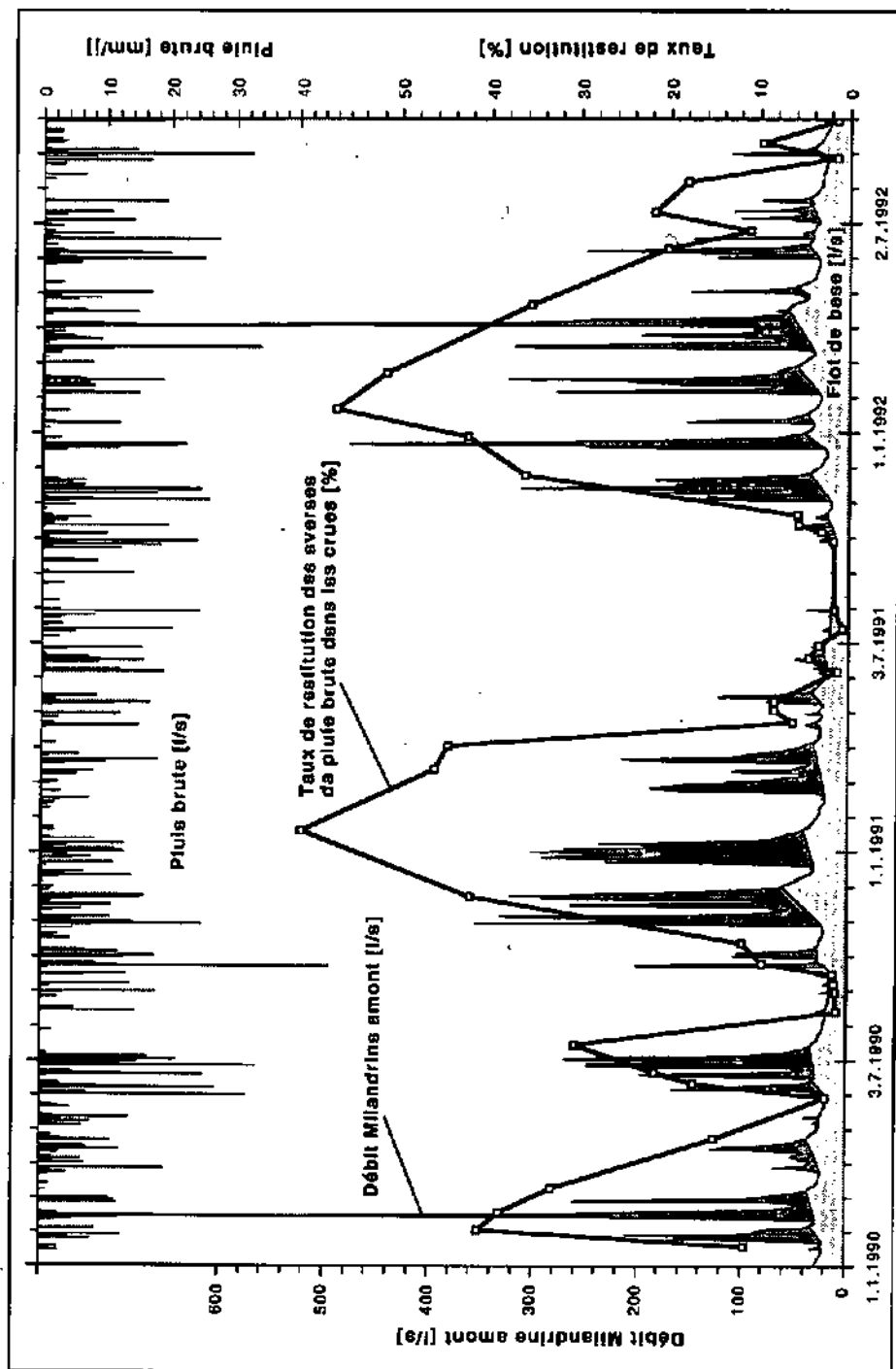


Figure 1 : Taux de restitution des averse. Pour chaque crue ou groupe de crue, le volume de la crue écoulé à l'exutoire est calculé (volume total écoulé moins volume du flot de base écoulé, surface gris foncé). Ce volume est comparé au volume des pluies brutes précipitées sur le bassin versant. La courbe noire indique que le taux de restitution des pluies brutes à l'exutoire présente une périodicité annuelle bien marquée, traduisant l'effet de l'évapotranspiration.

Après avoir défini les cycles hydrologiques annuels, on calcule l'infiltration efficace ($P_{\text{brute}} - \text{ETR} - \partial V_{\text{Stock}}$) sur chaque cycle, de même que la lame d'eau écoulée ($Q + R + \partial V_{\text{réserves}}$). Si le bilan est équilibré, les deux valeurs sont identiques. La valeur de la superficie du bassin versant joue un rôle important. Comme il est difficile de l'évaluer avec une bonne précision (<10%), l'équilibre du bilan reste généralement assez approximatif.

A part l'évapotranspiration (ETR) et les variations du stock d'humidité des sols ($\partial V_{\text{Stock}}$) qui lui sont liées, les autres paramètres du bilan sont tous mesurés, donc peuvent être considérés comme connus (pluie brute, écoulement souterrain, ruissellement de surface et variation des réserves d'eau souterraine). L'équilibre du bilan permet donc d'estimer indirectement l'évapotranspiration et le stock d'humidité des sols à partir de la mesure des autres paramètres.

Par ailleurs, il existe plusieurs méthodes d'estimation directe de l'évapotranspiration potentielle (Thornthwaite, Primault, Penman, etc) qui, moyennant certaines hypothèses, peuvent permettre de calculer l'évapotranspiration réelle. Les calculs seront considérés comme cohérents si les valeurs annuelles calculées par ces méthodes sont comparables aux valeurs de l'ETR obtenues indirectement par le calcul des bilans hydrologiques annuels.

3. Résultats

3.1. Estimation directe de l'évapotranspiration potentielle

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle dans les approches directes peut être faite à partir de mesures directes (cases lysimétriques, balance de Wild, bacs d'évaporation) ou de modèles (déterministes ou empiriques) tels que ceux proposés par THORNTHWAITE (1948), PRIMAULT (1963), HORTON (1940), etc. Toutes ces approches passent par l'estimation de l'évaporation physique d'une surface libre qui, modulée par un coefficient permet de calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP). L'évapotranspiration réelle (ETR) est alors calculée en faisant intervenir le stock d'humidité des sols (THORNTHWAITE 1948).

Pour cette étude, nous avons pris en considération les modèles de Thornthwaite et de Primault, qui sont les plus couramment utilisés en Suisse. Nous avons aussi employé les chroniques horaires d'évaporation d'une surface libre d'eau mesurées par l'Institut Suisse de Météorologie à la station météorologique de Fahy située à quelques kilomètres du bassin versant de la Milandraine amont.

Thornthwaite propose la formule suivante pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

$$\text{ETP} = K \cdot \left(16 \cdot \left[\frac{10 \cdot T_i}{I} \right]^a \right) \quad (4)$$

où : ETP = évapotranspiration potentielle mensuelle exprimée en mm;

K = coefficient de correction de la latitude référé au mois considéré (rapport selon durée jour/nuit);

T_i = température moyenne de l'air du mois considéré;

I = indice annuel de chaleur, qui est égal à la somme des indices mensuels (i) des douze mois de l'année;

i = indice thermique mensuel : $i = (T_i/5)^{1.514}$;

$a = 0.49239 + 1792 \cdot 10E-05 \cdot I - 771 \cdot 10E-07 \cdot I^2 + 675 \cdot 10E-09 \cdot I^3$;

La formule de Thornthwaite donne ainsi des valeurs mensuelles (éventuellement décadaires) de l'évapotranspiration potentielle. Ces valeurs soustraites aux pluies brutes donnent une estimation grossière des pluies nettes mensuelles.

Deux remarques sur ce modèle s'imposent.

1) Pendant les mois de gel ($T_i < 0$) l'ETP vaut 0, même si la température n'a pas été toujours nulle !

2) A cause du pas de temps mensuel (éventuellement décadaire) cette formule ne tient pas compte de l'intensité des pluies, bien que, dans la réalité, l'ETP sur 100 mm de pluie tombée en une heure, un jour ou un mois soit probablement assez différente !

Certains auteurs utilisent la formule de Thornthwaite avec un pas de temps journalier ce qui réduit l'importance des deux remarques formulées ci-dessus. Cependant les interpolations nécessaires au calcul journalier peuvent conduire à des erreurs considérables sur les valeurs journalières. Le fait de ne considérer que la température dans cette formule (pas l'humidité de l'air, l'insolation ou le vent) en limite la validité.

Le modèle de Primault est le plus couramment utilisé en Suisse et probablement le plus adapté. En effet, PRIMAULT (1963) compare les résultats de sa formule, de celle de Penman et de celle de Thornthwaite avec des mesures lysimétriques directes. La formule de Penman sous-estime largement l'ETR, alors que celle de Thornthwaite la sur-estime légèrement. Les coefficients empiriques de la formule de Primault ont été choisis pour le climat suisse. Cette formule est d'ailleurs utilisée actuellement encore par l'Institut suisse de météorologie (ISM). Primault propose la relation suivante :

$$ETP = E \cdot C \cdot i \quad (5)$$

$$\text{où : } E = \left[\frac{(103 - H)}{100} \right] \cdot (S + 2n) \text{ évaporation d'une surface d'eau libre [mm]} \quad (6)$$

où : H = humidité relative de l'air [%]

S = durée d'insolation [h]

n = nombre de jours considérés (n=1 pour des valeurs journalières)

C = coefficient dépendant de l'altitude (0.7 - 1.1)

i = coefficient dépendant de la végétation (0.1 - 1.1)

Cette formule a l'avantage d'être utilisable pour des calculs de valeurs journalières de l'ETP.

A titre de comparaison, les formules de Thornthwaite et de Primault donnent les résultats suivants (tableau 1) pour les cycles annuels :

Thornthwaite

Cycle	90/91	91/92	92/93	90/93
ETP (mm)	608	607	613	1828

Primault

Cycle	90/91	91/92	92/93	90/93
ETP (mm)	586	489	496	1571

Tableau 1 : Somme des évapotranspirations potentielles annuelles calculées par les méthodes de Thornthwaite (pas de temps mensuel) et Primault (pas de temps journalier).

La différence est non négligeable entre les deux méthodes. La comparaison avec les valeurs mesurées d'évaporation mesurées à la station fédérale de Fahy permet de conclure que la méthode de Primault sous-estime l'ETP tandis que la méthode de Thornthwaite la surestime légèrement (PRIMAULT (1963) faisait la même observation).

Les deux méthodes passent par une estimation de l'évaporation d'une surface libre; la mesure directe de cette dernière (bac d'évaporation) est donc probablement plus fiable pour estimer l'ETP que le calcul par une de ces formules. C'est pourquoi, les valeurs d'évaporation mesurées par l'ISM ont été utilisées. Cependant ces mesures ne sont disponibles qu'en été (non mesuré en hiver). Pendant les mois d'hiver, la deuxième formule de Primault (6) a été utilisée pour estimer l'évaporation :

$$E = \left[\frac{(103 - H)}{100} \right] \cdot (S + 2n)$$

L'évapotranspiration potentielle a ensuite été calculée avec la première formule de Primault (5) ($ETP = E \cdot C \cdot i$).

Les valeurs retenues pour les cycles annuels sont donc les suivantes (tableau 2).

Cycle	90/91	91/92	92/93	90/93
ETP (mm)	608	603	549	1761
P brute (mm)	878	1044	1113	3035

Tableau 2 : Somme des évapotranspirations potentielles annuelles calculées avec la formule de Primault en hiver et les mesures directes d'évaporation en été (pas de temps journalier). Ces valeurs ont été utilisées pour les calculs de l'évapotranspiration réelle et des infiltrations efficaces.

3.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration efficace journalière

L'infiltration efficace est calculée en soustrayant la valeur journalière de l'évapotranspiration réelle et la variation du stock d'humidité des sols à la pluie brute mesurée ($I_{eff} = P_{brute} - ETR - \partial V_{Stock}$). La valeur dépendra évidemment des estimations de l'ETR et du stock d'humidité des sols.

A partir des valeurs journalières de l'ETP, l'évapotranspiration réelle s'obtient en calculant pour chaque jour la recharge ou la décharge du stock d'humidité des sols qui retient l'eau à proximité de la surface et en permet l'évaporation ou la transpiration. Les valeurs varient considérablement d'un auteur à l'autre. Dans le sud de la France les valeurs admises oscillent entre 20 et 100 mm (p. ex. SILVESTRE 1977, MUDRY comm. pers.). En Franche Comté, dans le Vercors ou dans la Nièvre, les valeurs utilisées dans les bilans sont comprises entre 50 mm et 100 mm (p. ex. JAQUEMIN 1984, PETITFILS 1981, VINTER 1973). En Suisse, MATTHEY (1976) propose également des valeurs comprises entre 50 et 100 mm alors que PRIMAULT (1963) donne des valeurs comprises entre 70 et 130 mm pour l'eau transpirable rapidement par les plantes, valeurs auxquelles il faudrait ajouter l'eau disponible pour la

transpiration lente des plantes. En Belgique, MEUS (1993) utilise une valeur de 100 mm. AURELI & MUSARRA (1975), se basant sur les résultats de THORNTON & MATHER (1957) proposent différentes valeurs selon l'épaisseur, la nature des sols et le type de végétation. Pour des prairies, les valeurs sont comprises entre 85 et 200 mm selon le type de sol. Pour un sol sablo-argileux recouvert de prairie, comparable aux sols du bassin versant de la Milandrine, ces auteurs donnent une valeur de 140 mm. Sauf pour des sols très minces, aucune des valeurs proposées n'est inférieure à 65 mm. La valeur réelle moyenne du stock d'humidité des sols étant difficile à estimer (épaisseur, types de sols et végétation variables), les premiers essais ont été effectués avec une valeur du stock de 100 mm.

La valeur maximum du stock influence considérablement la valeur calculée de l'ETR. En effet, si le stock d'humidité du sol est rempli, les précipitations sont habituellement considérées comme entièrement efficaces, si le stock est incomplet, les précipitations servent à compléter le stock avant d'alimenter l'aquifère. Enfin, si le stock est vide, il n'y a plus d'eau disponible pour l'évapotranspiration.

En appliquant cette méthode, des valeurs d'évapotranspiration réelle et d'infiltration efficace ont été obtenues. Cependant, les calculs aboutissent rapidement à une contradiction : plusieurs crues apparaissent sans infiltrations efficaces correspondantes (la pluie ne couvre pas le déficit du stock d'humidité des sols). Pour pallier à cet inconvénient, nous avons choisi de fixer une valeur maximale journalière de 10 mm d'alimentation du stock (au plus 10 mm par jour de pluie brute peuvent alimenter le stock, le reste de la pluie brute alimente l'aquifère). De cette façon, seules quelques très petites crues restent sans infiltration efficace.

Cette approche permet de calculer l'ETR journalière et d'établir le bilan hydrologique des trois cycles étudiés. Quatre valeurs de stock d'humidité des sols ont été retenues : 100 mm, 140 mm, 150 mm et 200 mm. A titre d'exemple, deux de ces simulations sont présentées ici (tableau 3).

Tableau 3 : Sommes des infiltrations efficaces et des évapotranspirations réelles calculées avec différentes valeurs du stock d'humidité des sols et du seuil journalier de l'infiltration dans les sols. Les calculs effectués avec un stock d'humidité plus élevé (150 et 200 mm) donnent des ETR trop élevées.

Cycle	90/91	91/92	92/93
ETR (mm)	436	479	530
Inf. eff. (mm)	439	590	522
ΔV stock	6	0	-21

Stock d'humidité du sol de 100 mm, limite de recharge journalière de 10 mm.

Cycle	90/91	91/92	92/93
ETR (mm)	475	519	544
Inf. eff. (mm)	399	550	482
ΔV stock	5	0	-47

Stock d'humidité du sol de 140 mm, limite de recharge journalière de 10 mm.

Le choix des valeurs les plus satisfaisantes se fait de façon indirecte à partir du calcul du bilan hydrologique annuel, il s'agit en fait du calage du modèle choisi pour le calcul des infiltrations efficaces.

La lame écoulée ($L_{\text{lame écoulée}} = Q + R + \partial V_{\text{réserves}}$), pour être comparée à l'infiltration efficace, doit être ramenée à une lame d'eau sur le bassin versant. La surface de ce dernier influencera donc la valeur calculée. La superficie est comprise entre 4,5 et 5 km². Le terme R (ruissellement de surface) est négligeable dans le bassin versant de la Milandrine. Le terme Q est mesuré et le $\partial V_{\text{réserves}}$ (variation des réserves de l'aquifère) est faible sur un cycle hydrologique, cette dernière valeur peut par ailleurs être estimée par la méthode de Paloc et Forkasiewicz modifiée (GRASSO 1993).

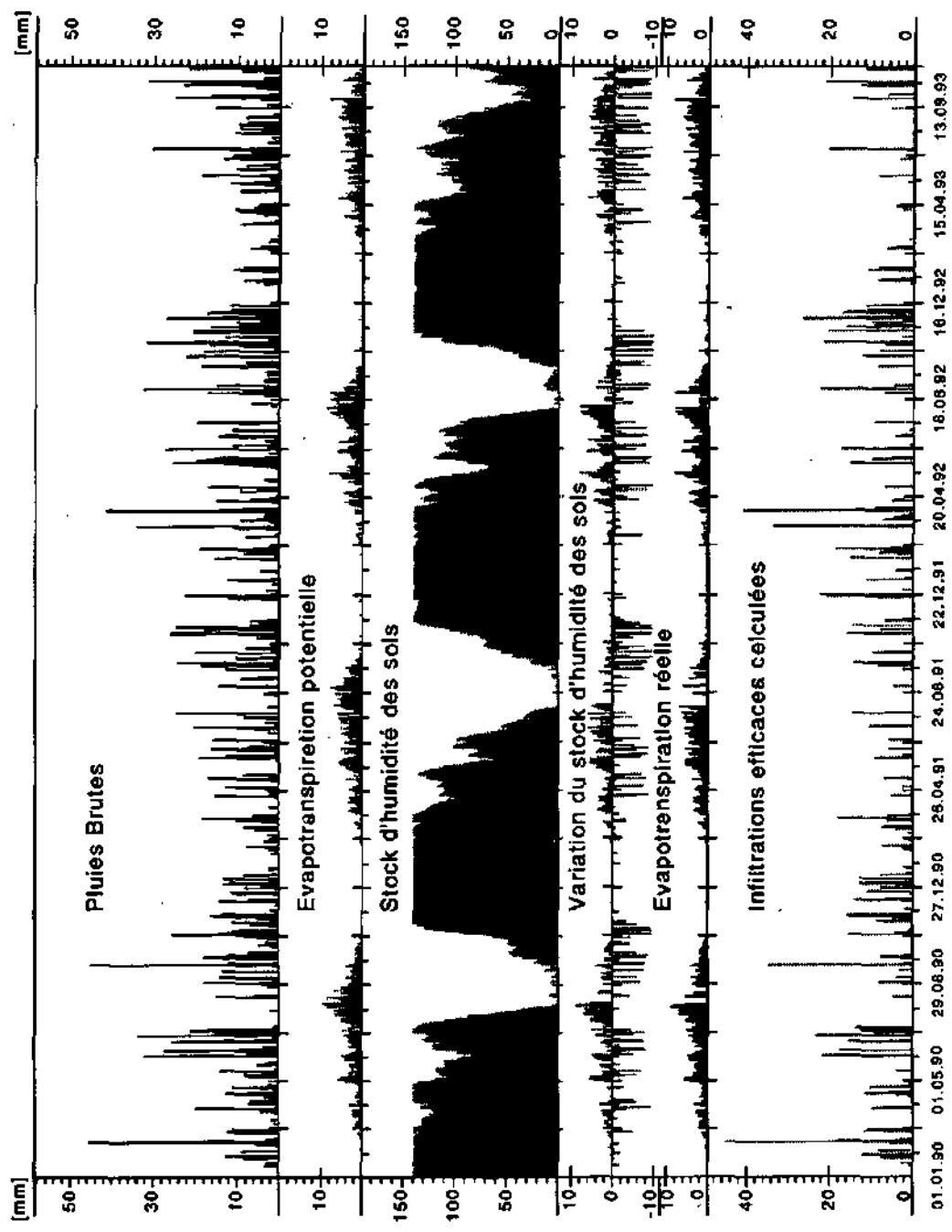
Tous les bilans ont donc été calculés pour les valeurs d'infiltration efficace obtenues avec des stocks d'humidité des sols de 100, 140, 150 et 200 mm, et avec des superficies du bassin versant de 4,5 et 5 km². Les résultats les plus cohérents ont été obtenus avec un stock d'humidité de 140 mm, une limite d'infiltration journalière de 10 mm et une surface du bassin versant de 4,5 km² (tableau 4). Les infiltrations efficaces journalières correspondantes sont représentées à la figure 2.

Tableau 4 : Bilans hydrologiques du bassin de la Milandrine amont (superficie de 4,5 km², stock d'humidité des sols de 140 mm et limite journalière d'alimentation du stock d'humidité des sols de 10 mm).

Cycle	Oct.90- Sept.91	Oct.91- Sept.92	Oct.92- Sept.93
Volume écoulé (m ³)	1'851'036	2'094'365	2'105'896
Volume écoulé / surface de 4,5 Km ² (mm)	411	465	468
Variation de réserve à la fin du cycle (m ³)	- 31'026	253'314	- 228'735
Var. réserve / surface de 4,5 Km ² (mm)	- 6,9	56,3	- 50,8
Infiltration efficace calculée (mm)	399	550	482
Vol. disponible (mm) = I_{eff} - Var. réserve	406	494	533
Ecart sur le bilan (mm)	5,3	-28,7	64,8
Ecart sur le bilan en % de volume écoulé	1	-6	14

Figure 2 : Infiltrations efficaces calculées avec un pas de temps journalier à partir de : (1) chroniques des pluies brutes; (2) évapotranspiration potentielle journalière calculée en hiver à partir de la formule de Primault et en été à partir des mesures d'évaporation dans un bac; (3) valeur journalière du stock d'humidité des sols dont la valeur maximale retenue est de 140 mm; (4) variation journalière du stock d'humidité des sols; (5) valeur journalière de l'évapotranspiration réelle calculée en fonction du stock d'humidité des sols.

Les valeurs d'infiltration efficace calculées sont satisfaisantes; elles semblent bien corrélées aux variations de débit de l'exutoire du bassin et les erreurs sur les bilans annuels calculés avec ces valeurs restent inférieures à 15 %.



4. Conclusion

Une meilleure connaissance des mécanismes d'infiltration dans les sols non saturés de même qu'une meilleure connaissance des sols eux-mêmes (composition, fonctionnement hydraulique et hétérogénéité spatiale) serait nécessaire pour affiner le calcul des infiltrations efficaces sur un bassin versant avec un pas de temps journalier.

Néanmoins, le calcul des infiltrations efficaces journalières sur le bassin versant de la Milandrine a été possible en utilisant la formule de Primault et des mesures directes d'évaporation. Le calcul habituel faisant intervenir le stock d'humidité des sols pour le calcul de l'évapotranspiration réelle ne donnait pas satisfaction et il a fallu admettre l'existence d'un seuil maximum d'alimentation journalière du stock d'humidité des sols. Ce seuil a été estimé à 10 mm. La bonne connaissance des bilans hydrologiques annuels a permis de calculer la valeur du stock d'humidité du sol à 140 mm pour ce bassin versant.

Les résultats obtenus donnent des valeurs journalières de l'ETR et des infiltrations efficaces qui sont cohérentes avec les bilans hydrologiques et avec les estimations directes. Jusqu'ici, les valeurs calculées paraissent satisfaisantes.

Remerciements

Nous tenons à remercier le Professeur J. Mudry de l'Université de Besançon, France et le Dr F.-D. Vuataz du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel pour leurs critiques constructives lors de la relecture de cette note brève. Bon nombre de données de l'Institut suisse de Météorologie nous ont été très utiles. Les données de pluies et de débits mesurées dans le cadre des travaux liés à la N-16 Transjurane par les bureaux MFR-SA de Delémont et RWB de Porrentruy sont à la base même de ce travail, nous profitons ici de les remercier chaleureusement. Nous apprécions également la mise à disposition de toutes ces données par le service des Ponts-et-Chaussées de la république et canton du Jura.

Les recherches menées sur le bassin de la Milandrine sont financées par le projet européen CDST-65 et le Fonds national pour la recherche scientifique (requêtes Nos 20-36'418.92, 20-40'624.94).

Références

- AURELI A. & MUSARRA F. 1975. Idrogeologia del bacino del fiume Alcantara (Sicilia). Atti III conv. int. acqua sott., I.A.H., Palermo.
- DRACOS Th. 1980. Hydrologie, eine Einführung für Ingenieure. Springer Verlag Ed., 194 pp.

- GRASSO A. D. 1993. Comparaison de différentes méthodologies appliquées à l'étude des systèmes karstiques : application sur le site de Bure (Jura, Suisse). Diplôme spécialisation hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 93 pp., non publié.
- HORTON R. E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Proc. Soil Sci. America*, 5 : 399-417.
- JACQUEMIN Ph. 1984. Réponses hydrodynamiques des hauts bassins du Doubs et de la Loue : simulations des écoulements; influence de l'enneigement et de la traversée du Lac St-Point; étude des pertes du Doubs. Thèse sci., Univ. Besançon, 169 pp., non publié.
- JEANNIN P.-Y. 1995. Action CDST 65 - Projets Bure et Hölloch (Suisse) : cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles. *Bull. d'Hydrogéologie*, 14, ce volume.
- MATTHEY B. 1976. Hydrogéologie du bassin de la Serrière et du Seyon. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, 324 pp., non publié.
- PENMAN H. L. 1956. Estimating evaporation. *Trans. Amer. geoph. Un.* 37 : 43-50.
- PETITFILS B. 1981. Etude d'un système aquifère complexe dans les calcaires du Jurassique de la Nièvre - Aspects hydrodynamiques, hydrochimiques et géophysiques. Thèse, Univ. Orléans, 236 pp., non publié.
- PRIMAULT B. 1963. Du calcul de l'évapotranspiration. *Arch. Met. Geoph. Biokl. B.*, Bd. 12, H. 1, Zürich : 124-150.
- SYLVESTRE J.-P. 1977. Etude hydrogéologique de la Montagne du Lubéron (Vaucluse). Thèse, Univ. de Provence, 259 pp., non publié.
- THORNTON C. W. & MATNER J. R. 1957. Introduction and tables for computing potential evapotranspiration and water balance. *Publ. Clim. Drexel Inst. Technol.*, 10.
- THORNTON C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. revue*, 38 : 55-94.
- TURC L. 1954. Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Troisièmes journées d'hydrologie*, Alger : 36-43.
- VINTER J.-P. 1973. Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans-Méaudre, massif du Vercors. Thèse, Univ. Grenoble, 150 pp., non publié.

Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst

par Pierre-Yves Jeannin* & Alessandro D. Grasso*

RÉSUMÉ

Trois approches différentes démontrent que les parties peu perméables (calcaires fissurés) des aquifères karstiques sont alimentées par les infiltrations depuis la surface du sol. Sur le bassin versant de la Milandrine (Jura Suisse) environ 50 % des infiltrations efficaces transitent par les volumes de roche peu perméable, le reste (environ 50 %) rejoint rapidement le réseau de conduits karstiques. L'épikarst semble être responsable de cette répartition : il absorbe la totalité des infiltrations et en guide rapidement une partie vers le réseau karstique; le reste est stocké à la base de l'épikarst et alimente lentement les parties peu perméables de l'aquifère.

Pour estimer la répartition des infiltrations entre les volumes de roche peu perméable et les conduits karstiques, la première méthode utilisée est l'observation directe dans des forages de la recharge des parties peu perméables de l'aquifère. L'amplitude des variations de niveau d'eau dans ces parties multipliées par la porosité efficace de la roche et la surface d'alimentation permet d'obtenir une idée du volume d'eau transitant dans les volumes de roche peu perméable. La deuxième méthode consiste à comparer le volume du flot de base au volume du flot total. Cette méthode permet d'obtenir facilement une bonne approximation. La troisième méthode utilise des comparaisons par crue entre les infiltrations efficaces et le volume des crues. Cette méthode est plus difficile à mettre en oeuvre et plus approximative, mais elle donne d'importants renseignements sur la variabilité temporelle de cette répartition.

MOTS-CLÉS

Karst, épikarst, hydrogramme, calcaire fissuré, réseau karstique, hydrodynamique

ABSTRACT

Three different approaches show that the low permeability parts (fissured limestones) of karstic aquifers are fed by infiltrations from the soil surface. In the Milandrine basin (Swiss Jura) about 50% of the recharging infiltrations pass through low permeability rocks, the remainder (about 50%) rapidly rejoins the karst conduit network. The epikarstic zone seems to be the cause of this division : it absorbs all the recharging infiltrations and directs a part of them quickly to the karst network; the rest is retained at the base of the epikarst and slowly feeds the low permeability zones of the aquifer.

* Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

To estimate the sharing of infiltrations between low permeability rock volumes and karst conduits, the first method used is that of direct observation in boreholes of the recharge of the low permeability zones of the aquifer. The amplitude of the water level variations of these zones multiplied by the effective drainage porosity of the rock and the intake area gives an idea of the quantity of water passing through rock of low permeability. The second method is to compare the volume of base flow to total flow. This gives a good approximation very easily. The third method uses comparisons during flood stage between the recharging infiltrations and the flood volume. This method is more difficult to carry out and more approximate, but gives important information on the temporal variation of the division.

KEY-WORDS

Karst, epikarst, hydrographs, fissured limestone, karst network, hydrodynamics

1. Introduction et but

La schématisation proposée dans JEANNIN (1995a, ce volume) pose le problème des infiltrations respectives dans les parties peu perméables et dans les conduits. Dans les modèles utilisés dans le cadre du Projet COST-65 (KIRALY *et al.* 1995, ce volume), les fonctions d'entrée admises pour recharger ces deux parties respectives influencent considérablement les réponses globales et le fonctionnement de l'aquifère. Les modélisations laissent supposer qu'il existe une alimentation non négligeable du réseau karstique directement depuis la surface, mais qu'il existe également une alimentation des parties peu perméables.

Le but de cette note est d'estimer, dans un aquifère réel sans pertes concentrées en surface (site de la Milandrine, voir JEANNIN 1995a, ce volume), s'il existe une alimentation du réseau karstique, et s'il existe également une recharge des parties peu perméables de l'aquifère. Elle vise également à fixer les ordres de grandeur des infiltrations respectives dans les parties peu perméables et dans le réseau karstique, ainsi qu'à en évaluer grossièrement les variations dans le temps.

Le partage des infiltrations entre conduits karstiques et volumes peu perméables implique l'existence d'un mécanisme qui répartit les infiltrations. Dans les modèles, pour parvenir à simuler correctement la réponse d'un exutoire karstique, il faut introduire une "couche superficielle perméable" dont le rôle est de rassembler rapidement les eaux et de les conduire dans le réseau de conduits karstiques (KIRALY *et al.* 1995, ce volume). Malgré l'existence de cette couche, il subsiste, dans le modèle, une circulation (recharge/décharge) d'eau dans les parties peu perméables de l'aquifère. L'ordre de grandeur du pourcentage de l'eau alimentant directement les conduits et celui de l'eau alimentant les volumes de roche peu perméable n'est toutefois pas clairement fixé. Par ailleurs, les observations de terrain ont montré depuis longtemps qu'il existe une couche fracturée et fortement corrodée à la surface du substratum rocheux des aquifères karstiques. Cette couche nommée épikarst (MANGIN 1975) pourrait bien jouer un rôle hydraulique important sur le fonctionnement des aquifères karstiques. SMART & FRIEDERICH (1986) proposent, sur la base de mesures de terrain, le schéma conceptuel suivant du fonctionnement de l'épikarst (figure 1) :

- en hautes eaux, l'épikarst, très perméable, absorbe immédiatement toutes les infiltrations. Il en transfère rapidement une partie (par des petits conduits) vers les conduits majeurs du réseau karstique, le reste étant stocké à la base de l'épikarst;
- en basses eaux, la partie de l'eau piégée à la base de l'épikarst dans une zone moyennement perméable s'égoutte lentement dans les volumes de roche peu perméable du karst.

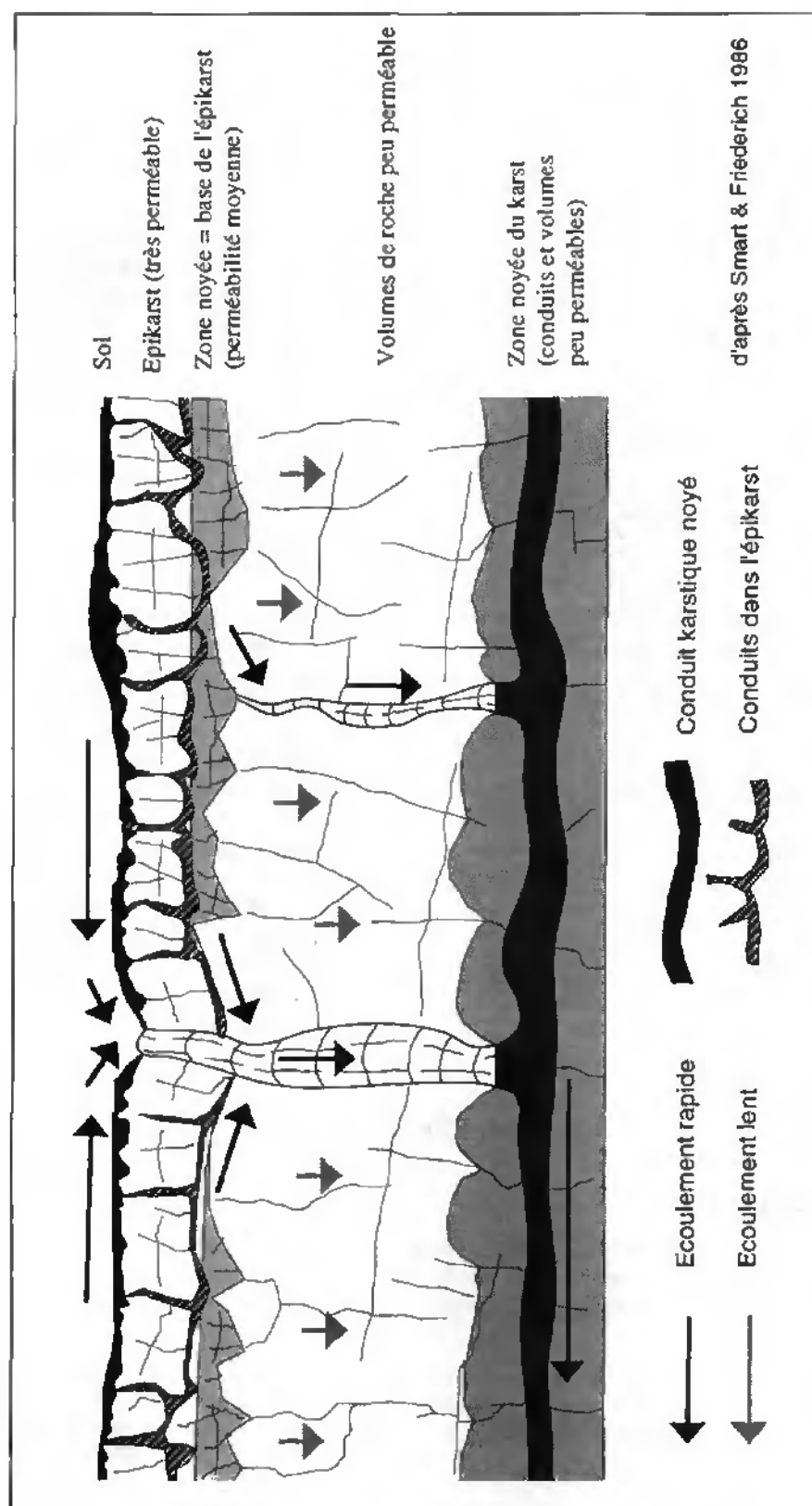


Figure 1 : Schéma de fonctionnement de l'épikarst (d'après SMART & FRIEDERICH 1986). En hautes eaux, l'épikarst, très perméable, absorbe rapidement toutes les infiltrations. Il en transfère rapidement une partie (par des petits conduits) vers les conduits majeurs du réseau karstique, le reste est stocké à la base de l'épikarst. En basses eaux, la partie de l'épikarst s'égoutte lentement dans les volumes de roche peu perméable du karst.

Une meilleure connaissance de la recharge respective des volumes peu perméables et du réseau karstique peut ainsi fournir des indications précieuses sur l'existence et le fonctionnement de l'épikarst.

Relevons pour terminer que ces estimations nécessitent une connaissance suffisante des infiltrations efficaces totales dans l'aquifère. Ce problème se réfère principalement à l'étude de la zone non saturée en milieu poreux (sols) et aux problèmes climatologiques (calcul de l'évapotranspiration). La note brève de JEANNIN & GRASSO (1995, ce volume) présente la méthode utilisée pour obtenir ces valeurs.

2. Méthodes utilisées

Pour évaluer la proportion d'alimentation respective des volumes de roche peu perméable et du réseau de conduits karstiques, trois approches seront utilisées :

- 1) mesures directes dans les drains et les volumes peu perméables;
- 2) évolution du flot de base en pourcentage du flot total;
- 3) décomposition du bilan hydrologique.

Pour les trois approches, il sera admis, en l'absence de pertes localisées, que le flot de base de l'hydrogramme correspond à la vidange des parties peu perméables de l'aquifère (conformément à MANGIN 1982, KIRALY & MOREL 1976, SCHOELLER 1967, etc.). L'hydrogramme¹ est donc schématiquement décomposé en débit de base (vidange des volumes de roche peu perméable) et en débit de crue (vidange rapide du réseau de conduits karstiques). La première approche utilisée permet d'ailleurs de vérifier la validité de cette hypothèse.

La méthode No 1 consiste à comparer les chroniques du flot de base (recharge et décharge des volumes de roche peu perméable) avec les niveaux d'eaux mesurés dans des forages situés dans les parties peu perméables de l'aquifère. Dans l'approche No 2 de l'évolution du flot de base, le volume total du flot de base est comparé au volume d'eau total écoulé à l'exutoire sur des cycles hydrologiques annuels. Enfin, pour la troisième méthode de la décomposition du bilan hydrologique, des bilans sur de courtes périodes (crues ou groupes de crues) sont établis et le volume respectif des crues et du flot de base est comparé au volume des infiltrations efficaces.

3. Méthode No 1 : Observations directes dans les forages

3.1. Introduction

Les forages dans les terrains karstiques recoupent des milieux dont les perméabilités varient entre 10^{-9} m/s et 10 m/s. De rares forages atteignent les parties très perméables (conduits) et la majorité d'entre-eux recoupent des terrains dont les perméabilités sont comprises entre

¹ Il est admis que l'hydrogramme considéré représente le débit total d'exhaure du bassin versant considéré, ce qui peut être garanti pour le bassin de la Milandrine amont utilisé comme exemple pour cette note.

10^{-4} et 10^{-8} m/s. Cette forte hétérogénéité des perméabilités induit un "effet d'échelle" (KIRALY 1978) qui traduit le fait que la mesure de la perméabilité dépend de l'échelle à laquelle on la mesure. À l'échelle de quelques dizaines de mètres (longueur des forages), la perméabilité est généralement de l'ordre de 10^{-6} m/s, c'est-à-dire des perméabilités de "volume de roche peu perméable". Si ces derniers se rechargent, les potentiels hydrauliques doivent varier au cours du temps. Si c'est le cas, sur la base de quelques mesures de porosité des calcaires, de la surface du bassin versant et de l'amplitude des variations de niveau dans les forages, il est possible d'estimer l'ordre de grandeur du volume d'eau de recharge des volumes peu perméables, et d'y observer directement les périodes de recharge et de décharge.

3.2. Observations et mesures

Sur la base de mesures de perméabilités faites par des essais d'infiltration ou des essais entre obturateurs (slug tests ou essais d'infiltration), il est raisonnable d'admettre que les forages Mil 4, Mil 8 et Mil 9 (entre autres) recoupent des milieux de faibles perméabilités ("volumes de roche peu perméable"). Si le flot de base représente l'écoulement issu du milieu recoupé par ces forages, les niveaux d'eau doivent approximativement suivre les variations du flot de base de la Milandrine amont (exutoire du système considéré).

Le niveau d'eau dans le forage Mil 4 (figure 2) est effectivement bien corrélé avec le débit de base de la Milandrine. Le niveau dans le forage Mil 9 n'a pas été mesuré très régulièrement jusqu'en mai 93, ce qui fait que la chronique est courte (mai 93 à fin septembre 93), mais la corrélation entre le niveau d'eau dans le forage et le débit de base de la Milandrine semble assez bonne. Cependant, lors des crues, le niveau monte et redescend très rapidement traduisant un comportement temporairement influencé par des conduits. Le niveau d'eau dans le forage Mil 8 a été mesuré régulièrement depuis juin 92. Il présente un comportement extrêmement variable, tantôt parallèle, tantôt opposé au débit de base de la Milandrine et au comportement des autres forages voisins. Rappelons que la mesure du niveau d'eau dans un forage n'est que la résultante des potentiels recoupés (voir JEANNIN 1995b, ce volume). Or, les mesures de potentiels hydrauliques effectuées entre obturateurs ont montré que ce forage recoupe des milieux dont les potentiels hydrauliques et les comportements hydrodynamiques sont très différents. La contribution sur la mesure du niveau d'eau de ces différents milieux varie certainement au cours du temps, ce qui engendre le comportement observé. Jusqu'ici les variations du niveau d'eau observé dans le forage Mil 8 restent difficiles à interpréter sans de nouvelles mesures entre obturateurs. Ce forage ne peut pas être considéré comme traduisant le comportement typique d'un volume peu perméable de l'aquifère.

Entre les niveaux maximum et minimum atteints dans les forages "peu perméables" (forages Mil 4 et Mil 9), le battement est de l'ordre de 4 à 6 mètres, ce qui, multiplié par la superficie du bassin versant (4.5 km^2) et la porosité (estimée à 2 % sur la base de la mesure de la porosité totale d'une dizaine d'échantillons), donne un volume d'eau de $360'000$ à $540'000 \text{ m}^3$ (variation du volume des réserves).

Les valeurs du débit de base sont comprises entre 15 l/s (vidange maximum des réserves) et 55 à 65 l/s (recharge maximum des réserves). Sans réalimentation, le débit de base passe de son maximum à un débit d'étiage en deux mois environ. Ces fluctuations du flot de base correspondent à des variations du volume des réserves de l'ordre de $100'000$ à $150'000 \text{ m}^3$.

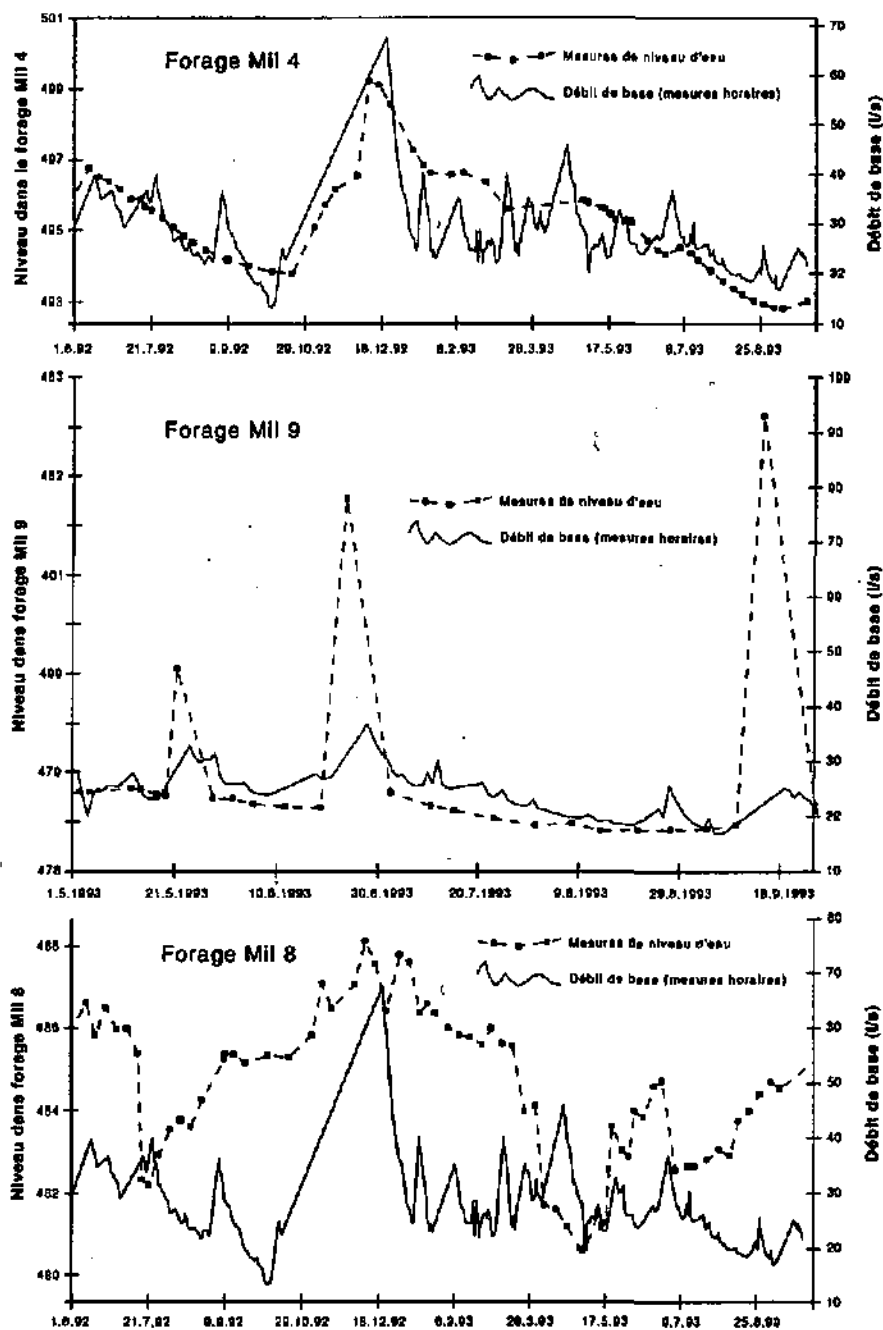


Figure 2 : Chronique du flot de base et des niveaux d'eau dans quelques forages (Mil 4, Mil 9 et Mil 8). Le flot de base évolue parallèlement au niveau d'eau dans les forages peu perméables (Mil 4 et Mil 9). Le forage Mil 8 présente un comportement tout à fait particulier (voir aussi JEANNIN 1995b, ce volume).

Ce calcul très simple montre que les valeurs de porosité utilisées sont trop élevées, de même que celles des volumes de roche peu perméable de l'aquifère. Il est en effet peu raisonnable de penser que la porosité totale est équivalente à la porosité efficace, que les volumes peu perméables occupent toute la surface de l'aquifère et que les trois forages utilisés donnent des valeurs exactes de battement de la surface de la nappe d'eau. En utilisant des valeurs de porosité de 0.7 à 1 % trouvées dans la littérature (KIRALY 1973) pour les calcaires du Jura, des volumes peu perméables occupant 90 % de la surface du bassin versant et un battement de quatre mètres, l'estimation de la variation des réserves des volumes de roche peu perméable de l'aquifère est alors comprise entre 115'000 et 162'000 m³.

3.3. Conclusion

L'évolution des niveaux d'eau dans les volumes de roche peu perméable de l'aquifère (forages Mil 4 et Mil 9) correspond assez bien à l'évolution du flot de base de la Milandrine, ce qui permet de confirmer l'hypothèse que le flot de base correspond à la vidange des volumes de roche peu perméable et démontre qu'il existe une recharge non négligeable des parties peu perméables de l'aquifère.

Les volumes d'eau stockés dans les volumes de roche peu perméable, calculés à partir de la porosité de la roche, de la surface du bassin versant et des mesures de variations de niveau d'eau dans trois forages sont assez nettement surestimés (4 à 5 fois). Des valeurs de porosité efficace de 0.7 à 1 %, une surface des volumes peu perméables couvrant 90 % de la surface du bassin versant et des battements de 4 mètres aboutissent à des valeurs nettement plus raisonnables.

4. Méthode No 2 : Evolution du flot de base

4.1. Description de la méthode

Le but est d'obtenir la chronique du flot de base (écoulement issu des volumes de roche peu perméable) et de la comparer à la chronique du flot total.

Différentes méthodes de décomposition du débit de base peuvent être utilisées, elles dépendent du schéma conceptuel que l'on se fait de la relation hydrodynamique entre volumes peu perméables et conduits karstiques (par exemple, en cas d'inversions de gradient, le flot de base devient nul pendant les périodes d'inversion). Aucune de ces méthodes n'est objective (DRACOS 1980). La méthode la plus simple a été retenue, c'est-à-dire une droite reliant le point de début de la crue au point de la fin de la décrue.

Si le début de la crue est facile à déterminer, la fin de la décrue est plus arbitraire. Deux approches ont été considérées. La première est celle de LINSLEY *et al.* (1975) qui propose une méthode qu'il applique à des cours d'eau de surface : il calcule le point de fin de décrue (t_n) avec la formule empirique suivante : $t_n = 19.2 \cdot S^{0.2}$ (S = surface du bassin versant) ce qui, à la Milandrine, donne $t_n = 26.5$ heures après le sommet de la crue, ce qui est manifestement trop court (t_n se trouve encore en pleine décrue si l'on considère les méthodes traditionnelles de décomposition des hydrogrammes, voir GRASSO & JEANNIN 1994).

Une autre approche a été considérée : il est admis que la décrue est principalement non exponentielle et correspond à la vidange des conduits; il est également admis que la fin du tarissement correspond à la vidange exponentielle d'un "milieu poreux" (volumes de roche peu perméable). Entre les deux il faut choisir un point de séparation. La méthode choisie se base sur la décomposition des hydrogrammes en trois vidanges exponentielles (PALOC & FORKASIEWICZ 1967). Dans ce cadre, il est raisonnable de penser qu'il y aura dominance de la vidange des parties peu perméables lorsque le débit sera constitué principalement du flot lié au plus petit α (coefficient de tarissement). La fin de la décrue peut ainsi être considérée à partir du moment où le débit lié au dernier α est prépondérant (>90%, >95% ou >99%). Or cette façon de faire implique que la fin des décrues (flot de base) n'est, en Suisse, atteint qu'une ou deux fois par année (par exemple, avec 99%, ce point est atteint à la Milandrine plus de 1500 h après le sommet de la crue).

Un choix un peu arbitraire nous a conduit à considérer la fin de la décrue lorsque la droite de pente α_2 (réservoir intermédiaire) recoupe la droite de pente α_3 , c'est-à-dire que le débit total est formé de 50 % de chacune des deux composantes. Cette méthode permet d'obtenir assez facilement la chronique du débit de base.

Il est alors aisé de présenter les variations du débit de base par rapport au débit de base moyen ou au débit total. Le volume total écoulé du flot de base sur plusieurs cycles hydrologiques permet d'estimer le volume d'eau qui a transité par les parties peu perméables de l'aquifère. La comparaison avec le volume total écoulé à l'exutoire sur la même période permet d'obtenir la proportion globale des eaux qui ont transité par les volumes peu perméables et de celles qui ont transité rapidement dans le réseau karstique.

Les résultats obtenus dépendront du modèle choisi pour séparer le flot de base du flot total. Cependant, une estimation absolument minimaliste du flot de base peut être faite en considérant ce dernier égal au débit minimum mesuré sur toute la période considérée.

4.2. Résultats

Sur la base de quatre décompositions d'hydrogrammes (GRASSO 1993), on peut estimer que le point de recoupement des droites de pentes α_2 et α_3 se trouve entre 5 et 10 jours après le sommet des crues. Ce point correspond à une décroissance journalière du débit de l'ordre de 2 l/s. La fin de la décrue a été considérée au moment où le débit diminue de moins de 2 l/s en 24 heures.

Cette méthode permet d'obtenir la chronique complète du débit de base de la Milandrine amont (figure 3) et de faire une estimation globale de la proportion du débit de base par rapport au débit total écoulé du 1er janvier 1990 au 25 septembre 1993.

Le débit de base considéré est peut-être quelque peu surestimé. Une valeur minimale est obtenue en considérant le débit minimum mesuré comme débit de base (13 l/s). Le flot de base minimum écoulé du 1er janvier 1990 au 25 septembre 1993 est alors de 1'531'000 m³, c'est-à-dire de 21 % du volume total écoulé.

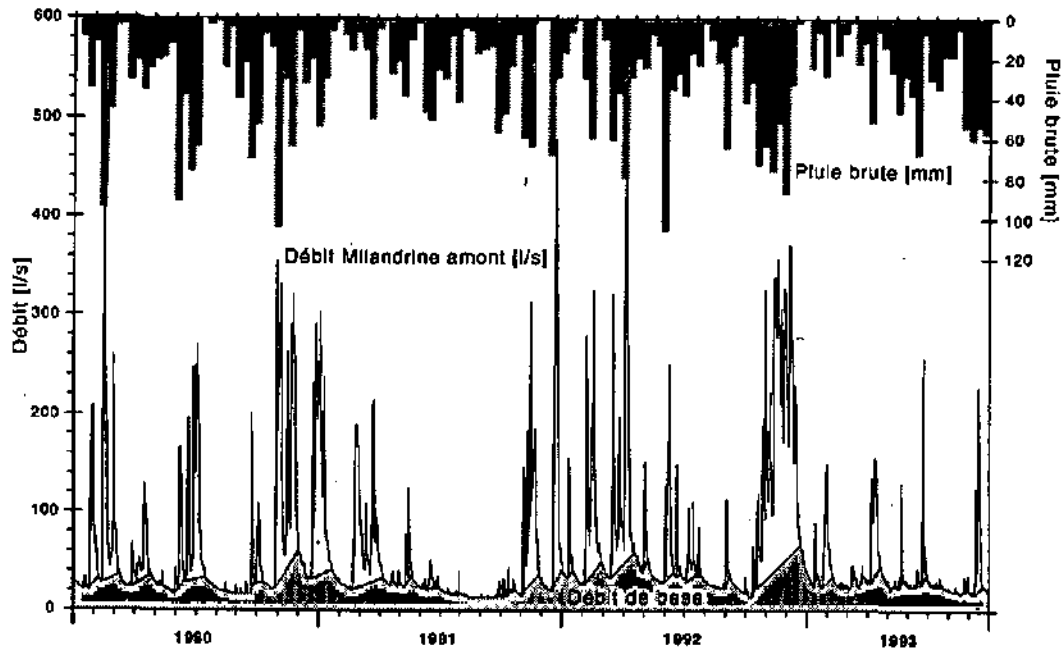


Figure 3 : Chronique du débit de la Milandraine amont, chronique du débit de base et pluie brute. Le volume total de débit de base écoulé représente 47 % du débit total écoulé.

Tableau 1 : Volume du flot de base et du flot total écoulé entre le 1^{er} janvier 1990 et le 25 septembre 1993 à la Milandraine amont. Moyennant quelques hypothèses sur la séparation entre le flot de base et le flot total, il peut être admis que 47 % de l'eau s'infiltre dans les parties peu perméables de l'aquifère, alors que 53 % s'infiltrent rapidement dans le réseau karstique.

Période	Vol. total V_t	Vol. flot de base V_b	Vol. des crues $V_t - V_b$
1/1/1990 - 25/9/1993			
Volume écoulé total [m^3]	7'288'000	3'448'000	3'834'000
Volume / Vol. total [%]	100	47	53

La figure 4 met en évidence des cycles annuels de recharge du flot de base correspondant aux cycles hydrologiques (minima en septembre). Des cycles plus courts sont également visibles; l'importance de la recharge du flot de base dépend principalement de la durée de la période de pluie correspondante (p. ex. nov. à déc. 92 ou nov. 90 à janv. 91) et peu de l'intensité des pluies ou des crues correspondantes (p. ex. fév. 90 ou avril 92).

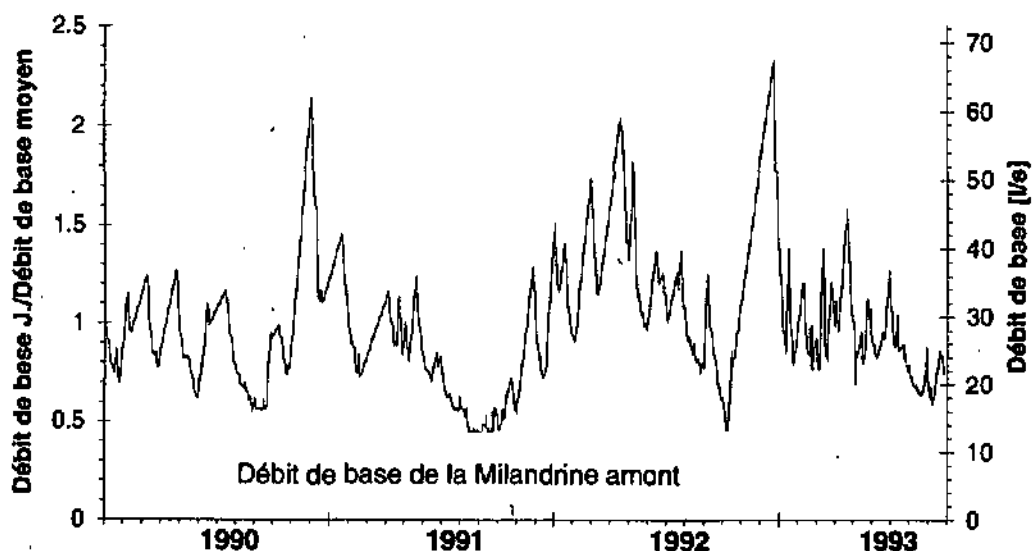


Figure 4 : Chronique du débit de base de la Milandrine amont. Le débit de base varie au maximum d'un facteur 4 et présente des cycles annuels : la recharge se fait d'octobre à mars et la décharge d'avril à septembre. L'axe vertical de gauche représente le rapport du débit de base journalier sur le débit de base moyen.

4.3. Conclusion

Cette approche de la répartition de l'alimentation entre conduits et volumes de roche peu perméable permet d'affirmer que plus de 21 % des infiltrations alimentent les volumes de roche peu perméable, mais vraisemblablement environ 50 %. Les 50 % restant alimentent directement les conduits karstiques. Le flot de base présente des cycles annuels dans lesquels la recharge se fait d'octobre à mars et la décharge d'avril à septembre. A infiltration efficace égale, la recharge semble dépendre davantage de la durée des périodes pluvieuses que de leur intensité.

5. Méthode No 3 : Bilans hydrologiques

Dans la méthode précédente, l'estimation de la répartition des infiltrations se basait sur le rapport des volumes du flot de base et du flot total. La méthode proposée ici se base sur la comparaison du volume des crues et des infiltrations efficaces. Par rapport à la précédente, la présente méthode permet d'obtenir une image de la variabilité dans le temps de cette répartition. Pour ce faire, chaque crue est comparée à l'infiltration efficace correspondante, c'est-à-dire qu'un bilan hydrologique est établi pour chaque crue.

La procédure est la suivante : pour une crue ou un groupe de crues, le flot de base est séparé du flot de crue, le volume de la crue/décru (Q') est ensuite calculé et comparé au volume d'eau qui est entré dans l'aquifère (infiltration efficace correspondant à la crue). Le bilan partiel s'écrit alors :

$$\partial V_{\text{réserves}} = P - \text{ETR} - Q' - \partial V_{\text{Stock}}$$

P = Pluie brute

ETR = évapotranspiration

Q' = volume de la crue/décru sans le débit de base

$\partial V_{\text{Stock}}$ = variation du stock d'humidité des sols

$\partial V_{\text{réserves}}$ = variation de la réserve d'eau dans les volumes de roche peu perméable

La différence entre le volume des infiltrations efficaces ($P - \text{ETR} - \partial V_{\text{Stock}}$) et le volume de la crue/décru (Q') doit correspondre au volume qui a alimenté les volumes de roche peu perméable ($\partial V_{\text{réserves}}$).

Cette méthode permet alors une estimation :

- de la proportion d'eau qui transite rapidement (volume Q' mesuré = réponse rapide du système supposée correspondre à l'écoulement dans le réseau de conduits karstiques, système infiltration de MANGIN 1982);
- de la proportion de l'eau qui transite lentement ($\partial V_{\text{réserves}}$ = variation du flot de base supposé correspondre à l'écoulement dans les parties peu perméables de l'aquifère, système noyé de MANGIN 1982).

Le premier problème est, à partir des pluies brutes, d'estimer les infiltrations efficaces avec un pas de temps suffisamment court pour pouvoir calculer des bilans sur une seule crue. Pour ce calcul, les méthodes classiques de calcul de l'évapotranspiration ont été appliquées et comparées (Tornthwaite, Primault, Turc, Penman). Toutes ces méthodes utilisent un stock d'humidité dans les sols disponible pour l'évapotranspiration et rechargé par les pluies. Le fonctionnement de ce stock a dû être adapté au cas de la Milandrine à cause des particularités des aquifères karstiques. Les méthodes de calcul utilisées pour l'estimation des infiltrations efficaces font l'objet d'une note brève (JEANNIN & GRASSO 1995, ce volume).

5.1. Observations et mesures

Dans la mesure du possible, chaque crue a été considérée individuellement, mais dans certains cas la séparation n'était pas possible, les crues ont alors été considérées par groupes. Une septantaine de crues ou de groupes de crues ont été isolés et pour chaque groupe, le bilan hydrique a été calculé. Pour chaque groupe de crues, les bilans permettent de calculer la lame d'eau infiltrée respectivement dans les volumes peu perméables et dans les conduits. Les différents points obtenus permettent alors d'en évaluer les variations dans le temps (figures 5 et 6).

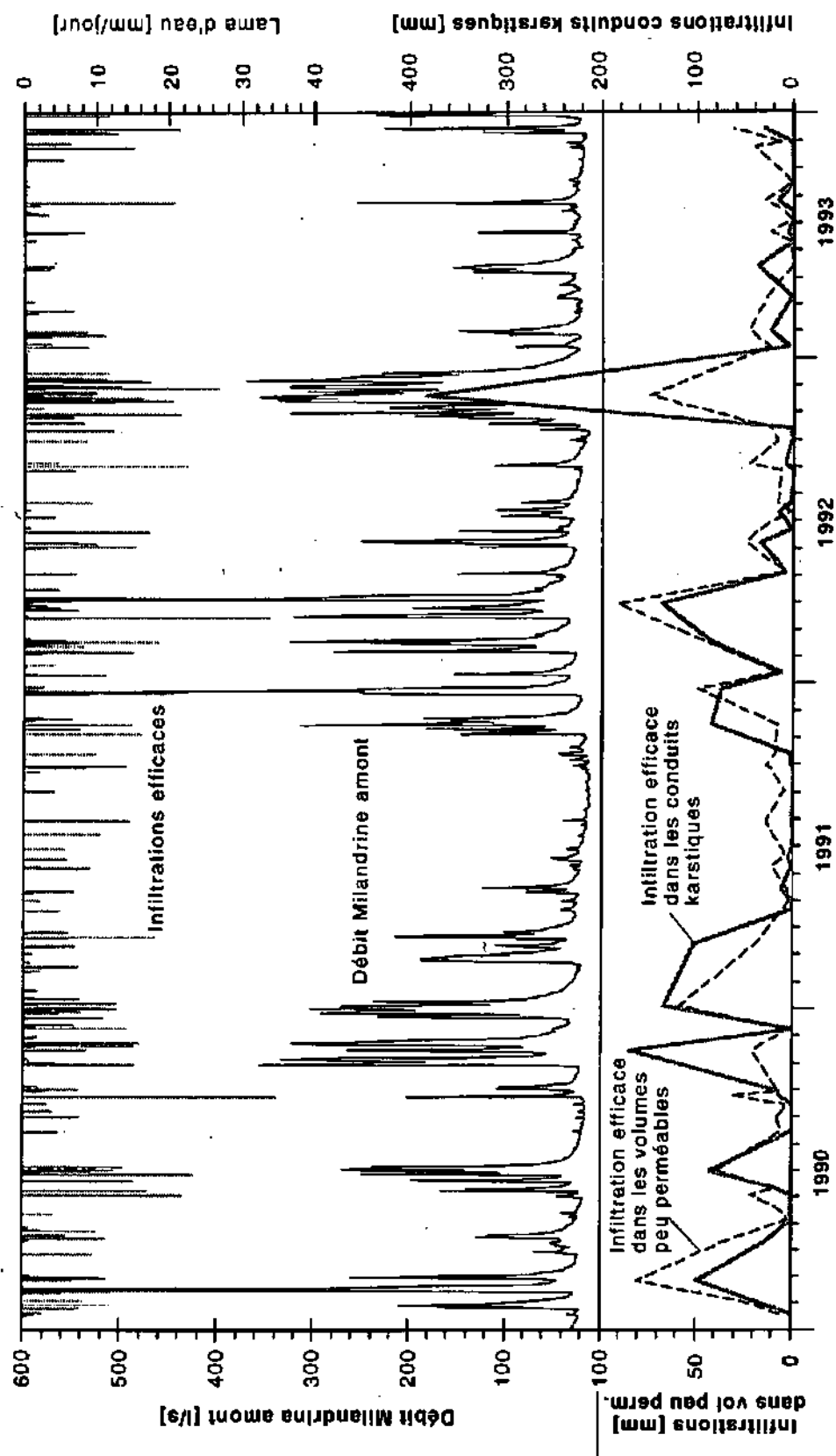


Figure 5 : Chronique des lames d'eau infiltrées respectivement dans les conduits karstiques et dans les parties peu perméables de l'aquifère. Sauf pour quelques périodes de forte recharge, il s'infiltre davantage d'eau dans les parties peu perméables que dans les conduits karstiques.

Généralement la part d'eau qui s'infiltre dans les volumes de roche peu perméable est plus importante que celle qui s'infiltre dans les conduits, bien que la moyenne soit proche de 50 %. Pour sept événements (maxima des pics numérotés 1 à 7 sur la figure 6), la majorité de l'eau s'infiltre dans les conduits. Ces événements ne correspondent pas spécialement à des crues très importantes mais plutôt, semble-t-il, à de longues périodes de forte infiltration (oct.-nov. 90, jan.-mars 91, oct. 91 et oct.-déc. 92, figure 6). Les événements No 3, 5 et 7 doivent résulter d'une sous-évaluation des infiltrations efficaces, qui conduit à sous-évaluer l'eau qui transite dans les volumes de roche peu perméable. La représentation cumulée des ces bilans partiels (figure 7) illustre le fait que globalement sur trois cycles hydrologiques, le volume cumulé d'eau infiltré dans les volumes de roche peu perméable est toujours supérieur à celui infiltré dans les conduits, bien que les deux valeurs restent toujours proches l'une de l'autre et voisines de 50 % des infiltrations efficaces.

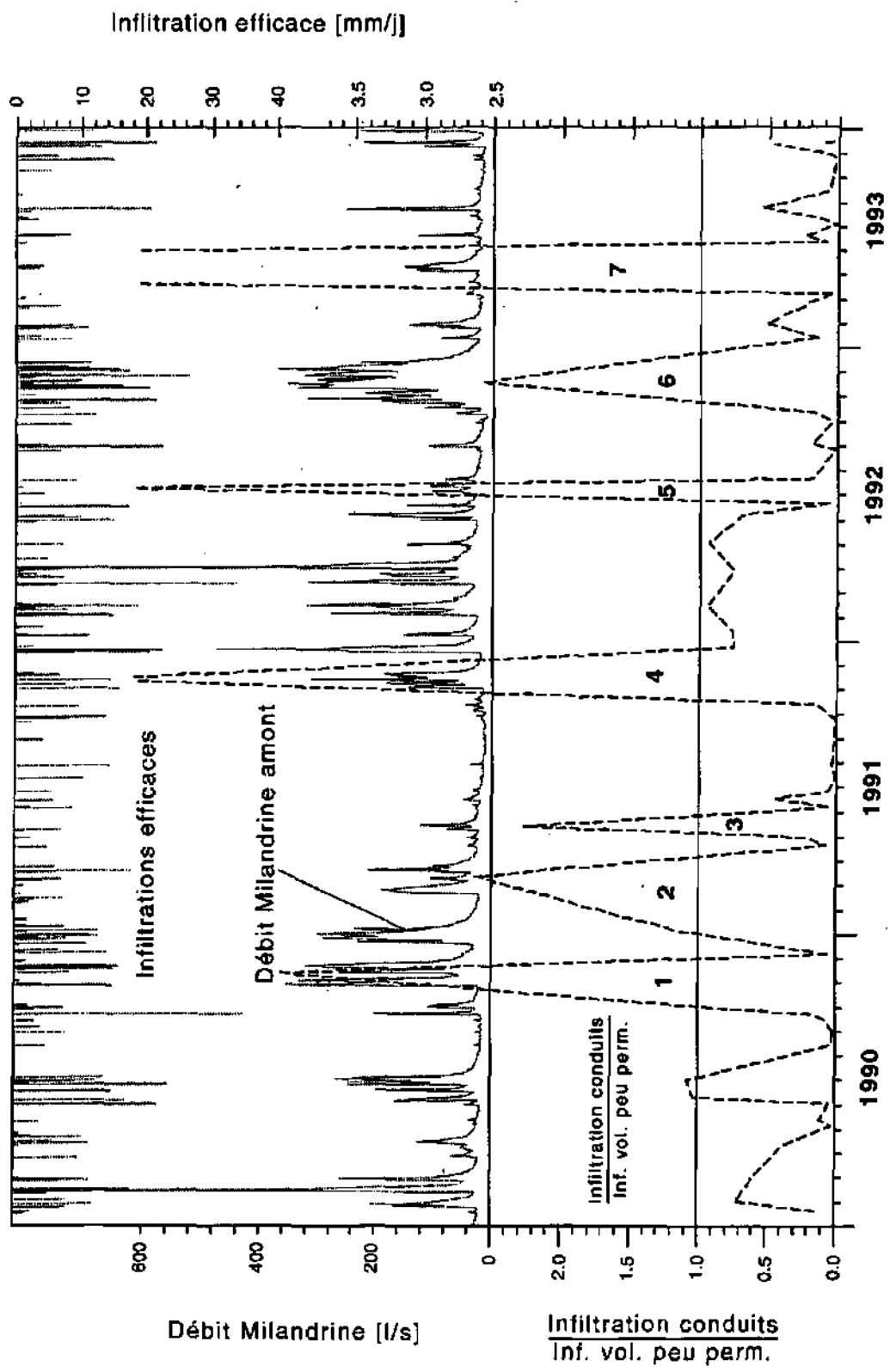
Remarquons que les deux graphiques des figures 5 et 6 dépendent du modèle de calcul de l'évapotranspiration utilisé (JEANNIN & GRASSO 1995, ce volume) et de la représentativité de la mesure même des pluies brutes (lors d'orages locaux, la mesure de la pluie brute peut ne pas correspondre à la lame précipitée sur le bassin versant). Différents essais ont été effectués avec d'autres valeurs d'évapotranspiration, mais l'allure générale des chroniques reste semblable et la répartition des infiltrations efficaces entre les volumes de roche peu perméable et les conduits karstiques varie au plus de 10 à 15 %.

La méthode de séparation entre flot de base et crues influence également le rapport entre l'infiltration dans les conduits et l'infiltration dans les volumes peu perméables. A l'exception d'un modèle à inversion de gradients (flot de base nul pendant les crues), les proportions d'alimentation des volumes peu perméables obtenues avec les autres modèles sont toujours plus élevées que celles présentées ici. Pour des questions de bilans hydrologiques annuels, le modèle linéaire paraît être le plus raisonnable; il donne cependant des valeurs minimum du taux d'infiltration dans les volumes de roche peu perméable.

5.2. Conclusion

La méthode de décomposition du bilan permet d'affirmer que sur le bassin de la Milandrine amont, 50 à 70 % des infiltrations efficaces s'infiltrent dans les volumes peu perméables de l'aquifère (recharge du flot de base), alors que 30 à 50 % de l'eau s'infiltre dans les conduits karstiques et transite rapidement. Ces valeurs sont en bon accord avec celles obtenues par la méthode de l'évolution du flot de base. En outre, ces valeurs moyennes varient considérablement au cours des cycles hydrologiques en fonction de l'intensité et de la durée des pluies.

Cette étude permet de montrer que la relation entre pluie brute et débit n'est absolument pas stationnaire et que par conséquent les études des fonctions de transfert entre pluies brutes et débits proposées par certains auteurs paraissent vouées à l'échec. Par ailleurs, la relation entre infiltration efficace et débit ne semble pas stationnaire non plus, ce qui pose un problème certain face à l'utilisation des modèles de simulation. L'estimation des infiltrations efficaces et de leur répartition entre volumes peu perméables et conduits karstiques devraient être faite avec un grand soin lors des analyses, classifications ou modélisations des aquifères karstiques.



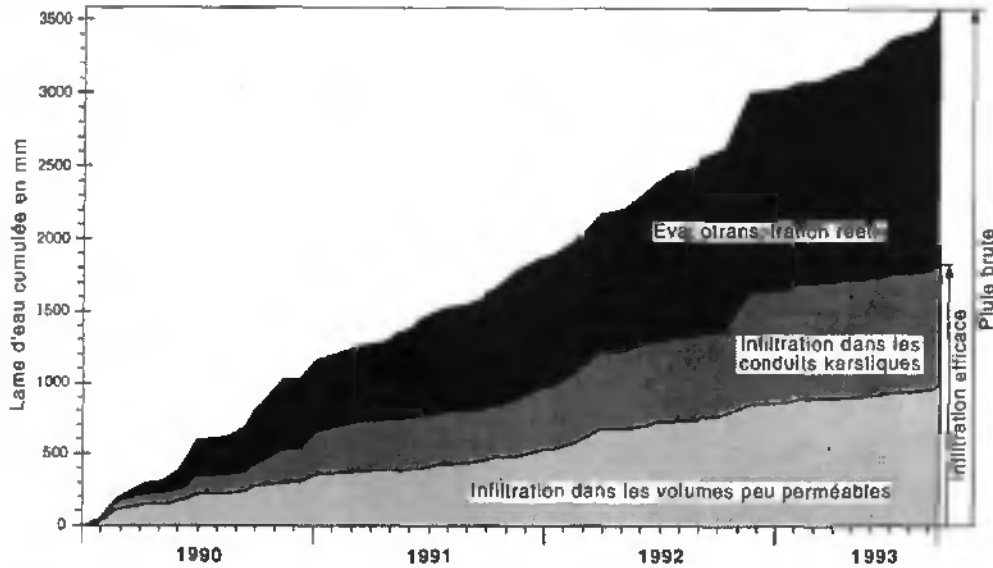


Figure 7 : Bilans cumulés partiels. Globalement le volume cumulé d'eau infiltré dans les volumes de roche peu perméable est toujours supérieur à celui infiltré dans les conduits, bien que les deux valeurs restent toujours proches l'une de l'autre et voisines de 50 % des infiltrations efficaces.

6. Conclusion générale

Les trois approches envisagées dans cet article permettent de penser que les parties peu perméables de l'aquifère karstique de la Milandrine amont sont alimentées directement par les infiltrations des eaux météoriques depuis la surface. Sur le bassin versant considéré environ 50 % des infiltrations efficaces transitent par les parties peu perméables de l'aquifère.

Les observations et calculs effectués sont compatibles avec le schéma de fonctionnement de l'épikarst proposé par SMART & FRIEDERICH (1986). En effet, il semble qu'une partie des infiltrations efficaces (de l'ordre de 50 %) s'infilte rapidement et rejoigne directement les conduits karstiques. Le reste des infiltrations efficaces (de l'ordre de 50 %) s'infilte également rapidement (absence de cours d'eau de surface), mais transite alors lentement jusqu'à l'exutoire. L'épikarst, couche perméable proche de la surface, pourrait donc effectivement infiltrer la totalité des eaux, puis en conduire rapidement une partie vers les conduits karstiques et stocker l'autre partie pour l'infiltrer lentement dans les parties peu perméables de l'aquifère.

Figure 6 : Chronique du rapport entre la lame d'eau infiltrée dans les conduits et la lame d'eau infiltrée dans les volumes de roche peu perméable. Le rapport dépasse l'unité pour sept crues parmi les 71 analysées.

Il est ainsi possible d'admettre que les infiltrations dans l'aquifère karstique de la Milandrine amont se répartissent en parts plus ou moins équitables entre infiltrations rapides et directes dans le réseau karstique et infiltrations lentes dans les parties peu perméables. L'exemple présenté ici ne permet de fixer que des ordres de grandeur, seuls des modèles plus performants d'estimation des infiltrations efficaces pourraient permettre d'améliorer la précision des résultats. Cependant, des ordres de grandeurs apportent déjà des indications intéressantes sur le développement et le fonctionnement de l'épikarst. Il serait cependant souhaitable dans le futur de pouvoir comparer ces résultats à ceux obtenus sur d'autres bassins versants karstiques. La méthode qui consiste à comparer le volume du flot de base au flot total permet d'obtenir facilement une valeur sur n'importe quel bassin karstique, pour autant que le débit d'exhaure total y soit mesuré correctement pendant au moins deux ou trois cycles hydrologiques.

Remerciements

Nous tenons à remercier le Professeur J. Mudry de l'Université de Besançon, France et le Dr F.-D. Vuataz du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel pour leurs critiques constructives lors de la relecture de cette note. Bon nombre de données de l'Institut suisse de Météorologie nous ont été très utiles. Les données de pluies et de débits mesurées dans le cadre des travaux liés à la N-16 Transjurane par les bureaux MFR-SA de Delémont et RWB de Porrentruy sont à la base même de ce travail, nous profitons ici de les remercier chaleureusement. Nous apprécions également la mise à disposition de toutes ces données par le service des Ponts-et-Chaussées de la république et canton du Jura. Nous remercions également F. Bourret pour son soutien technique.

Les recherches menées sur le bassin de la Milandrine sont financées par le projet européen COST-65 et le Fonds national pour la recherche scientifique (requêtes Nos 20-36'418.92, 20-40'624.94).

Références

- DRACOS Th. 1980. Hydrologie, eine Einführung für Ingenieure. Springer Verlag Ed., 194 pp.
- GRASSO A. D. 1993. Comparaison de différentes méthodologies appliquées à l'étude des systèmes karstiques : application sur le site de Bure (Jura, Suisse). Diplôme spécialisation hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 93 pp., non publié.
- GRASSO D. A. & JEANNIN P.-Y. 1994. Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). Bull. d'Hydrogéologie, 13 : 87-113.
- JEANNIN P.-Y. & GRASSO A. D. 1995. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU, Suisse). Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.

- JEANNIN P.-Y. 1995a. Action COST 65 - Projets Bure et Hölloch (Suisse) : cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- JEANNIN P.-Y. 1995b. Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques : conséquences sur l'étude des aquifères karstiques. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- KIRALY L. & MOREL G. 1976. Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèle mathématique. Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 1, 37-60.
- KIRALY L. 1973. Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. Suppl. au Bull. Soc. neuch. Sci. nat., 96.
- KIRALY L. 1978. La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 2, 83-220.
- KIRALY L., PERROCHET P. & ROSSIER Y. 1995. Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs : a numerical approach. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- LINSLEY R. K., KONLER M. A., PAULHUS H. L. H. 1975. Hydrology for engineers. Mc Graw Hill, New York.
- MANGIN A. 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. de spéléologie, 29, 283-329.
- MANGIN A. 1982. Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Ann. sci., Univ. Besançon, 1, 3ème Coll. d'hydrogéologie en pays calcaire, 159-172.
- PALOC H. & FORKASIEWICZ J. 1967. Régime de tarissement de la Faux-de-la-Vis (Gard). Rapport préliminaire. La Houille Blanche, 1, 29-35.
- SCHOELLER H. 1967. Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Actes du coll. de Dubrovnik (Yougoslavie), octobre 1965, Bull. Ass. int. hydr. scient., 12, 2 : 3-20.
- SMART P. L. & FRIEDRICH H. 1986. Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. Proc. Conf. env. problems of karst terranes and their solutions, 1986, National Water Well Association, Dublin, Ohio : 59-87.

Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques : conséquences sur l'étude des aquifères karstiques

par Pierre-Yves Jeannin *

RÉSUMÉ

Les observations directes présentées dans cette note montrent que le comportement hydraulique respectif des conduits karstiques et des volumes de roche fissurée peu perméable confirme la validité, au moins du point de vue hydraulique, de la schématisation conceptuelle suivante des aquifères karstiques : un réseau de conduits karstiques très perméables menant à l'exutoire draine des volumes peu perméables de roches fissurées entourant le réseau.

Des modèles déterministes utilisant ce schéma montrent que l'hétérogénéité des perméabilités des aquifères karstiques rend les flux et les potentiels hydrauliques hétérogènes (spatialement et dans le temps). Les modèles mettent en évidence trois particularités du fonctionnement des aquifères karstiques qui sont confirmées par les observations effectuées sur le terrain.

1) En période de tarissement, tous les exemples mesurés pour cette étude ou trouvés dans la littérature présentent des potentiels hydrauliques plus bas dans le réseau karstique que dans les volumes peu perméables. Ceci indique que le réseau karstique draine effectivement les volumes de roche peu perméable. Les observations de terrain montrent que les potentiels hydrauliques dans les volumes de roche peu perméable peuvent être plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres plus élevés que dans les conduits karstiques les plus proches. Les potentiels hydrauliques varient spatialement en fonction des perméabilités et de la distance au réseau karstique.

2) Les surfaces équipotentiellles ont des allures irrégulières en raison de la variabilité locale très élevée des perméabilités et des potentiels hydrauliques. Ainsi un forage recoupe toujours plusieurs surfaces équipotentiellles. Dans ces conditions, la mesure du niveau d'eau dans un forage ne représente pas le potentiel hydraulique du milieu environnant, ni le niveau supérieur de la zone saturée. A l'échelle locale, l'interprétation des cartes piézométriques est donc extrêmement délicate, voir impossible. Dans les aquifères karstiques, il est par conséquent recommandé de disposer de profils des perméabilités ou au moins de connaître la transmissivité des forages pour dessiner des cartes piézométriques et interpréter les niveaux d'eau mesurés. Les mesures en continu du niveau d'eau dans les forages peuvent donner des indications qualitatives sur la perméabilité du milieu entre le forage et le réseau karstique.

3) Les enregistrements du potentiel hydraulique mesuré entre obturateurs montrent que plus la perméabilité d'un volume donné d'aquifère est faible, plus les variations de charge y sont lentes et de faible amplitude. Cependant même les parties les moins perméables sont rechargées en périodes de hautes eaux. Une partie de cette recharge provient directement de l'infiltration des pluies à travers la zone non saturée, l'autre partie provient du réseau karstique où le potentiel peut être momentanément plus élevé que dans les volumes de roche peu perméable. De telles inversions de gradient sont clairement mises en évidence par les mesures effectuées. Après les périodes de recharge, les volumes peu perméables se déchargent lentement, alimentant le flot de base des sources.

* Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

MOTS-CLÉS

Karst, hétérogénéité, carte piézométrique, perméabilité, inversion de gradients

ABSTRACT

Direct observations presented in this paper show that the respective hydraulic behaviour of karst conduits and of low permeability rock volumes confirms, at least from the hydraulic point of view, the following conceptualization of karstic aquifers : a network of karst conduits of very high permeability leading to the spring drains the zones of low permeability, fissured rocks surrounding the network.

Deterministic models using this idea show that the heterogeneity of karstic aquifer permeability makes the flux and hydraulic potential heterogeneous (spatially and temporally). The models bring three things to light which are particular to the functioning of karstic aquifers and which are confirmed by field observations.

1) In periods of recession, all the examples measured for the study or found in the literature show lower hydraulic potentials in the karst network than in the rock of low permeability. As expected, this shows that the karst network drains the rock of low permeability. The field observations show that the hydraulic potentials in the rock of low permeability can be several metres or even tens of metres higher than in the nearest karst conduits. The hydraulic potentials vary spatially as a function of the permeability and the distance to the karst network.

2) The equipotential surfaces have an irregular shape due to the very high, local variability of permeability and hydraulic potential. Thus, a borehole always cuts through several equipotential surfaces. Under these conditions, the water level measure in the borehole represents neither the hydraulic potential of the surrounding medium nor the upper level of the saturated zone. At a small scale, interpretation of piezometric maps is very tricky or even impossible. In karstic aquifers, it is thus recommended to have permeability profiles or at least to know the transmissivity of the boreholes to draw piezometric maps and to interpret the measured water levels. Continuous measures of water levels in the boreholes can give qualitative indications on the permeability of the medium between the borehole and the karst network.

3) The recordings of measured hydraulic potentials between packers show that the weaker the permeability of a given aquifer volume, the more the variations in head are slow and of low amplitude. However, even the least permeable parts are recharged during high water periods. A part of this recharge comes directly from the infiltration of rain across the unsaturated zone, the other part coming from the karst network where the potential can be momentarily higher than in the rock of low permeability. Such inversions of the gradient are clearly shown by the measures carried out. After the recharge periods, the rocks of low permeability empty itself slowly, feeding the base flow of the springs.

KEY-WORDS

Karst, heterogeneity, piezometric map, hydraulic conductivity, inversion of gradient

1. Introduction et buts

Une part importante, de l'ordre de 25 à 50 %, des eaux d'infiltration peut être considérée – au moins dans certains aquifères karstiques – comme "base flow" (écoulement de base), c'est-à-dire s'écoulant lentement à travers l'aquifère (ATKINSON 1977, BONACCI 1987, PADILLA *et al.* 1994, JEANNIN & GRASSO 1995, ce volume). La lenteur de ces écoulements relativement à ceux existant dans le réseau karstique peut être liée d'une part à des phénomènes de rétention à proximité de la surface (base de l'épikarst, sols ou aquifères

poreux perchés). Elle peut d'autre part être liée à un transit ou à un stockage dans les volumes de roche fissurée peu perméable entourant le réseau karstique (alimentation depuis la surface ou le réseau karstique de ces grands volumes de roche dans lesquels l'eau circule lentement). Il s'agit dans ce cas du "diffuse flow" (écoulement diffus) des anglophones. A partir de l'analyse de l'hydrogramme des sources il n'est pas possible de distinguer ces deux types d'écoulement lent.

Les variations du niveau d'eau dans les forages recoupant les volumes peu perméables des aquifères karstiques indiquent que ces volumes sont effectivement rechargés (DROGUE 1980, 1992, JEANNIN & GRASSO 1995, ce volume). Cette recharge peut résulter de l'infiltration verticale des eaux de pluie depuis la surface à travers la zone non-saturée fissurée, pour atteindre finalement la zone noyée fissurée et peu perméable. Elle peut aussi résulter, en période de crue, de l'infiltration dans les volumes peu perméables des eaux du réseau de conduits karstiques dont le potentiel hydraulique peut momentanément être plus élevé que celui des volumes fissurés adjacents.

Les modèles mathématiques déterministes mettent en évidence certaines particularités du fonctionnement hydraulique des aquifères hétérogènes, en particulier celles qui résultent de la coexistence d'un réseau de conduits karstiques très perméables menant à l'exutoire qui draine des volumes peu perméables de roches fissurées (KIRALY 1978, JEANNIN 1995, ce volume). Les modèles permettent en particulier d'estimer les ordres de grandeur des flux transitant dans les volumes peu perméables (diffuse flow) et d'évaluer les mécanismes de la recharge de ces volumes. Les observations de terrain présentées ici visent à vérifier l'existence des particularités hydrauliques des aquifères karstiques mises en évidence par les modèles, afin de justifier la validité de la schématisation utilisée dans le modèle ainsi que ses limites. Les particularités étudiées ont des conséquences pratiques pour l'étude du karst qui sont présentées au cours de cette note.

Les observations faites principalement sur le site de Bure permettent de décrire qualitativement le fonctionnement respectif du réseau de conduits karstiques et des volumes fissurés peu perméables et donne des ordres de grandeur aux relations hydrauliques existant entre ces deux milieux. Cette note s'appuie également sur les mesures effectuées sur le site du Hölloch ou trouvées dans la littérature.

2. Modèles et particularités hydrauliques des aquifères karstiques

Le champ des perméabilités dans les aquifères karstiques est très hétérogène spatialement ce qui implique une très forte variabilité spatiale des flux et des gradients hydrauliques.

Des modèles utilisant la loi de Darcy permettent de visualiser les effets de l'hétérogénéité des perméabilités sur la distribution spatiale des flux et des potentiels hydrauliques (voir par exemple ROSSIER & KIRALY 1992). Rappelons ici brièvement les principales observations déduites de tels modèles.

Première particularité :

Le réseau karstique draine les volumes peu perméables en basses eaux.

Considérons d'abord l'exemple simple d'un milieu constitué d'une matrice peu perméable drainée par deux conduits très perméables reliés à l'exutoire du système (figure 1a). En

période de tarissement, les potentiels hydrauliques se répartissent de façon plus ou moins concentrique autour des drains et les forages recoupant les conduits présentent une charge inférieure aux autres forages (NB : sur la figure 1a, les forages dessinés en trait continu ne sont ouverts qu'à leur extrémité inférieure).

Deuxième particularité :

Les surfaces équipotentiellles ont des allures irrégulières, ce qui a pour conséquence que le niveau d'eau mesuré dans les forages ne correspond ni à la surface de la zone saturée, ni au potentiel hydraulique de l'aquifère.

En compliquant quelque peu la géométrie de la figure 1, les potentiels hydrauliques prennent des allures nettement plus tourmentées (figure 2). La distribution spatiale des perméabilités dans les aquifères karstiques étant encore bien plus hétérogène que dans le modèle schématique de la figure 2, il est évident que la distribution des potentiels hydrauliques y est encore plus irrégulière.

Qu'en est-il du niveau d'eau dans un forage nu ou crépiné sur toute sa longueur ? Lorsqu'un tel forage (point B sur la figure 2) traverse les différentes couches de l'aquifère, il recoupe plusieurs surfaces équipotentiellles. Les différents potentiels hydrauliques recoupés induiront des écoulements le long du forage sous l'effet des gradients hydrauliques (TACHER 1990). Ces écoulements tendront à équilibrer les potentiels recoupés par le forage et donc à modifier la distribution des potentiels dans l'aquifère. Dans de telles conditions, quel sera le niveau d'eau observé dans le forage ? Représentera-t-il le potentiel minimum recoupé par le forage, le potentiel maximum ou un potentiel intermédiaire ? D'un point de vue théorique, il n'est possible de répondre à cette question que si les profils des perméabilités et des potentiels hydrauliques recoupés par le forage sont bien connus.

Troisième particularité :

Au cours du temps, les potentiels hydrauliques du réseau karstique évoluent très différemment de ceux des parties peu perméables. Ils peuvent même, à certains moments, dépasser les potentiels hydrauliques des volumes peu perméables (inversions de gradients).

La distribution des potentiels hydrauliques, donc des gradients et des flux est hétérogène spatialement, mais également dans le temps (figure 1b). Les modèles indiquent clairement qu'en basses eaux les parties peu perméables ont des potentiels hydrauliques plus élevés que les conduits qui se vidangent très rapidement après les crues. En réponse à un événement pluvieux, les volumes peu perméables se rechargent plus lentement et de façon plus atténuée que les conduits karstiques. Ceci peut momentanément inverser les gradients et créer une alimentation des volumes peu perméables à partir des conduits.

Figure 1 : 1a) Distribution des charges hydrauliques dans les volumes peu perméables situés autour des conduits karstiques. 1b) Comportement hydrodynamique respectif des volumes peu perméables et des conduits (d'après KIRALY : notes de cours, modifié). Dans cet exemple simple (volumes peu perméables homogènes), les conduits drainent les parties peu perméables en basses eaux; les potentiels y sont faibles, ils augmentent de manière concentrique autour des conduits. Lors d'événements de recharge, le potentiel hydraulique augmente rapidement et fortement dans les conduits, plus lentement et de façon atténuée dans les parties peu perméables. Ces différences de comportement dynamique peuvent engendrer des inversions de gradients (gradient momentanément plus élevé dans les conduits que dans les parties peu perméables).

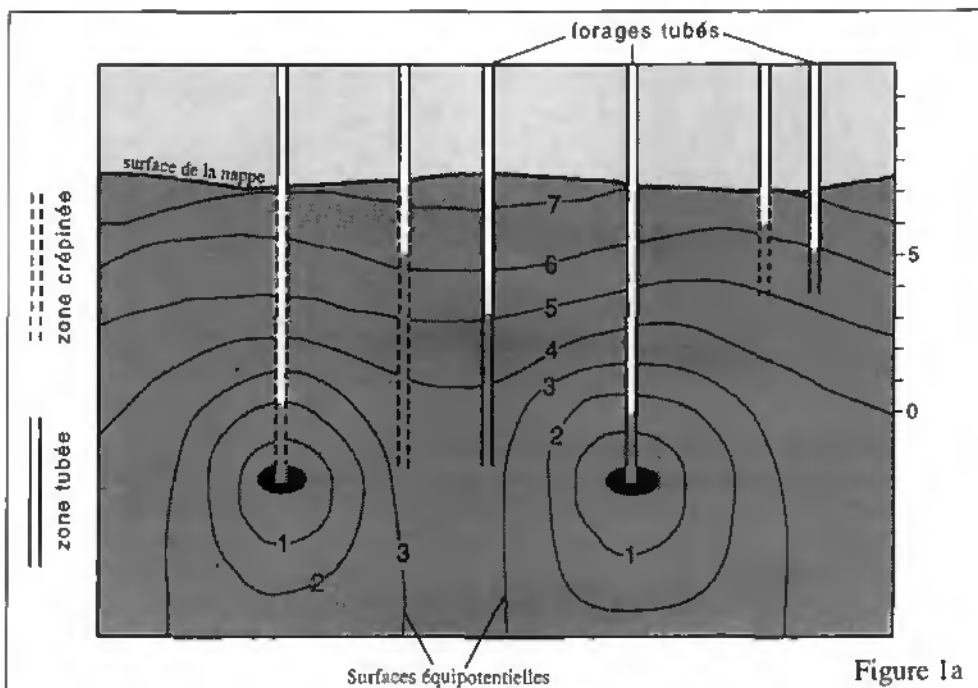


Figure 1a

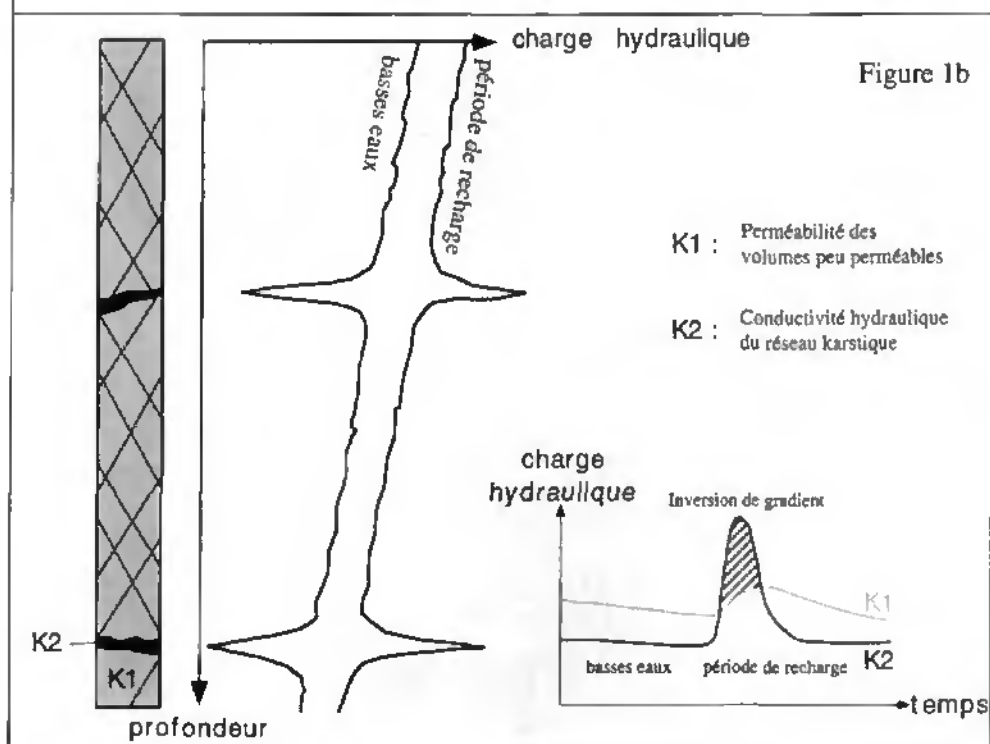
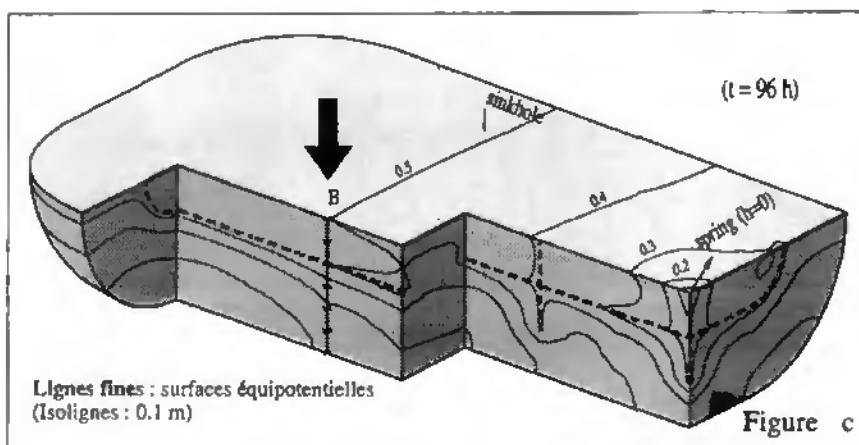
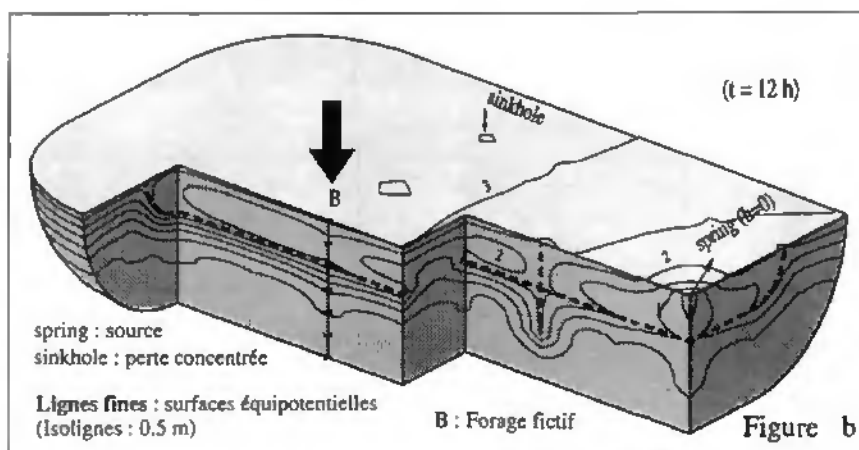
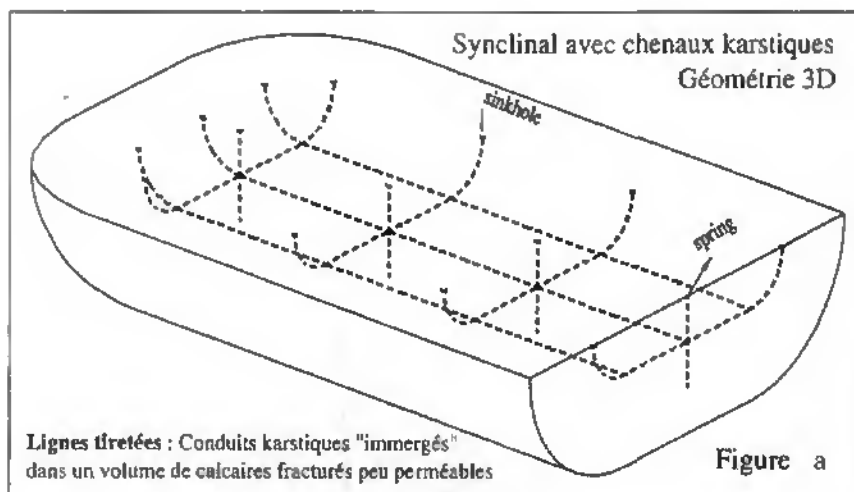


Figure 1b



Cette note vise, sur la base de mesures dans des aquifères réels de la distribution spatiale des perméabilités, des potentiels hydrauliques et des niveaux d'eau dans les forages, à vérifier l'existence des 3 particularités présentées ci-dessus. Elle compare les données de terrain aux images schématisées obtenues par les modèles. La comparaison porte sur la distribution des potentiels hydrauliques, celle de la perméabilité des terrains et également sur les variations temporelles des potentiels hydrauliques respectivement dans les volumes peu perméables et dans les conduits karstiques. Ces comparaisons se basent essentiellement sur les mesures effectuées dans le cadre de l'action COST-65 (sites de Bure et du Hölloch), mais aussi sur les observations trouvées dans la littérature.

Pour des questions de clarté, le problème sera présenté en quatre parties. Le paragraphe 3 aborde la première particularité exposée ci-dessus : il présente la relation – à un instant donné – entre perméabilité et potentiel hydraulique. Le paragraphe 4 illustre la relation existant entre les potentiels hydrauliques recoupés par un forage et le niveau d'eau mesuré dans ce forage, il traite donc de la deuxième particularité. Le paragraphe 5 présente les variations temporelles des potentiels hydrauliques en fonction des perméabilités (troisième particularité). Enfin, les annexes 1 et 2 montrent quelques cas particuliers et expériences complémentaires qui illustrent les limites de la schématisation proposée.

3. En basses eaux, le réseau karstique draine-t-il les volumes peu perméables ?

La mesure des potentiels hydrauliques et des perméabilités des passes isolées entre obturateurs dans différents forages permet de répondre à cette question.

Les modèles présentés ci-dessus prédisent qu'en période de tarissement (après 96 heures sur la figure 2), les potentiels hydrauliques sont faibles dans le réseau karstique et plus élevés dans les parties peu perméables entourant le réseau; c'est-à-dire que le réseau karstique draine l'ensemble des volumes peu perméables. Ceci représente la première hypothèse à tester sur le terrain.

Les modèles conduisent à une deuxième hypothèse. Les modèles à deux perméabilités (figure 1 ou 2) indiquent que la différence de potentiel hydraulique entre un point donné d'un volume peu perméable et le réseau karstique est directement dépendante de la perméabilité (K) du milieu et inversement dépendante de la distance (d) entre le point d'observation et le conduit le plus proche. Ces relations peuvent-elles être vérifiées sur le terrain ? Les relations attendues sont exponentielles dans le cas de volumes peu perméables homogènes.

Pour tester cette hypothèse, il convient de définir le rapport K/d comme étant la conductance hydraulique : le potentiel hydraulique en un point donné de l'aquifère sera d'autant plus bas (proche du potentiel du réseau karstique) que ce point a une conductance élevée par rapport au réseau karstique soit parce qu'il est très proche du réseau (d est petit) ou qu'il y est relié par une zone très perméable (K est élevé).

Figure 2 : Modèle de synclinal avec deux classes de perméabilités : une matrice rocheuse peu perméable et des conduits karstiques très perméables. La distribution spatiale des potentiels hydrauliques dans un tel modèle est assez hétérogène, particulièrement à proximité du réseau karstique. Les surfaces équipotentielles étant subhorizontales, un forage (B, indiqué par la flèche noire) en recoupe plusieurs.

De façon générale, la distance entre un point donné des volumes peu perméables et le réseau de conduits est comprise entre quelques mètres et quelques hectomètres. Elle varie donc d'un facteur 100 entre les zones proches et les zones éloignées du réseau. Les variations de perméabilité sont quant à elles typiquement de l'ordre de 100'000. La perméabilité joue donc un rôle majeur et permet de considérer qu'aux points où la perméabilité est faible, le potentiel hydraulique est élevé et inversement. La relation entre perméabilité et potentiel hydraulique doit cependant être modulée par la distance entre le point d'observation et le réseau karstique.

OBSERVATIONS DE TERRAIN

La première hypothèse peut être testée en mesurant les niveaux d'eau dans des forages à faible transmissivité, c'est-à-dire ne recoupant que des calcaires peu perméables. DROGUE (1969) montrait déjà clairement, à partir de l'étude de plusieurs bassins karstiques du Sud de la France, qu'il existait une nappe d'eau dans la partie fissurée des aquifères karstiques et que cette nappe réagissait aux infiltrations dans le système. Sur la base de mesures simultanées dans les conduits karstiques et dans les volumes peu perméables, cet auteur admet qu'en période de tarissement le réseau karstique draine l'eau des volumes peu perméables. Ses observations sont basées sur des mesures de niveaux d'eau dans des forages, accompagnées de mesures de la transmissivité des forages. Les mesures effectuées par la suite sur des sites tests (DROGUE & GRILLOT 1976, DROGUE 1980) ont à plusieurs reprises confirmé cette observation.

Les mesures de niveau d'eau dans les forages des sites de Bure présentées dans la note de JEANNIN & GRASSO (1995, ce volume) montrent que les forages transmissifs ou proches du réseau karstique présentent les niveaux les plus bas. Sur le site du Hölloch, le niveau d'eau dans un forage peu perméable est nettement plus élevé que celui dans le réseau karstique voisin. Ces observations indiquent globalement que moins les forages sont transmissifs ou proches du réseau karstiques, plus le niveau d'eau y est élevé. Elles confirment les mesures de Drogue et permettent d'affirmer que le réseau karstique draine les volumes peu perméables en période de tarissement, que l'aquifère soit peu profond – comme celui de Bure – ou avec une zone noyée importante – comme celui du Hölloch.

Pour tester la deuxième hypothèse, il convient de mesurer la relation entre le potentiel hydraulique en un point donné de l'aquifère et la perméabilité ou la conductance entre ce point et le réseau karstique. Pour cela, des passes de cinq mètres ont été isolées dans les forages aux moyen d'obturateurs de façon à y mesurer la perméabilité et le potentiel hydraulique. La mesure du potentiel hydraulique est obtenue en attendant que la pression de l'eau située entre les obturateurs s'équilibre avec celle de la roche environnante. Selon la perméabilité cet équilibre peut-être atteint en quelques secondes ($K > 10^{-4}$) ou plusieurs jours ($K \leq 10^{-9}$). La mesure de la perméabilité est obtenue quant à elle en pratiquant des essais hydrauliques appropriés (slug-test, infiltration, pompage, pulse tests, etc.). La figure 3 présente, à titre d'exemple, les résultats obtenus dans un des forages du site de Bure.

Le tableau 1 et la figure 4 donnent un aperçu des perméabilités et des potentiels hydrauliques mesurés sur les sites de Bure et du Hölloch. Les potentiels hydrauliques sont calculés par rapport au potentiel dans le réseau karstique voisin (grotte visitable). La première observation est que tous les potentiels mesurés dans les forages sont supérieurs à ceux du réseau karstique voisin ce qui confirme, à une échelle locale, la première hypothèse.

La deuxième observation est que les écarts de potentiel hydraulique entre les passes peuvent être considérables; ils dépassent 10 mètres dans un même forage (tableau 1).

Tableau 1 : Perméabilités, potentiels hydrauliques mesurés, potentiels par rapport au réseau karstique, conductance estimée et gradient estimé dans 4 forages des sites de Bure et du Hölloch. Des gradient hydrauliques supérieurs à l'unité ne sont pas rares dans les milieux karstiques.

Forage	Haut de la passe altit. (m)	Bas de la passe altit. (m)	Perméabilité (m/s)	Pot. mesuré dans la passe (m)	Pot. mesuré dans le conduit voisin (m)	Écart de pot. par rapp. au conduit (m)	Dist. estimée par rapp. au conduit (m)	Conductance estimée (l/s)	Gradient estimé (-)	flux estimé (l/s/m ²)
Mil 8 (Bure)	478.7	473.7	2.00E-07	484	473.5	10.5	3.50	5.71E-08	3.00	6.00E-04
	466.8	461.8	3.00E-07	485	473.5	11.5	12.00	2.50E-08	0.96	2.88E-04
	485	480	7.00E-07	484	473.5	10.5	2.00	3.50E-07	5.25	3.68E-03
	474.5	469.6	1.00E-06	484	473.5	10.5	5.00	2.00E-07	2.10	2.10E-03
	480.6	475.6	2.00E-06	479.5	473.5	6	1.00	2.00E-06	6.00	1.20E-02
	479.2	474.2	4.00E-06	484.6	473.5	11.1	2.00	2.00E-06	5.55	2.22E-02
	470.8	465.8	6.00E-06	484.7	473.5	11.2	8.00	7.50E-07	1.40	8.40E-03
	468.6	463.6	4.00E-05	484.3	473.5	10.8	11.00	3.64E-06	0.98	3.93E-02
FN 2 (Bure)			1.00E-08	487	474.5	12.5	40.00	2.50E-10	0.31	3.13E-06
FN 1 (Bure)	466	461	1.00E-09	485	475.5	9.5	3.00	3.33E-10	3.17	3.17E-06
	480.7	475.7	1.00E-07	480	475.5	4.5	5.00	2.00E-08	0.90	9.00E-05
	475.8	470.8	2.00E-06	477	474	3	1.00	2.00E-06	3.00	6.00E-03
	474	469	4.00E-06	476.5	474.5	2	0.75	3.33E-06	2.67	1.07E-02
	471.8	466.8	1.00E-05	476.5	475.5	1	0.50	2.00E-05	2.00	2.00E-02
	470	465	1.00E-05	476.5	475	1.5	0.50	2.00E-05	3.00	3.00E-02
Hölloch			5.00E-09	639	642.5	16.5	15.00	3.33E-10	1.10	5.50E-06
			5.00E-08	638	643.5	12.5	15.00	3.33E-09	0.83	4.17E-05
			1.00E-07	636	642.5	13.5	15.00	6.67E-09	0.90	9.00E-05
			1.00E-07	639	643.5	13.5	15.00	6.67E-09	0.90	9.00E-05
			1.00E-07	638	643.5	12.5	15.00	6.67E-09	0.83	8.33E-05
			1.00E-06	635	642.5	12.5	15.00	6.67E-08	0.83	8.33E-04

Les observations (figure 4a) confirment globalement la deuxième hypothèse puisque, à l'exception du forage Mil 8, la tendance correspond à la prévision, c'est-à-dire que le potentiel augmente quand la perméabilité diminue. En estimant les distances entre les passes mesurées et le réseau karstique (bien localisé sur nos sites expérimentaux), on peut obtenir une estimation de la conductance entre la passe et le réseau. La figure 4b présente le résultat de ces estimations. L'augmentation de l'écart de potentiel hydraulique entre la passe et le réseau est légèrement moins dispersée que sur la figure 4a. La dispersion des points reste cependant élevée, elle résulte principalement des incertitudes sur l'estimation des distances jusqu'au réseau karstique, et de l'hétérogénéité des terrains.

Le cas particulier du forage Mil 8, présenté en annexe montre que certaines conditions locales peuvent conduire à des exceptions à cette règle, au moins en apparence.

DISCUSSION

Ces observations donnent une image précise de la distribution des potentiels hydrauliques autour des conduits (figure 3). L'estimation des conductances hydrauliques permet d'évaluer les ordres de grandeurs des valeurs extrêmes des écarts de potentiels hydrauliques entre réseau karstique et volumes peu perméables. En effet, il est difficile d'imaginer des volumes hectométriques dans lesquels les perméabilités ne dépassent jamais $1 \cdot 10^{-7}$ m/s. Il est par conséquent pratiquement exclu de rencontrer dans un système réel des zones dont la conductance vers le réseau karstique est nettement inférieure à 10^{-10} s⁻¹. Les potentiels obtenus dans les

zones à très faible conductance (tableau 1) sont, en basses eaux et sur les quelques forages mesurés, de l'ordre de 10 à 16 mètres plus élevés que ceux du réseau karstique. Ces valeurs sont fortement dépendantes des conditions aux limites de l'aquifère (en particulier des infiltrations), de la structure même du réseau de drainage et de l'hétérogénéité des perméabilités au sein des volumes peu perméables. Elles varient donc d'un aquifère à l'autre, mais elles donnent un ordre de grandeur des écarts maximaux de potentiels entre le cœur des volumes peu perméables et le réseau karstique (écarts de quelques dizaines de mètres). Moyennant la connaissance de la porosité de la formation, ces valeurs donnent également l'ordre de grandeur des réserves maximales de tarissement des aquifères karstiques considérés.

CONCLUSION

En conditions de tarissement, les potentiels hydrauliques des zones très perméables (conduits karstiques) sont, sur tous les exemples mesurés dans cette étude ou trouvés dans la littérature, plus bas que ceux des parties fissurées de l'aquifère (volumes peu perméables). Ceci indique que le réseau karstique draine effectivement les volumes de roche peu perméable.

Les observations de terrain confirment qualitativement l'hypothèse selon laquelle les potentiels hydrauliques des points situés dans les volumes peu perméables sont d'autant plus élevés que la perméabilité et la conductance entre le point de mesure et le réseau karstique est faible (grande distance ou faible perméabilité).

Les potentiels hydrauliques dans les volumes de roche peu perméable peuvent être de plusieurs mètres, voire dizaines de mètres plus élevés que ceux des conduits karstiques les plus proches.

4. Les surfaces équipotentiellles sont-elles très irrégulières ? Si oui, quelle est la conséquence sur la mesure du niveau d'eau dans un forage et le dessin de cartes piézométriques ?

Il a été mentionné (§2) que le niveau d'eau mesuré dans un forage crépiné sur toute sa longueur et recoupant un milieu hétérogène ne correspond ni au niveau du sommet de la zone saturée, ni au potentiel hydraulique de l'une des formations puisque le forage recoupe généralement plusieurs surfaces équipotentiellles. Il semble *a priori* difficile d'obtenir des informations hydrauliques utilisables de la mesure des niveaux d'eau dans des forages.

Les essais théoriques (modèles) présentés à la figure 5 illustrent l'exemple d'un forage situé à quelques mètres d'un conduit karstique dans lequel le potentiel est de 479.5 m. Ce modèle vise à illustrer, pour une distribution de potentiels donnée, le rôle que jouent les perméabilités recoupées par le forage sur la valeur du niveau d'eau. Le milieu est constitué de terrains avec une perméabilité de 10^{-6} m/s renfermant deux joints horizontaux, l'un a une perméabilité comprise entre $2 \cdot 10^{-6}$ m/s et $1 \cdot 10^{-3}$ m/s selon les modèles et rejoint le conduit karstique, l'autre a une perméabilité de $1 \cdot 10^{-5}$ m/s et se trouve dans la partie inférieure du forage.

Le modèle 1 (figure 5a) représente l'allure hypothétique des équipotentiellles dans un terrain sans forage. Le potentiel est minimum dans le conduit et plus élevé à l'intérieur des volumes peu perméables. Les trois modèles qui suivent présentent la même distribution des potentiels hydrauliques sur la limite droite du modèle (mêmes conditions aux limites) et les mêmes perméabilités, mais la perméabilité du joint relié au réseau karstique (joint 1) change d'un modèle à l'autre.

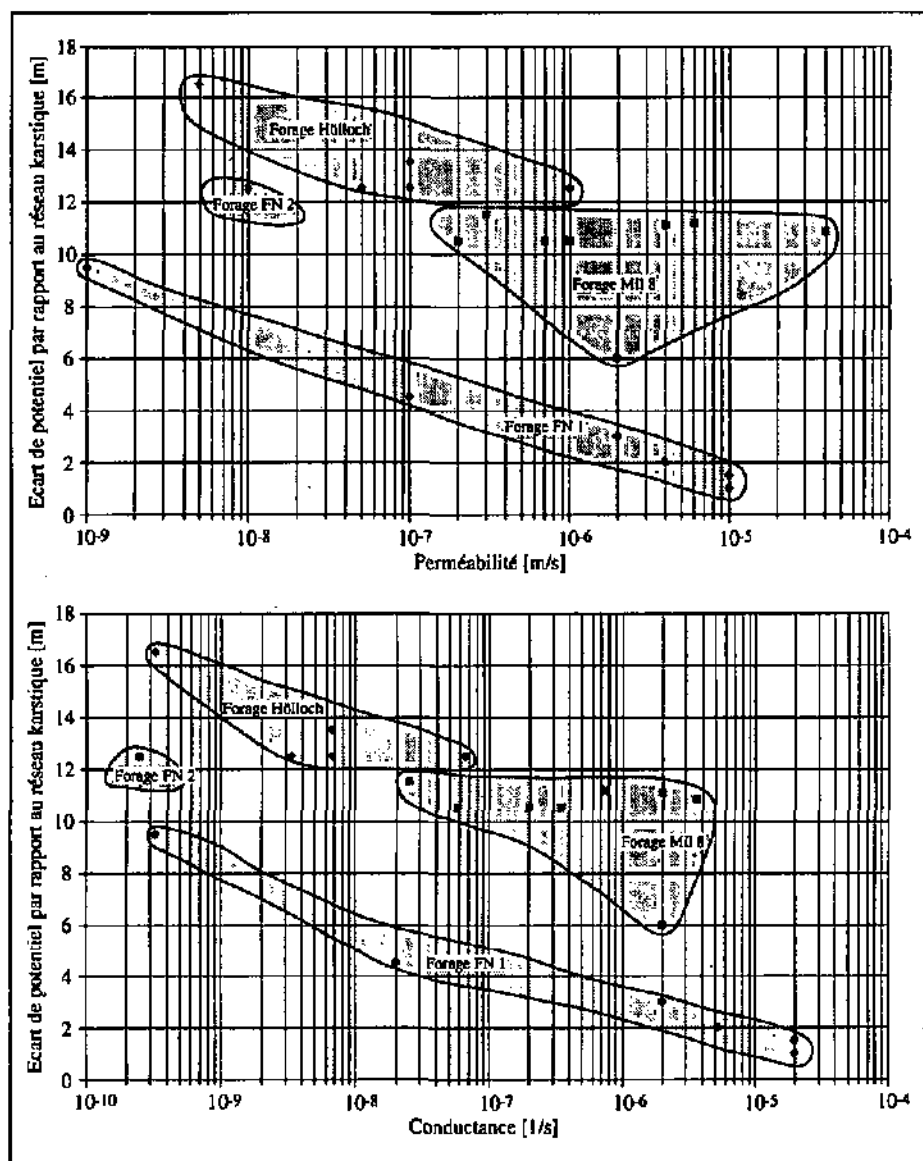


Figure 4 : Potentiels hydrauliques par rapport au réseau karstique en fonction des perméabilités (figure 4a) ou en fonction de la conductance dans les 4 forages présentés au tableau 1 (figure 4b). Globalement le potentiel augmente lorsque la perméabilité diminue ou que la conductance diminue. Les potentiels hydrauliques dans les parties peu perméables des aquifères karstiques peuvent être 10 à 20 mètres plus élevés que ceux du réseau karstique. Des conductances nettement inférieures à $10^{-10} s^{-1}$ sont rares dans les calcaires, ce qui incite à penser que les potentiels hydrauliques dans les parties peu perméables sont rarement plus de 20 mètres plus élevés que dans le réseau de conduits karstiques.

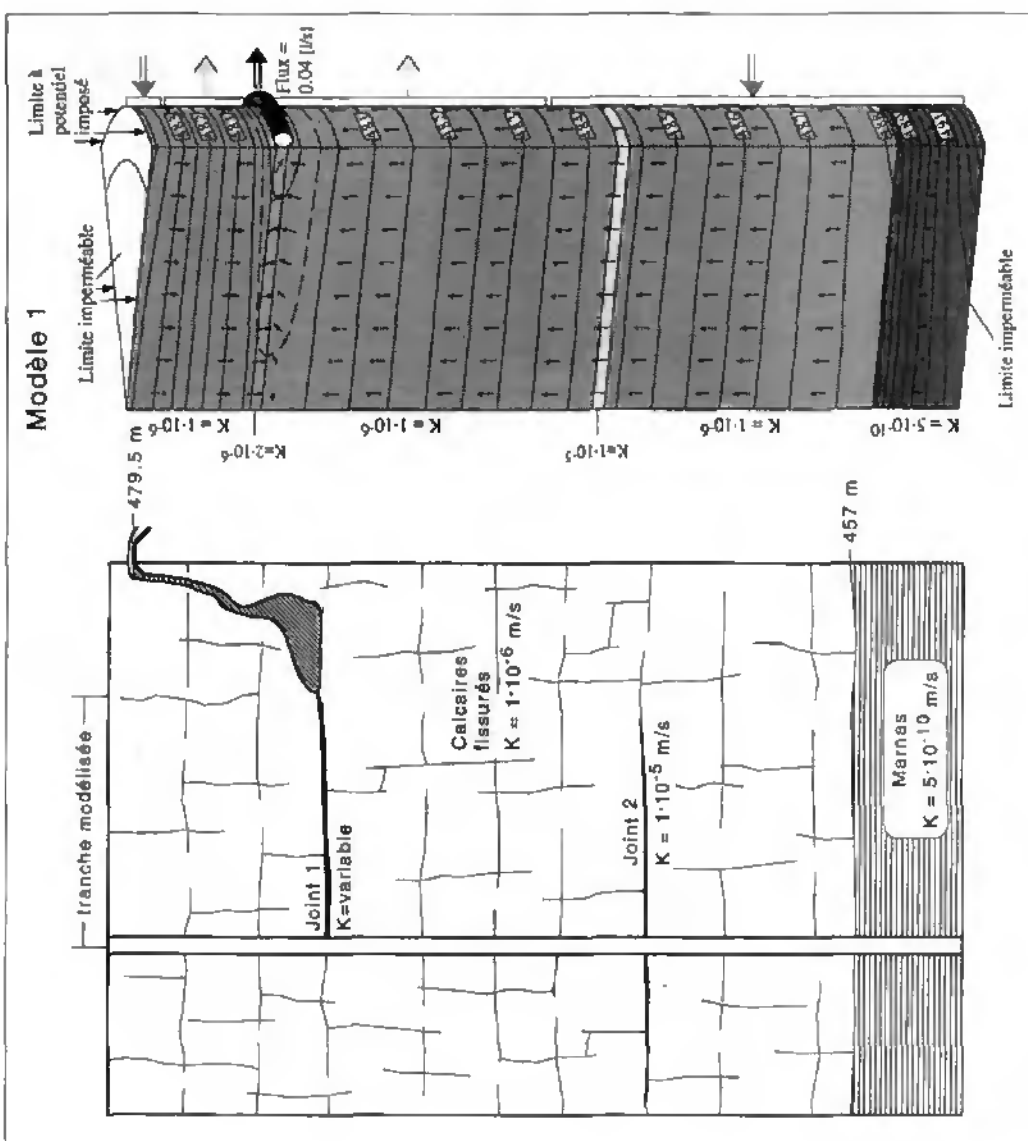
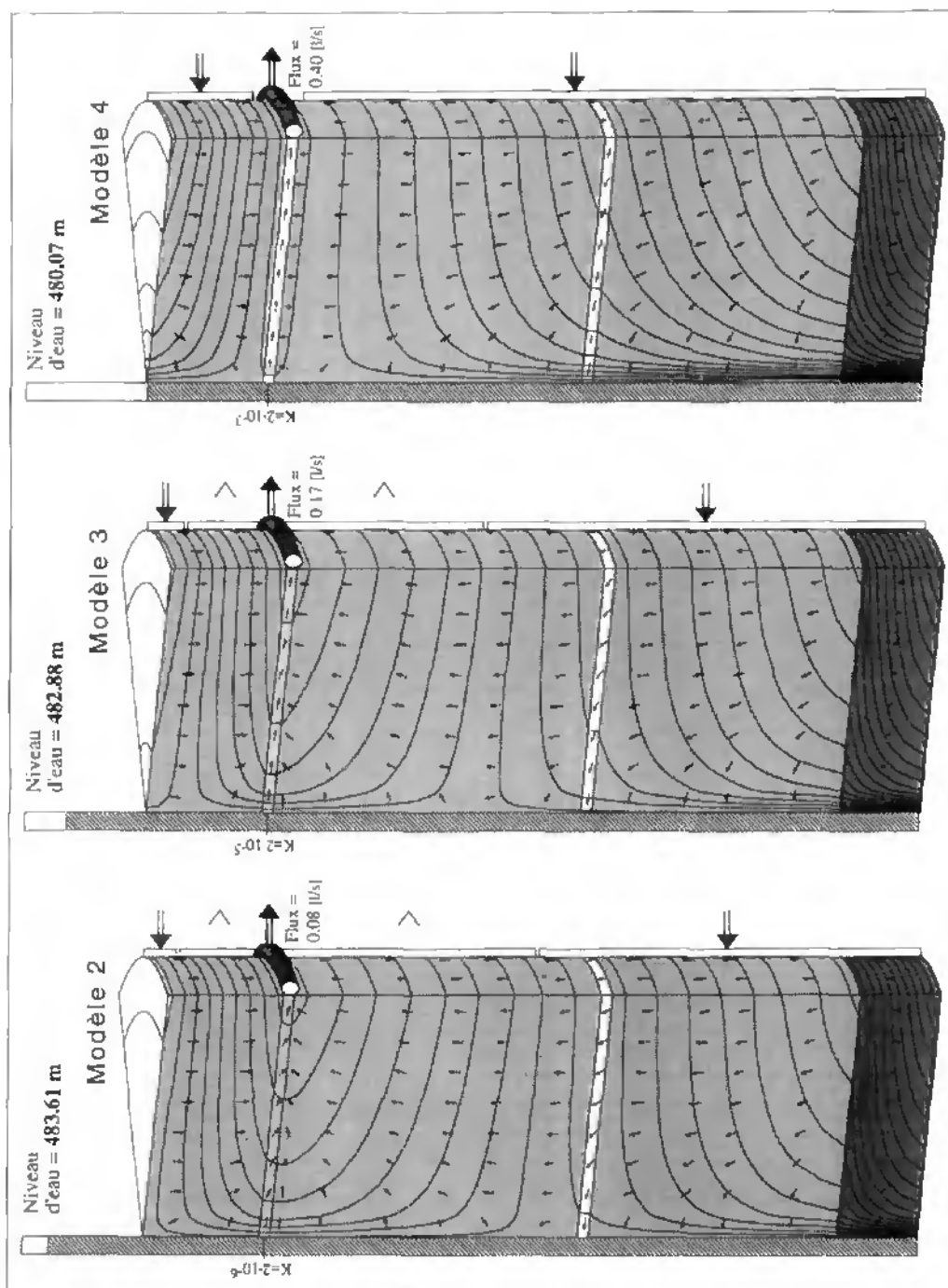


Figure 5 : Modèles illustrant l'effet de la perméabilité des terrains sur le niveau d'eau mesuré dans un forage. La distribution des potentiels à la limite du modèle est toujours la même, seule la perméabilité du joint 1, reliant le forage au réseau karstique, change d'un modèle à l'autre. La figure 5a (ci-contre) présente le schéma de la réalité que représente le modèle ainsi que la distribution des potentiels hydrauliques sans forage. La figure 5b (ci-dessous) montre que le niveau d'eau mesuré dans le forage dépend de la perméabilité du joint 1.



Dans le modèle 2, toutes les conditions sont donc exactement les mêmes que dans le modèle 1. Le niveau d'eau dans le forage est alors de 483.61 m. Ce cas est fictif car dans la réalité, le forage influencerait la distribution des potentiels à la limite du modèle. Les cas 1 et 2 ne représentent donc pas le même site avant et après forage, mais deux sites distincts où la distribution des potentiels sur la limite droite du modèle serait la même.

Dans le modèle 3, la perméabilité du joint 1 est de $2 \cdot 10^{-5}$ m/s (fissure horizontale). Le niveau d'eau dans le forage est de 482.88 m. Dans le modèle 4, la perméabilité du joint 1 est de $1 \cdot 10^{-3}$ m/s. Le niveau d'eau dans le forage est alors de 480.07 m, c'est-à-dire proche de celui du réseau karstique. Dans ce dernier cas, des flux non négligeables circulent dans le forage. Ces flux pourraient en principe être mesurés avec un micro-moulinet.

La distribution des potentiels utilisée dans cet exemple est inspirée de mesures réelles. Pour la même distribution des potentiels, le niveau d'eau mesuré dans le forage peut varier de plus de 3.5 mètres selon la perméabilité du joint 1. Que signifie donc le niveau d'eau si la perméabilité du joint 1 n'est pas connue ?

Ces essais montrent que si le forage recoupe une zone perméable qui présente un potentiel faible (réseau karstique ou fissure bien connecté au réseau), le niveau d'eau mesuré s'approche du potentiel hydraulique du réseau karstique. Si les contrastes de perméabilité sont faibles et que le milieu recoupé est globalement peu perméable (perméabilités comprises entre 10^{-6} et 10^{-8} m/s), le niveau d'eau peut avoir une valeur nettement supérieure à celle du réseau karstique. Le niveau d'eau dans un forage dépend donc fortement de la distribution des perméabilités et des potentiels hydrauliques aux alentours immédiats du forage. Dans les milieux hétérogènes, la surface de la zone saturée est généralement située dans les zones peu perméables où le potentiel hydraulique est le plus élevé. Le niveau de l'eau mesuré dans un forage ne correspond ainsi presque jamais au niveau de la surface de la nappe (voir aussi figure 1), il est plus souvent proche de celui du réseau karstique bien qu'il puisse indiquer un niveau intermédiaire. La connaissance de la transmissivité du forage, ou mieux de la distribution des perméabilités et des potentiels hydrauliques le long du forage, paraît indispensable à toute interprétation de niveau d'eau. Les cartes des niveaux d'eau mesurés dans les forages sont par conséquent difficiles à interpréter, les valeurs pouvant varier de plusieurs mètres en fonction de la perméabilité des terrains recoupés par les forages.

OBSERVATIONS ET INTERPRÉTATIONS

Les mesures effectuées sur le site du Maira (partie du site de Bure) illustrent clairement les limites de la signification des mesures de niveaux d'eau dans les forages des aquifères karstiques. Chaque semaine, sur un secteur d'un demi kilomètre carré, le niveau d'eau est mesuré dans 18 forages de 30 à 70 mètres de profondeur, crépinés sur toute leur longueur et atteignant la "nappe" karstique. Les niveaux sont forts différents entre les forages et ils varient considérablement au cours du temps. En choisissant arbitrairement une tournée de mesures (30 avril 1993), les niveaux représentés dans le tableau 2 et reportés sur la figure 6 ont été obtenus.

Les modèles théoriques et les mesures des potentiels hydrauliques effectuées, montrent que le niveau d'eau dans un forage indique parfois un potentiel voisin de celui du réseau karstique, mais, selon les perméabilités, il peut aussi présenter des valeurs plus élevées de plusieurs mètres. Cette observation laisse supposer que les mesures de niveau d'eau dans les forages présentent une grande variance à l'échelle locale.

La variance spatiale des niveaux d'eau peut être étudiée à l'aide de semi-variogrammes (figure 7). A l'échelle du secteur étudié, le variogramme présente un effet de pépite de l'ordre de 40 à 50 m², soit un écart-type de l'ordre de 6 à 7 mètres. A partir d'une distance de cinquante mètres, le variogramme semble structuré puisque la variance augmente régulièrement en fonction de l'échelle de mesure. A 540 mètres la variance est de l'ordre de 165 m², soit un écart-type d'environ 13 mètres.

Tableau 2 : Niveaux d'eau dans les forages du site du Maira (bassin de la Milandrène). Les niveaux mesurés le 30.04.1993 ont servi de base au dessin des cartes des figures 6 à 10. Les écarts entre le niveau maximum et le niveau minimum sont plus importants dans les forages mesurés chaque demi-heure que dans les forages mesurés avec un pas hebdomadaire.

Forage	Coordonnées		Niveau 30.4.93 [m]	Niveau maxi [m]	Niveau mini [m]	Type de mesures	Ecart maxi [m]	Niv. extrêmes sur le secteur [m]
Mil 1	567'049	256'588	482.02	488.49	481.9	Manuelle	6.59	maximum 510.42
Mil 2	567'056	256'586	476.46	491.5	475.53	autom.	15.97	
Mil 3	567'065	256'583	479.44	495.1	478.73	autom.	16.37	
Mil 4	567'078	256'870	495.85	499.43	492.85	autom.	6.58	
Mil 5	567'034	256'859	473.18	482.94	472.91	Manuelle	10.03	minimum 459.75
Mil 6	567'068	256'867	479.42	487	477.23	autom.	9.77	
Mil 7	567'069	256'867	473.35	488.7	473.09	autom.	15.61	
Mil 8	567'013	256'847	480.63	489.9	480.5	autom.	9.4	
Mil 9a	566'954	256'635	478.79	485.2	475.76	autom.	9.44	
NEB 6	566'984	257'366	497.04	497.69	493.97	Manuelle	3.72	
NEB 7	566'975	257'258	484.56	484.85	483.92	Manuelle	0.93	
NEB 9	566'971	256'850	486.58	486.61	486.51	Manuelle	0.1	
NEB 10	567'141	257'332	459.87	460.35	459.75	Manuelle	0.6	
NEB 11	567'251	257'151	492.91	492.99	492.5	Manuelle	0.49	
NEB 13	567'323	256'799	494.74	501.67	492.63	Manuelle	9.04	
NEB 14	567'379	256'640	509.1	510.42	505.47	Manuelle	4.95	
FN 1	567'178	256'538	476.27	489.7	476.09	autom.	13.61	
FN 2	567'102	256'578	484.66	487.15	484.1	autom.	3.05	

Les variogrammes d'autres paramètres du milieu calcaire ou fissuré (résistivité électrique, TURBERG 1991 ou fréquences de fissuration, JAMIER 1975, ROSSIER & WEXTEN 1988) sont presque purement pépitiques, c'est-à-dire qu'ils ne présentent pratiquement pas de structuration. Les effets de pépite traduisent la forte hétérogénéité du milieu calcaire à l'échelle locale.

La structuration visible sur le variogramme des hauteurs d'eau pour des échelles supérieures à une trentaine de mètres (augmentation de la variance avec la distance) traduit l'existence d'une tendance régionale : plus la taille du secteur de mesure augmente, plus les niveaux sont significativement différents les uns des autres. Il faut cependant relever que la valeur de

l'effet de pépité (écart-type de l'ordre de 6 à 7 m) est du même ordre de grandeur que l'augmentation de la variance entre 50 et 550 mètres (sur cette distance, l'écart-type augmente de 6 à 7 mètres).

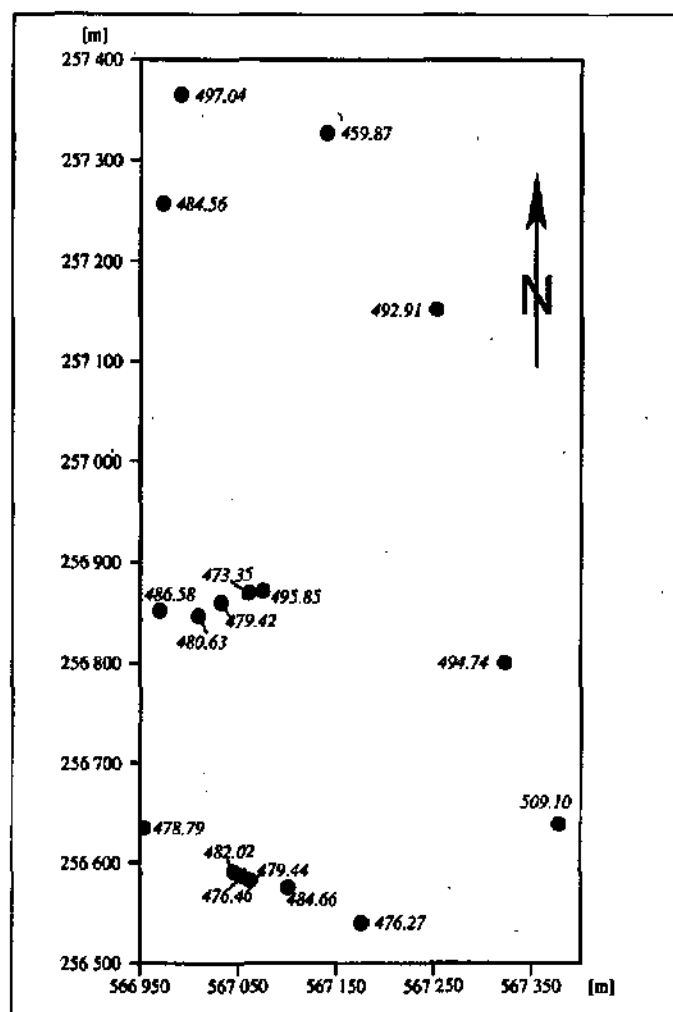


Figure 6 : Carte brute des niveaux d'eau mesurés dans les forages du site du Maira (Ajoie, JU) le 30 avril 1993 (mesures présentées au tableau 2).

L'étude des variogrammes indique que, sur le site de Bure, la variance locale (<30 m) est élevée (écart-type de l'ordre de 7 mètres) et qu'une tendance régionale (à l'échelle hectométrique) existe. La tendance régionale dépasse la variance locale d'un écart-type à une distance de l'ordre de 600 mètres. La tendance régionale n'est donc pas facile à mettre en évidence, puisque chaque mesure est entachée d'une incertitude de ± 7 m (± 1 écart-type). La tendance régionale du terrain investigué correspond à l'existence d'un gradient hydraulique régional.

A partir des mêmes mesures, trois hydrogéologues sans connaissance particulière du secteur ont dessiné leurs "cartes piézométriques" (figure 8A, B et D). La figure 8C, qui n'est guère

différente des cartes A, B ou D, a été dessinée par un programme informatique utilisant une interpolation linéaire. Ces exemples illustrent l'insuffisance du nombre de données disponibles pour dessiner une carte cohérente. Chaque mesure a un poids considérable sur l'allure de la carte, comme l'illustre la figure 9 sur laquelle les cartes sont dessinées (interpolation linéaire) en enlevant certaines données (comme s'il n'y avait par exemple que 15 forages au lieu de 18). Les résultats obtenus sont extrêmement variables, et les directions apparentes d'écoulement changent considérablement selon les forages considérés.

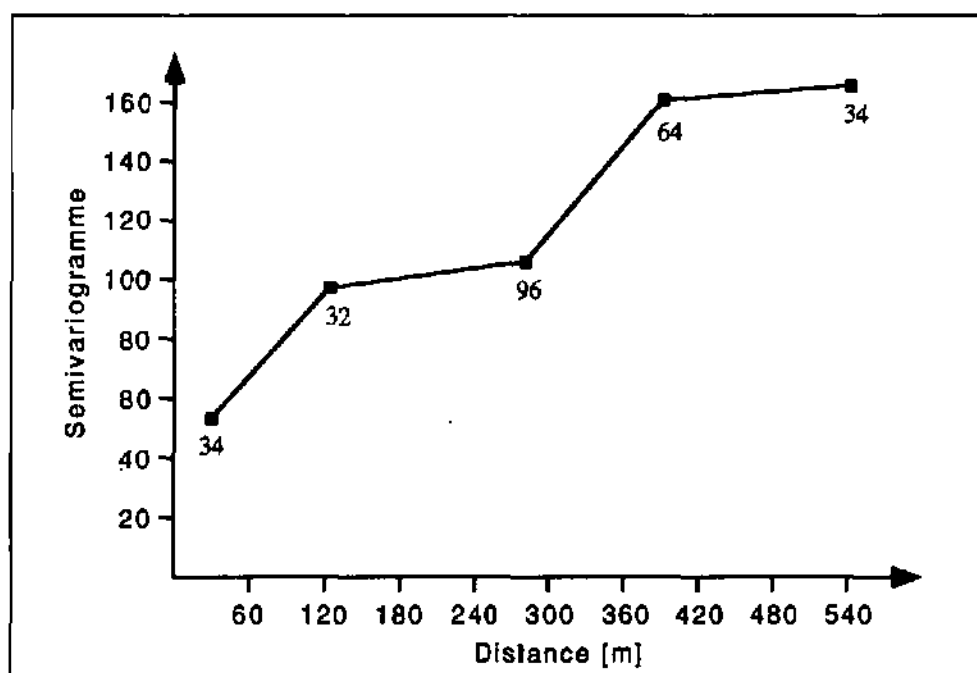


Figure 7 : Variogramme des hauteurs d'eau présentées au tableau 2 et à la figure 6. Un effet de pépite de l'ordre de 40 à 50 m² est visible. Le variogramme est croissant entre 50 et 540 mètres montrant l'existence d'une tendance régionale.

La carte de la figure 10 a été dessinée en tenant compte de toutes les observations effectuées sur le secteur (essais de traçage, mesures de perméabilités entre packers, connaissance directe du réseau karstique et mesures piézométriques). Elle représente l'image la plus probable que nous puissions dessiner de ce secteur en fonction de toutes les connaissances acquises. Remarquons tout de même qu'avec 18 forages sur un demi kilomètre carré, on peut aboutir à une interprétation raisonnable sans connaissances complémentaires du site (comparer les figures 8D et 10).

CONSÉQUENCES PRATIQUES

Que peut-on alors tirer des mesures de niveau d'eau dans une région karstique ?

Il convient en premier lieu de relever que le réseau de drains est un réseau tridimensionnel. Les écoulements qui y convergent sont tridimensionnels et par conséquent difficilement réductibles à un plan (vertical ou horizontal).

L'exemple précédent montre bien l'extrême difficulté à dessiner une carte "piézométrique" dans un aquifère karstique et à en interpréter les directions d'écoulement. Toutefois, pour dessiner des cartes ou des coupes, on est souvent contraint de réduire l'aquifère à un plan.

Le seul moyen de rendre les mesures interprétables en termes de directions d'écoulement est d'essayer de diminuer l'incertitude sur les mesures de niveau d'eau, incertitudes liées à l'hétérogénéité locale du milieu. Pour ce faire, il convient de différencier les forages qui recoupent principalement des volumes peu perméables (niveau d'eau $\approx$ potentiel des volumes peu perméables) de ceux qui recoupent ou sont proches des conduits karstiques (niveau d'eau $\approx$ potentiel du réseau karstique) et de ceux qui sont influencés par les deux milieux (niveau d'eau = intermédiaire). Il est donc souhaitable de disposer du profil des perméabilités et de celui des potentiels hydrauliques recoupés par les forages (mesures entre packers indispensables). Des mesures de la transmissivité globale des forages peuvent cependant déjà donner des informations utiles.

L'ensemble des directions d'écoulements étant conditionné par le réseau karstique, il convient d'essayer de tracer l'allure du réseau transmissif (projection en plan du réseau karstique) autour duquel les écoulements s'organisent. Il est alors conseillé de dessiner d'abord une carte représentant les forages recoupant les parties très transmissives. Les forages recoupant ces zones sont rares (la probabilité augmente en fonction de la longueur du forage) et il faut généralement d'autres informations (traçages, essais hydrauliques divers, connaissance directe du réseau karstique, connaissances des variations des niveaux d'eau dans les forages, bonne connaissance du contexte géologique,...) pour parvenir à délimiter même grossièrement le réseau transmissif.

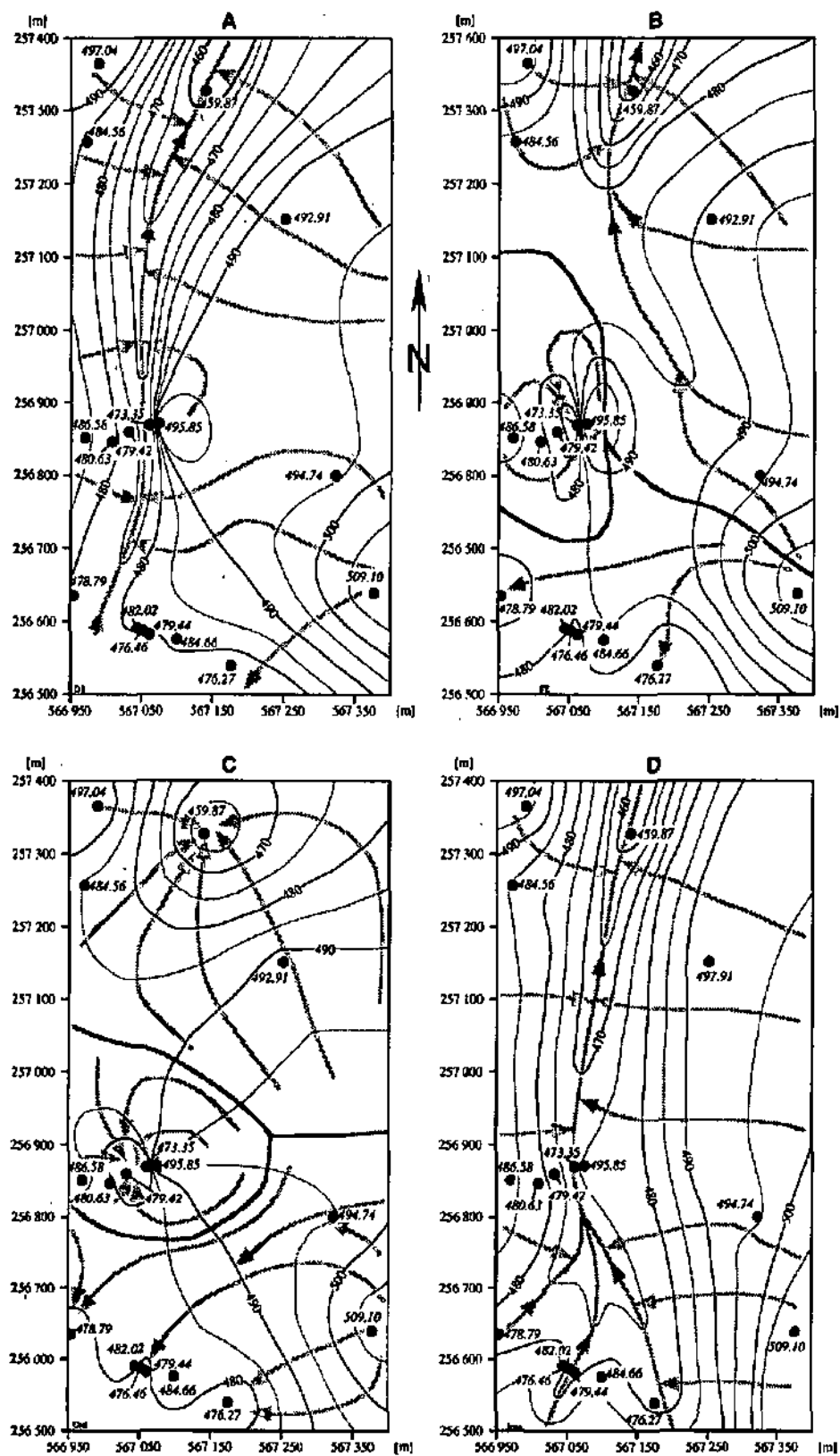
L'image du réseau karstique doit être obtenue en premier, elle permet ensuite de situer les forages recoupant les volumes peu perméables et de mieux comprendre le niveau d'eau qui y est mesuré.

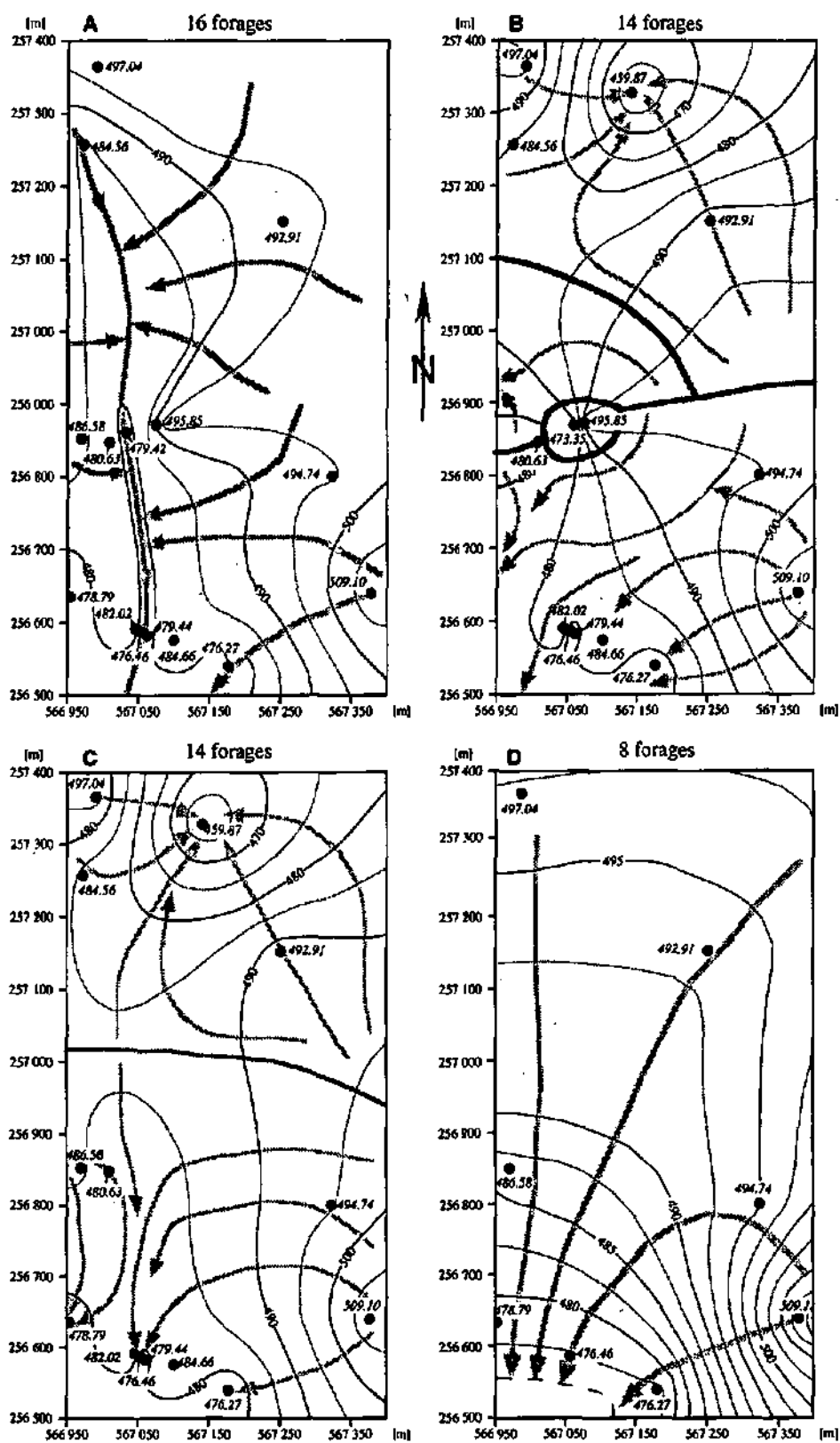
C'est sur ce principe que la carte de la figure 10 a été dessinée. Il en ressort que les cartes d'écoulement dans les milieux aussi hétérogènes que les milieux karstiques doivent être interprétées à partir de plusieurs types d'observations. Elles ne peuvent en aucun cas être dessinées de façon fiable uniquement à partir des mesures de niveaux d'eau dans des forages.

Les problèmes exposés ci-dessus se posent particulièrement à une échelle déca- à hectométrique (par exemple près d'une zone d'exutoire), et principalement dans les aquifères où l'épaisseur de la zone saturée est faible (quelques dizaines de mètres).

Qu'en est-il à l'échelle kilométrique ?

Figure 8 : Cartes "piézométriques" dessinées par trois personnes et par ordinateur (carte C) à partir des données de la figure 6. Les personnes ne disposaient d'aucune connaissance complémentaire du site. Les dessins des cartes B et C subdivisent le secteur en trois "bassins versants", dont un au centre, fermé, c'est-à-dire correspondant à une perte ou à un pompage. Le dessin des cartes A et D admet une forte anisotropie des perméabilités qui permet à leurs auteurs de dessiner un véritable axe de drainage très allongé du sud vers le nord, mais très étroit.





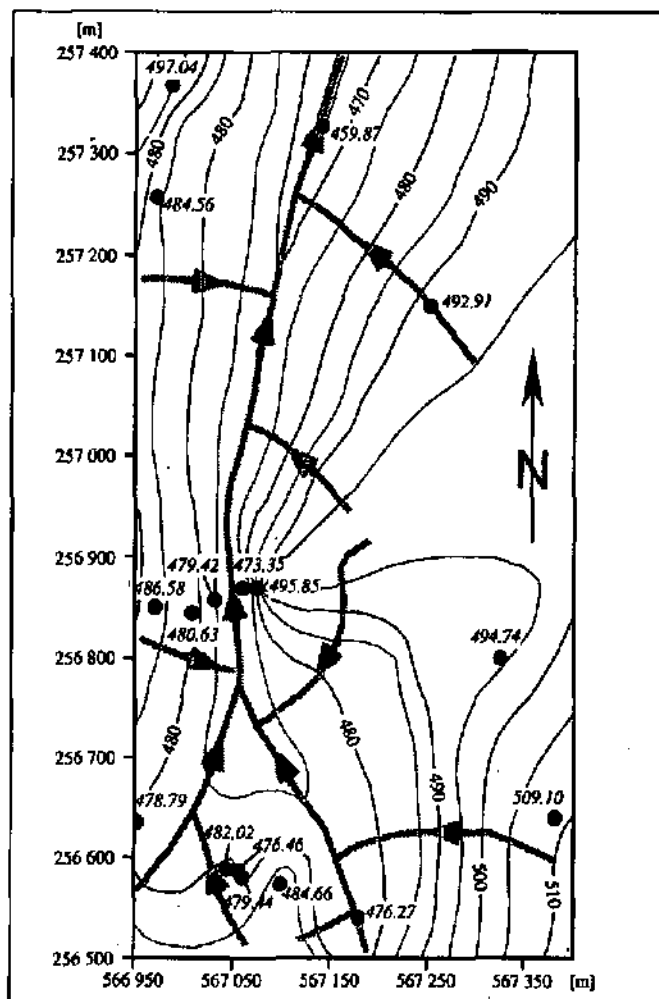


Figure 10 : Carte "réelle" des directions d'écoulement interprétée sur la base des données piézométriques (18 forages), des tracages, des mesures de perméabilité entre packer et de la connaissance directe du réseau de conduits karstiques. Les écoulements sont dirigés vers le nord. Les cartes des figures 8A et 8D étaient proches de celle-ci. Le dessin de cartes piézométriques dans des milieux aussi hétérogènes que les aquifères karstiques est rarement univoque. Pour être fiable, même qualitativement, il nécessite une densité de forages très importante et des informations complémentaires (tracages, connaissances des perméabilités, etc.).

Figure 9 : Cartes "piézométriques" dessinées par ordinateur en utilisant une interpolation linéaire isotrope et en sélectionnant certains forages du secteur présenté aux figures 6 et 8. Les images varient considérablement selon le nombre de forages utilisés pour dessiner la carte. Le secteur peut paraître drainé vers le nord, le sud ou les deux simultanément. La carte A, bien qu'utilisant les données de 16 forages (sur 0,5 km²), présente un écoulement vers le sud, c'est-à-dire dans une direction complètement opposée aux cartes A et D de la figure 8.

Les variogrammes du site de Bure montrent l'existence d'une tendance régionale qui pourrait significativement dépasser la variance liée à l'hétérogénéité locale du milieu. Cependant, le variogramme présenté s'arrête à 540 mètres. A l'échelle kilométrique, le gradient régional est très influencé par le gradient hydraulique du réseau karstique. A Bure, ce gradient est de l'ordre de 20 à 30 mètres par kilomètre; nous posons donc l'hypothèse que le variogramme continue à croître à une échelle plus grande encore. Dans les aquifères où le gradient hydraulique régional est faible (réseau karstique est noyé), nous posons l'hypothèse que le variogramme se stabilise à partir d'une certaine échelle. Ces deux hypothèses mériteraient vérification car elles fourniraient des indications utiles quant à la géométrie des volumes peu perméables (dimension, forme).

De nombreuses cartes piézométriques sont publiées et semblent donner des résultats interprétables, la plus fameuse étant probablement celle de QUINLAN & RAY (1981) in WHITE (1989), dans la région de Mammoth cave (Kentucky), qui est basée sur les niveaux de plus de 1500 forages. Ces cartes représentent pour la plupart l'image des potentiels hydrauliques dans le réseau karstique et sont interprétées comme telles. Le raisonnement mené dans notre étude est basé sur le principe que certains forages recoupent des volumes peu perméables, que d'autres recoupent des zones mal connectées au réseau karstique et enfin, que d'autres recoupent le réseau ou des zones bien connectées au réseau. Nous posons l'hypothèse que les forages utilisés par QUINLAN & RAY (par exemple) recoupent tous des horizons assez perméables et connectés au réseau karstique (joints de stratification ou couches karstifiées). Cette hypothèse est d'autant plus probable que ces forages ont tous été effectués pour capter de l'eau et que dans la région de Mammoth Cave il semble suffire de faire un trou pour y pomper de l'eau. J. F. Quinlan dans une communication personnelle à d'ailleurs reconnu que certains forages présentaient des niveaux plus élevés, "difficiles à expliquer". L'étude du variogramme des données brutes de la carte de QUINLAN & RAY ainsi que la mesure de perméabilité dans ces forages permettrait de vérifier ces hypothèses.

Plus près de chez nous, dans le bassin de l'Areuse, TRIPET (1973) dessine une carte piézométrique où les écarts de niveau entre des forages distants de plusieurs kilomètres sont d'une dizaine de mètres. A nouveau, ces forages, bien que globalement peu perméables, recoupent certainement une ou deux zones bien connectées au réseau karstique, comme le montrent les réactions rapides des niveaux d'eau après les pluies. Les forages recoupent d'ailleurs plus de 100 ou 150 mètres de zone saturée, ce qui accroît nettement la probabilité qu'il recoupent une zone "proche" (à conductance élevée) du réseau karstique. DROGUE (1969, 1980 ou 1992) observe des niveaux d'eau distincts de plusieurs dizaines de centimètres entre des forages peu distants (20 à 30 mètres). Il dessine des cartes piézométriques avec beaucoup de prudence.

Conclusion

L'hétérogénéité spatiale à l'échelle locale des perméabilités dans les milieux karstiques induit d'importantes variations locales des potentiels et des gradients hydrauliques. Cette variance élevée à l'échelle locale pose des problèmes d'interpolation des mesures. Dans ces conditions, la mesure du niveau d'eau dans un forage ne représente pas le potentiel hydraulique du milieu environnant, ni le niveau supérieur de la zone saturée. A l'échelle locale, l'interprétation des cartes piézométriques est extrêmement délicate, voir impossible. A l'échelle kilométrique et si les forages recoupent des zones perméables reliées au réseau karstique, les niveaux d'eau peuvent donner un idée qualitative des gradients hydrauliques réels dans le réseau karstique. Dans les aquifères karstiques, il est par conséquent fortement

conseillé de disposer de profils de perméabilité ou au moins de connaître la transmissivité des forages pour dessiner des cartes piézométriques et pour interpréter les niveaux d'eau mesurés en termes de directions d'écoulement. Sans ces mesures, les cartes ne présentent aucune objectivité. Signalons encore que des mesures en continu du niveau d'eau dans les forages peuvent donner des indications qualitatives utiles sur la conductance du milieu entre le forage et le réseau karstique.

5. Les potentiels hydrauliques du réseau karstique évoluent-ils très différemment de ceux des parties peu perméables ?

La mesure simultanée des variations de charge dans les conduits et dans les volumes peu perméables permet de répondre à cette question.

Les modèles théoriques du type de celui présenté à la figure 2 mettent en évidence des comportements hydrodynamiques différents des volumes peu perméables et des conduits karstiques (figure 1b et figure 11) : les conduits karstiques présentent des variations rapides et intenses de potentiel hydraulique, alors que les potentiels varient lentement et de façon plus atténuée dans les volumes peu perméables. ÖNDER (1985) propose d'ailleurs une solution analytique à ce problème. Il en résulte que dans les volumes peu perméables, plus la conductance entre un point donné et le réseau karstique est faible, plus les variations de potentiel hydraulique à ce point seront contrastées (lentes et de faible amplitude) par rapport à celle du réseau. Des inversions de gradient (potentiels momentanément plus élevés dans les conduits karstiques que dans les volumes peu perméables) sont possibles à certains moments.

OBSERVATIONS ET INTERPRÉTATIONS

Les mesures de perméabilité effectuées (figure 3 et tableau 1) ont permis de choisir un forage recoupant à la fois une zone à conductance élevée (perméable et proche d'un conduit) et une zone à conductance faible (très peu perméable et moins proche d'un conduit). En séparant les passes avec des obturateurs gonflables, on peut obtenir un dispositif de mesure analogue au forage fictif décrit sur la figure 2. Un tel système a permis de mesurer le comportement hydrodynamique des volumes peu perméables et des conduits karstiques pendant quelques semaines. Le résultat est donné à la figure 12. Ces enregistrements montrent clairement que plus la perméabilité (conductance) est faible, plus les variations sont lentes et de faible amplitude. Les possibles inversions de gradients prévues par le modèle sont clairement mises en évidence ici.

OROGUE (1969) proposait déjà une schématisation du karst avec des inversions de gradient possible entre volumes peu perméables et conduits karstiques. Il basait son schéma sur des observations dans des forages et constatait que les forages les plus perméables présentaient des niveaux plus bas que les autres en étiage et inversement en hautes eaux. TRIPET 1973 et BERTRAND *et al.* 1973 faisaient la même observation. Ces observations étaient faites sur des niveaux d'eau dans des forages parfois distants de plusieurs centaines de mètres. En fonction des remarques faites au chapitre précédent, il est autorisé de penser que la plupart des forages mesurés recoupaient une zone perméable ou assez proche du réseau karstique. Les différents comportements mesurés entre les forages étaient donc certainement de faible amplitude par rapport aux contrastes réels entre le réseau karstique et les zones à conductance très faible. Les observations présentées à la figure 12 confirment l'existence de comportements très contrastés entre réseau karstique et volumes peu perméables.

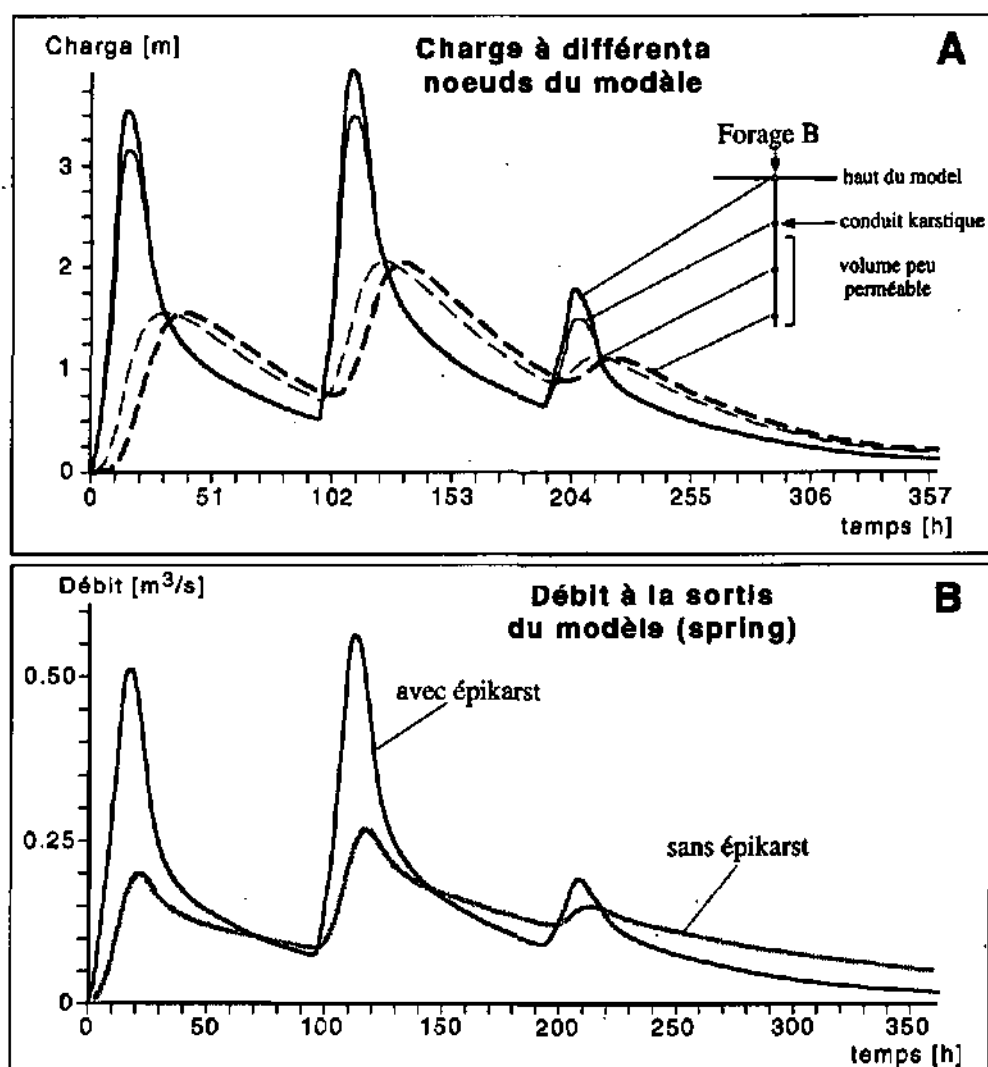


Figure 11 : Comportement hydrodynamique des conduits karstiques et des volumes peu perméables sur le modèle de la figure 2. Dans les parties très perméables (surface du modèle avec épikarst ou réseau karstique), le potentiel hydraulique est minimum en basses eaux (drainant), il augmente rapidement et fortement lors des périodes d'alimentation, pouvant dépasser le potentiel des parties peu perméables. L'hydrogramme à la source du modèle (spring, figure 2) est donné à la figure 11B, et comparé à l'hydrogramme d'un modèle identique mais sans épikarst.

Les mesures effectuées entre obturateurs permettent de tester des zones à conductance très faible (figure 12). Ce graphique confirme les observations antérieures et avec les autres observations effectuées permet d'affirmer :

- que la schématisation proposée (réseau karstique drainant un volume de roche peu perméable) décrit correctement d'un point de vue qualitatif ce qui se passe au sein d'un aquifère karstique;
- que même les parties les moins perméables (de l'ordre de 10^{-10} m/s) des volumes peu perméables sont rechargées et se déchargent, mais nettement plus lentement et de façon plus atténuée que le réseau de conduits karstiques;
- que le réseau draine les volumes peu perméables en basses eaux et que la situation peut s'inverser en hautes eaux de façon analogue à celle déjà proposée de façon empirique par DROGUE (1969), TRIPET (1973) et de façon théorique par les modèles (ROSSIER & KIRALY 1992 ou ÖNDER 1985);
- que les potentiels hydrauliques mesurés dans certains volumes peu perméables sont fréquemment plus élevés que les potentiels maximaux atteints dans le réseau karstique ce qui prouve qu'il sont alimentés par l'infiltration directe des pluies depuis la surface, et non par les infiltrations des eaux depuis le réseau karstique pendant les périodes d'inversion de gradient.

CONSÉQUENCE PRATIQUE

Les potentiels hydrauliques peuvent varier extrêmement rapidement et de façon très intense dans le réseau karstique. Pour obtenir une image acceptable du comportement réel du niveau d'eau d'un forage ou du potentiel hydraulique dans une passe, il convient d'adapter le pas de temps de mesure à la vitesse de réaction du paramètre mesuré. Sur le bassin de la Milandrine, le niveau d'eau de certains forages varie de plus de 10 mètres en quelques heures, alors que le niveau d'autres forages voisins prend plusieurs semaines pour varier d'un ou deux mètres (figure 13). La mesure hebdomadaire ou mensuelle des niveaux d'eau est généralement très peu représentative de la réaction réelle du forage et l'interprétation de telles chroniques est pratiquement impossible, particulièrement si la perméabilité des terrains n'est pas connue.

Dans les forages - ou passes - très perméables, des mesures horaires ou demi-horaires sont indispensables pour appréhender le comportement hydraulique du terrain. Pour évaluer le pas de temps d'observation du milieu, la connaissance de la perméabilité des terrains recoupés est indispensable. L'alternative inverse est de mesurer tous les forages disponibles avec des pas de temps serrés (1/2 heure par exemple) et, selon l'allure des courbes, on obtiendra une idée de la transmissivité des forages (ou passes).

6. Conclusion

Globalement, les observations directes du comportement hydraulique des conduits karstiques et des volumes peu perméables valident, au moins du point de vue hydraulique, la schématisation proposée des aquifères karstiques, c'est-à-dire : un réseau de conduits karstiques très perméables drainant un volume peu perméable de roches fissurées.

Cette schématisation permet de visualiser par des modèles la distribution spatiale hétérogène des potentiels hydrauliques que les observations directes présentées dans cette note ont confirmé qualitativement. La première constatation est que les potentiels hydrauliques sont

minimaux dans le réseau de conduits karstiques, ils augmentent souvent de plusieurs mètres vers l'intérieur des volumes peu perméables.

Les conséquences de cette distribution hétérogène des potentiels hydrauliques sont que :

- la mesure du niveau d'eau dans les forages ne représente pas un potentiel hydraulique ni la surface de la "nappe";
- le dessin de cartes piézométriques est extrêmement difficile dans les aquifères karstiques;
- l'interprétation hydraulique correcte des mesures effectuées dans des forages n'est possible qu'en disposant du profil des potentiels hydrauliques et des perméabilités recoupés par les forages.

Les mesures effectuées ont démontré l'existence d'une relation entre la perméabilité ou la conductance hydraulique et le potentiel hydraulique d'un point donné d'un aquifère.

Des mesures en continu des potentiels hydrauliques dans les parties peu perméables et simultanément dans les parties très perméables ont démontré :

- l'existence d'une recharge aussi bien des volumes peu perméables que du réseau karstique;
- que les variations de potentiel hydraulique dans les parties peu perméables sont plus lentes et moins importantes que dans les conduits karstiques, ce qui peut conduire à des inversions momentanées des gradients hydrauliques;
- que la décharge des parties peu perméables est nettement plus lente que celle du réseau karstique. Elle peut ainsi alimenter le flot de base des sources longtemps après les périodes de recharge;
- que la recharge des volumes de roche peu perméable résulte au moins partiellement de l'infiltration directe des eaux depuis la surface, et pas seulement de l'infiltration des eaux depuis le réseau karstique pendant les périodes d'inversion de gradient.

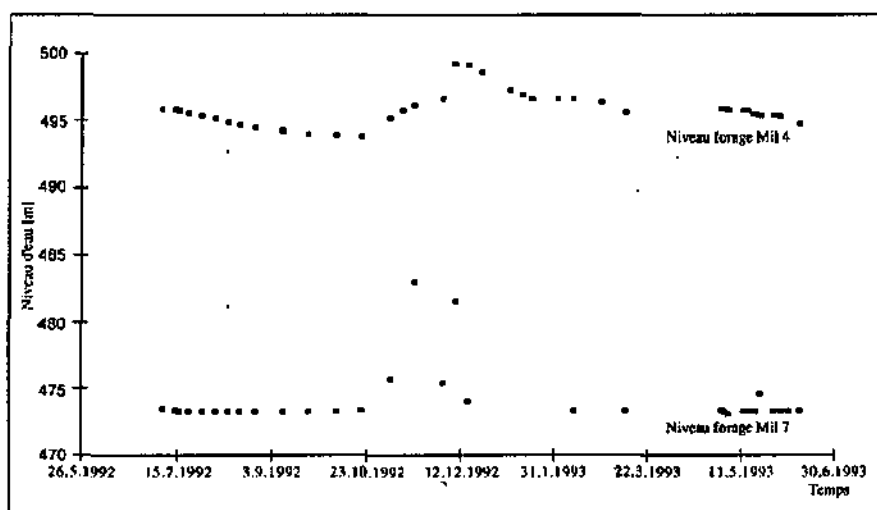


Figure 13a : Mesures manuelles hebdomadaires dans deux forages. Quelle peut être l'allure réelle des courbes entre les points de mesure ?

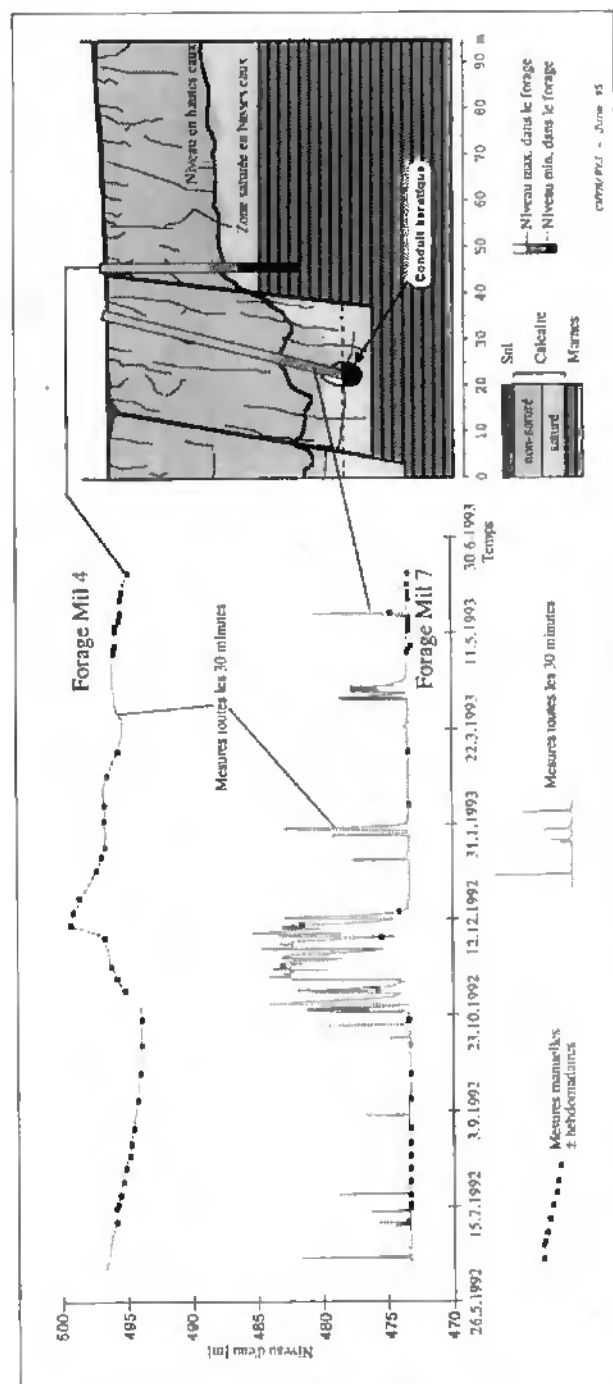


Figure 13b : La courbe du haut représente les mesures dans le forage Mil 4 recoupant une partie peu perméable de l'aquifère. Il réagit lentement aux infiltrations. Les mesures hebdomadaires de niveau décrivent correctement son comportement. La courbe du bas représente les mesures dans le forage Mil 7 recoupant le réseau de conduits karstiques. Il réagit extrêmement rapidement aux infiltrations et les mesures manuelles hebdomadaires représentent mal le comportement réel du niveau d'eau. L'interprétation des mesures manuelles (hebdomadaires ou plus espacées) doit par conséquent être menée avec une grande prudence !

Le cas du forage Mil 8 présenté en annexe démontre l'existence de cas particuliers liés à des conditions locales particulières (limite supérieure de la zone saturée). Les phénomènes liés aux particularités de la zone non saturée ne sont jusqu'ici pas pris en considération dans les modèles, ni dans la schématisation proposée. Localement ces phénomènes semblent jouer un rôle mesurable. Cet exemple pose les limites de la schématisation proposée.

Par rapport à la schématisation proposée, des informations complémentaires pourraient être obtenues en observant le transfert de traceurs à travers les volumes peu perméables et en comparant les courbes de restitution à celles du transfert dans le réseau karstique. Malgré plusieurs tentatives, les essais effectués se sont avérés inutilisables (voir annexe 2).

La schématisation proposée et validée par les observations de terrain permet de modéliser qualitativement les écoulements dans les aquifères karstiques et par là d'obtenir une image (qualitative) du fonctionnement hydraulique global et local de ces aquifères. La densité et la géométrie du réseau karstique introduite dans les modèles joue un grand rôle sur la réponse du système. Or ces paramètres ne peuvent pas être définis de façon univoque, ni à partir des modèles, ni à partir de l'observation globale des aquifères (par exemple de l'hydrogramme de la source). Parmi les approches exposées dans cette note, la relation esquissée entre la conductance hydraulique et le potentiel hydraulique peut donner des informations indirectes sur la densité du drainage. De même, l'étude des variogrammes des niveaux d'eau ou l'injection de traceurs dans les volumes peu perméables des aquifères karstiques pourraient contribuer à mieux connaître la forme et l'extension des volumes peu perméables entourant le réseau karstique.

Annexe 1 : Le cas particulier du forage Mil 8

Parmi les 18 forages mesurés régulièrement sur le site du Maira, le Mil 8 est le seul à présenter un comportement hydraulique particulier, apparemment en désaccord avec le schéma de fonctionnement proposé. En effet, le niveau d'eau dans le forage présente des variations bien différentes de celles du niveau d'eau dans les forages voisins ou dans le réseau karstique (figure 14).

Une série de mesures entre obturateurs par passes de 5 mètres a confirmé ce comportement "étrange" puisqu'une des passes, bien que située sous le niveau de l'eau dans le forage, s'est partiellement vidée lorsque la passe a été isolée.

Ce paragraphe vise à présenter les observations brutes du comportement hydraulique de ce forage. Celui-ci reste en partie inexpiqué et de nouvelles mesures seraient nécessaires pour une compréhension de détail.

Variations du niveau d'eau

La figure 14 illustre le comportement, sur une période de trois mois, du niveau d'eau dans le forage Mil 8 et dans les forages voisins (Mil 6 et Mil 7). Le forage Mil 7 recoupe le réseau karstique, son niveau correspond donc au potentiel hydraulique dans le réseau. La figure 15 illustre la fréquence des différents niveaux dans le forage Mil 8. La période de mesure est d'environ deux ans avec un pas de temps d'une demi-heure.

Les niveaux d'eau mesurés varient entre 480 m et 490 m. Le niveau présente des paliers vers 481, 483, 484 et 485.5 mètres (figures 14 et 15). Il passe rapidement d'un palier à l'autre et varie de façon plus atténuée autour du niveau des paliers. Le palier le mieux marqué (niveau le plus fréquent) se trouve à 485.5 mètres. Le niveau peut se trouver à cette altitude tant en période de basses eaux que de hautes eaux.

Dans les forages voisins, le niveau le plus probable est généralement proche du niveau d'étiage et en aucun cas si nettement au dessus de la médiane, mais généralement plutôt au-dessous.

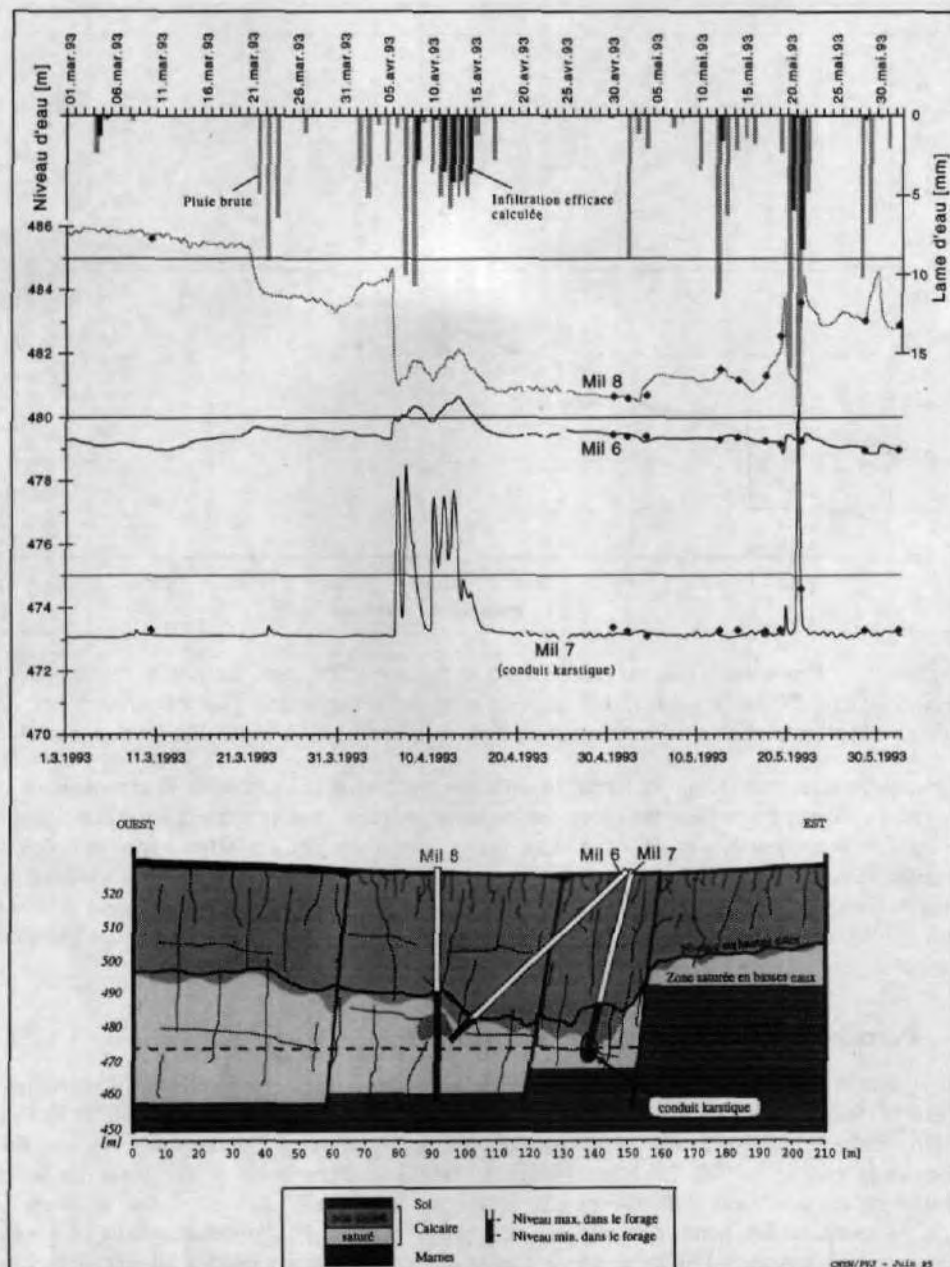


Figure 14 : Niveaux d'eau dans les forages Mil 8, Mil 7 et Mil 6 pendant 3 mois (du 1.03.93 au 1.06.93). Le forage Mil 7 recoupe un conduit karstique. Le niveau d'eau dans le forage Mil 8 varie tantôt de façon opposée, tantôt de façon parallèle aux niveaux dans les deux autres forages. Lorsque le niveau d'eau dans le forage Mil 8 est bas, il réagit de façon synchrone et parallèle au forage Mil 6 voisin (distant de 10 m). Lorsque le niveau est plus élevé, les deux forages ont des réactions opposées (par ex. 19.05.93 ou le 30.05.93).

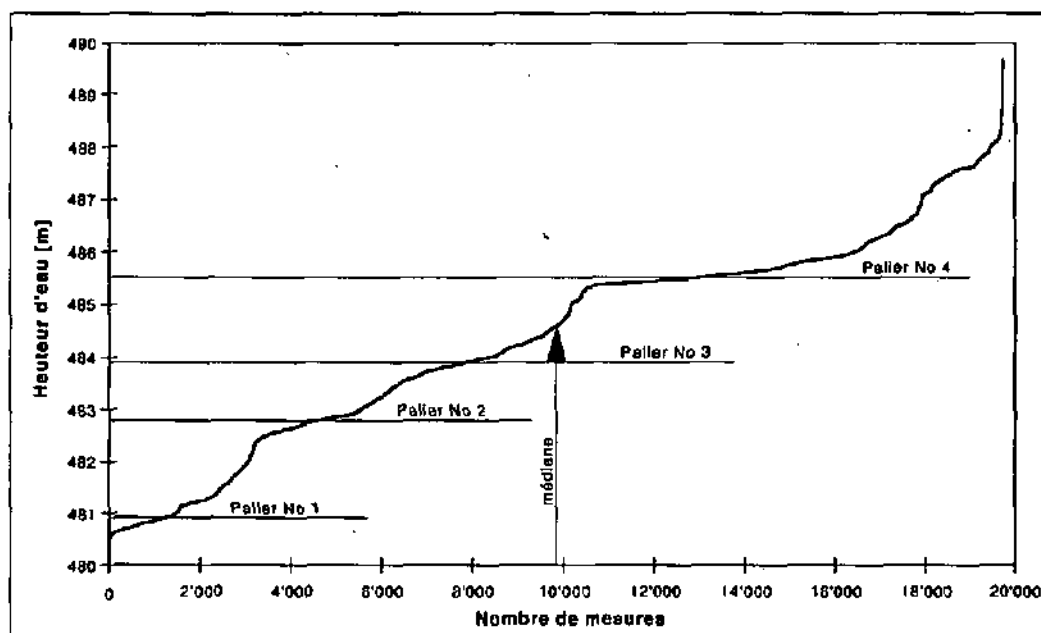


Figure 15 : Hauteurs d'eau mesurées dans le forage Mil 8 avec un pas de temps de 30 minutes (env. 20000 mesures) et classées par ordre croissant. Quatre paliers ont été définis : le principal est situé nettement au-delà de la médiane de cette distribution cumulée.

L'enregistrement présenté sur la figure 14 est assez typique de l'ensemble de la chronique de ce forage. Le niveau est stable pendant un certain temps et varie soudain plus ou moins en fonction des pluies pour se stabiliser vers une autre valeur. Les pluies ont des effets variables, pouvant abaisser le niveau (ex. du 21 mars 93) ou l'augmenter (ex. du 21 mai 93). Lorsque le niveau d'eau dans le forage est bas, il réagit de façon synchrone et parallèle au niveau d'eau dans le Mil 6 voisin (distant de 10 m), lorsque le niveau est plus élevé, les deux forages ont des réactions opposées (ex. 19.05.93 ou le 30.05.93).

Perméabilités et potentiels hydrauliques

La figure 16 présente le profil du forage Mil 8, les perméabilités et les potentiels hydrauliques mesurés. Globalement les perméabilités mesurées sont faibles, comprises entre $4 \cdot 10^{-5}$ m/s et $2 \cdot 10^{-7}$ m/s, ce qui correspond aux perméabilités des volumes peu perméables des aquifères karstiques (KIRALY 1975, DROGUE 1969). A l'exception d'une seule passe, toutes les autres présentent des potentiels hydrauliques plus élevés que le niveau d'eau mesuré dans le forage. A titre de comparaison, pendant la période de mesure, le potentiel hydraulique dans le conduit karstique voisin (forage Mil 7) est compris entre 473 et 475 mètres, soit 5 à 10 mètres plus bas que les potentiels mesurés dans le forage Mil 8.

Il convient de remarquer que les potentiels hydrauliques les plus faibles ne se rencontrent pas ici dans les passes les plus perméables.

Remarquons également l'existence de trois passes partiellement remplies entre 475 m et 487 m, qui démontrent la structure complexe du sommet de la zone saturée dans les milieux calcaires.

Autres observations

Un essai de traçage a été effectué en injectant une saumure d'eau salée dans le forage Mil 8. Pendant l'injection, le niveau d'eau est monté jusqu'au sommet du forage. La zone supérieure étant assez perméable (épikarst), il est probable qu'une bonne partie du traceur s'y soit infiltrée. La réponse mesurée dans le conduit karstique situé environ 150 mètres en aval du forage a été moyennement rapide (première arrivée après 5.5 heures) et le pic relativement étendu (durée de la restitution environ 25 heures). La figure 17 présente la courbe obtenue et à titre de comparaison la courbe obtenue en injectant directement dans le conduit karstique à côté du forage Mil 8 (injection dans le forage Mil 7).

Le traceur injecté dans le forage Mil 8 a certainement transité en direction du conduit (forage Mil 7) puis en direction du point d'observation en suivant le conduit. Le transit dans le conduit étant rapide, il est raisonnable d'admettre que la courbe de restitution avait, au niveau du forage Mil 7, la même allure que celle mesurée au point d'observation (nombre de Péclet de 10), mais décalée de 2h30 environ. La dispersion estimée entre le Mil 8 et le Mil 7 (distance de 30 m, temps modal de 7 h, vitesse modale de 4.2 m/h, Nombre de Péclet de 10) est alors de $3.6 \cdot 10^{-3}$ m. Elle est de $4 \cdot 10^{-2}$ m entre le Mil 7 et le point d'observation (conduit karstique). La réponse du traceur injecté dans le Mil 8 est donc caractéristique d'un milieu relativement peu perméable, cependant le contraste des dispersions entre l'injection directe dans le conduit et l'injection dans le milieu fissuré (Mil 8) n'est que d'un facteur dix environ. Il est nettement moins important que le contraste des perméabilités. La courbe observée résulte donc probablement davantage du trajet à travers l'épikarst, que de celui à travers les roches peu perméables situées plus bas dans le forage.

Lors des essais hydrauliques dans la zone non saturée, plusieurs m^3 d'eau ont été injectés dans le forage. Le niveau dans le forage Mil 6 voisin est alors monté d'un mètre cinquante, passant de 478.5 à 480 m.

Des diagraphies ont été effectuées, elles complètent les observations directes (vidéo et cuttings) qui ont permis de reconstituer la description lithologique de la figure 16. Le forage n'a pas été carotté.

Discussion

Toutes les observations effectuées dans le forage Mil 8 ne peuvent pas s'inscrire dans le cadre de la schématisation admise jusqu'ici.

Bien que non confirmée par toutes les mesures effectuées, l'hypothèse la plus raisonnable est de penser qu'il existe une fissure (ou un petit conduit) située entre 479.5 et 479.8 m d'altitude qui est généralement non saturée et "moyennement" perméable. Sachant que les perméabilités mesurées dans les passes à ce niveau sont de l'ordre de $1 \cdot 10^{-6}$ m/s, l'ouverture de la fissure peut être estimée (LOUIS 1968) à quelques dixièmes de millimètres ou, s'il s'agit d'un petit conduit, à quelques millimètres de diamètre.

L'interprétation hydraulique présentée sur la figure 17 permet d'expliquer le niveau d'eau observé dans le forage et le fait que la passe comprise entre 476 et 481 m se vide partiellement bien qu'elle soit située sous le niveau d'eau. Le cas est analogue au schéma de la figure 5a.

Les variations temporelles du niveau d'eau ne sont cependant pas "expliquées" par ce schéma. Il est possible que la perméabilité de la fissure de 479.65 m varie au cours du temps en fonction de la saturation du milieu. Dans des fissures de faible ouverture, des suctions de plusieurs mètres sont possibles. Lorsque la perméabilité de la fissure augmente, le niveau d'eau dans le forage descend et inversement.

De nouvelles observations et des considérations théoriques plus poussées seraient nécessaires pour résoudre même qualitativement le problème proposé. La schématisation utilisée (cf. JEANNIN 1995, ce volume) est insuffisante pour décrire correctement le comportement du forage Mil 8.

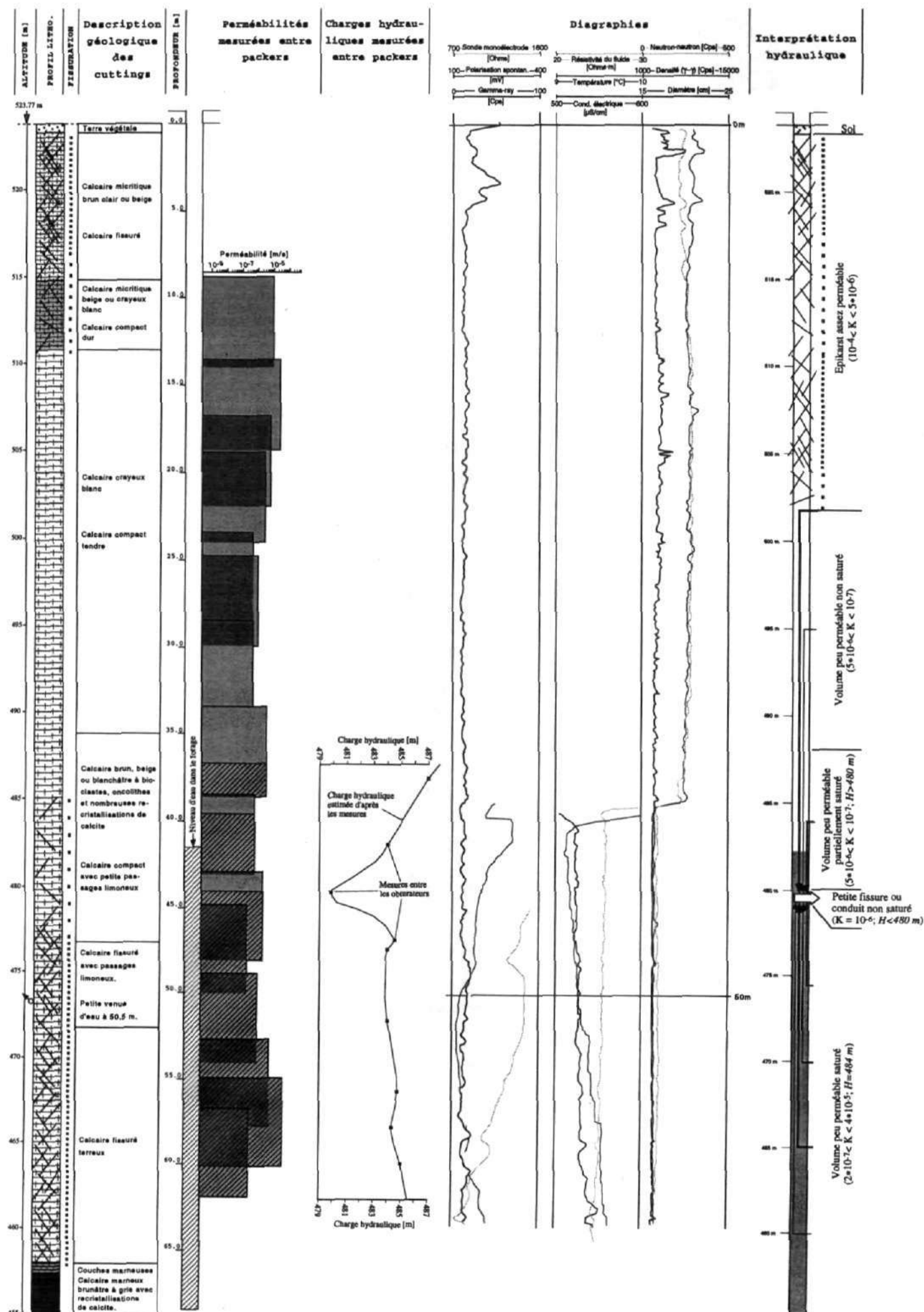


Figure 17 : Description géologique, perméabilités, charges hydrauliques, diagraphies et hypothèses de fonctionnement du forage Mil 8 (site de Bure). Une hypothèse de fonctionnement est donnée dans la colonne « interprétation hydraulique » : il est probable que ce forage recoupe un très petit conduit karstique ou une petite fissure généralement non saturée, située vers 479.65 m d'altitude. Cette fissure évacue les eaux du forage qui draine des volumes de roche peu perméables dans lesquels les potentiels hydrauliques sont plus élevés (env. 484 m). Le flux issu des volumes peu perméables est tel que la fissure se met en charge pour parvenir à évacuer les eaux drainées par le forage.

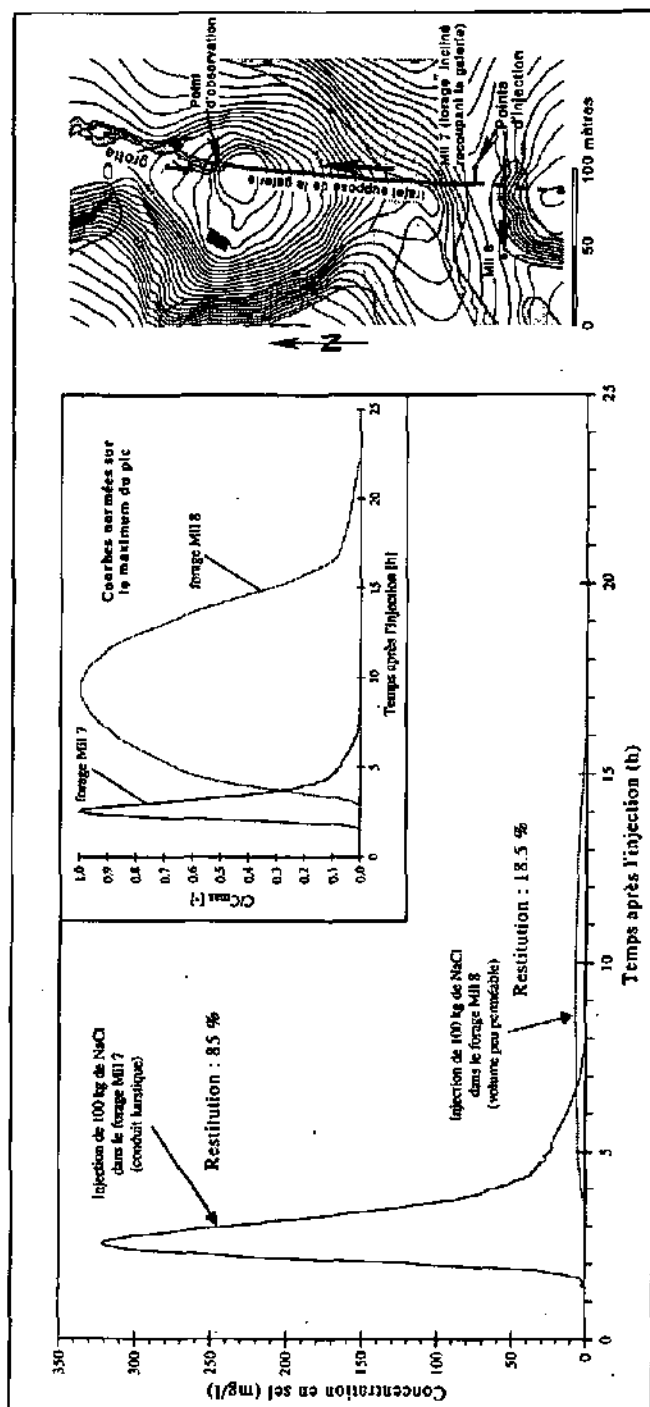


Figure 17 : Essais de traçage effectués dans le forage Mil 8 et, pour comparaison, dans le forage Mil 7. La dispersion calculée entre le Mil 8 et le réseau karstique ($D=3.6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) est environ dix fois plus faible que celle mesurée dans le réseau karstique (entre le Mil 7 et le point d'observation, $D = 4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$). Étant donné les énormes contrastes de perméabilité entre le réseau karstique et les parties fissurées peu perméables, la valeur de dispersion obtenue à partir du Mil 8 n'est pas caractéristique du transport dans les volumes peu perméables des aquifères karstiques.

Annexe 2 : Injections de traceurs dans les volumes peu perméables et dans les conduits

A cause des énormes contrastes de perméabilité et de porosité entre les volumes peu perméables et les conduits karstiques, le comportement des traceurs devrait être extrêmement différent entre ces deux milieux.

Dans la rivière souterraine de la Milandrine (conduits karstiques), les vitesses des traceurs sont de l'ordre de $4 \cdot 10^{-3}$ à $1 \cdot 10^{-1}$ m/s (JEANNIN & MARÉCHAL 1995, ce volume, MARÉCHAL 1994). Les vitesses dans les conduits karstiques dépendant fortement du type d'écoulement (noyé ou libre), WORTHINGTON (1991) donne pour l'ensemble des aquifères karstiques des vitesses comprises entre $8 \cdot 10^{-4}$ et $3 \cdot 10^{-1}$ m/s. Les dispersivités longitudinales (α) dans les conduits karstiques sont généralement comprises entre 1 et 300 m (JAMIER 1976, MARÉCHAL 1994), ce qui correspond à des dispersions ($D = \alpha \cdot \text{vitesse}$) comprises entre $D = 1 \cdot 10^{-3}$ et $40 \text{ m}^2/\text{s}$.

Dans les milieux fissurés peu perméables, les vitesses des traceurs sont généralement inférieures à $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. Les mesures de dispersivités sont rares dans les milieux fissurés peu perméables, les valeurs trouvées dans la littérature sont de l'ordre de $1 \cdot 10^{-3}$ à $1 \cdot 10^{-2}$ m (KINZELBACH 1986, NERETNIEKS 1993). Elles ne tiennent pas compte des effets de diffusion dans la matrice et sont ainsi comparables aux valeurs obtenues dans les chenaux karstiques. Les ordres de grandeurs des dispersivités sont donc les mêmes dans les milieux fissurés et dans les chenaux karstiques, mais les vitesses étant nettement inférieures, les coefficients de dispersion apparente en milieu fissuré sont nettement plus faibles que dans les chenaux karstiques ($4 \cdot 10^{-11} < D < 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$).

Les modèles théoriques, comme les remarques qui précèdent indiquent que les traceurs injectés dans les volumes peu perméables des aquifères karstiques devraient cheminer nettement plus lentement et présenter des coefficients de dispersion apparente beaucoup plus faibles que les traceurs injectés directement dans le réseau de conduits karstiques. Plus le cheminement dans les parties peu perméables est long, plus le traceur est lent et plus la dispersion est petite.

Plusieurs essais ont été tentés sur le site de Bure et du Hôlloch pour comparer les dispersions des traceurs injectés respectivement dans les conduits et dans les volumes peu perméables, ceci afin d'essayer d'estimer l'ordre de grandeur de la taille des volumes peu perméables, ou, en d'autres termes, la longueur du cheminement des traceurs avant qu'ils n'atteignent le réseau karstique.

Les résultats ont été décevants. D'abord parce qu'il est difficile d'injecter un traceur dans une zone peu perméable (infiltration faible et débordement fréquent vers des parties plus perméables, par exemple vers l'épikarst). Ensuite, car pratiquement aucun des traceurs injectés de façon sûre dans un volume peu perméable n'a été retrouvé !

Les courbes de la figure 17 montrent qualitativement bien la tendance, mais les vitesses observées (4.2 m/h) et les dispersions estimées ($D = 3.6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) indiquent que le cheminement utilisé par le traceur restitué est situé à la limite du domaine des valeurs d'un réseau karstique et de celles d'un milieu fissuré. Les perméabilités dans la partie supérieure du forage étant élevées, l'essentiel du traceur s'y est infiltré et a rejoint rapidement le réseau karstique. La non détection des traceurs injectés dans les volumes peu perméables incite à penser que les substances ont effectivement cheminé très lentement. De nouveaux essais dans ce domaine devraient encore être effectués pour apporter les validations souhaitées aux modèles théoriques.

De façon analogue aux traçages, il serait possible d'obtenir des informations utiles sur les écoulements dans les volumes peu perméables en comparant la composition chimique et isotopique des eaux issues des volumes peu perméables avec celle de la rivière souterraine.

Remerciements

Nous tenons à remercier les Professeurs J. Mania et J. Mudry de l'Université de Besançon, France, pour leur relecture attentive de cet article et leurs critiques pertinentes. De nombreuses personnes ont contribué à obtenir les mesures et résultats présentés dans cet article, plus particulièrement F. Bourret, R. Christie, L. Déchanet, N. Doerfliger, F. Flury, A. Grasso, M. Hessenauer, D. Jaquet, L. Kiraly, P. Pantillon, E. Vogel, A. Wildberger, F. Zwahlen, les collaborateurs du bureau MFR-SA à Delémont, Mme D. Chapellier de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne et les spéléologues du Spéléo-Club Jura. Ces recherches n'auraient pas été possibles sans le soutien financier de l'action COST-65 et du Fonds national suisse pour la recherche scientifique (requête No 20-40'624.94/1).

Références

- ATKINSON T. C. 1977. Diffuse and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *J. Hydrol.*, 35 : 93-110.
- BERTRAND J., MATHEY B. & MORNOD L. 1973. Inversion temporaire du gradient hydraulique dans un karst et hétérogénéité de la perméabilité. *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.*, 96 : 96-103.
- BONACCI O. 1987. Karst hydrology, with special references to the Dinaric karst. Springer Series in Physical Environment, Springer Verlag, Berlin, 184 pp.
- DROGUE C. 1969. Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens. Thèse de doctorat, Univ. Montpellier, 462 pp.
- DROGUE C. 1980. Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. *Mém. Soc. Géol. France*, 11 : 101-108.
- DROGUE C. 1992. Hydrodynamics of karstic aquifers : experimental sites in the Mediterranean karst, southern France. Hydrogeology of selected karst regions. *Int. Contributions to Hydrogeology, IAH Bull.*, 13 : 133-149.
- DROGUE C. & GRILLOT J.-C. 1976. Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique de Terrieu (périmètre expérimental). *Actes 2ème Coll. d'hydrologie en pays calcaire. Ann. Sci. Univ. Besançon*, 3, Géol., 25 : 195-210.
- JAMIER D. 1975. Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, 153 pp.
- JAMIER D. 1976. Interprétation des essais de traçage des eaux karstiques. *Actes 2ème Coll. d'hydrologie en pays calcaire. Ann. Sci. Univ. Besançon*, 25 : 229-240.
- JEANNIN P.-Y. 1995. Action COST 65 - Projets Bure et Hölloch (Suisse) : cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles. *Bull. d'Hydrogéologie*, 14, ce volume.
- JEANNIN P.-Y. & GRASSO A. 1995. Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. *Bull. d'Hydrogéologie*, 14, ce volume.

- JEANNIN P.-Y. & MARÉCHAL J.-C. 1995. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations. Bull. d'Hydrogéologie, 14, ce volume.
- KINZELBACH W. 1986. Groundwater modelling, an introduction with sample programs in BASIC. Series Development in water sciences, Elsevier, Amsterdam, 333 pp.
- KIRALY L. 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In : A. BURGER & L. DUBERTRET (Eds), Hydrogeology of karstic terrains. Int. Union of geol. sciences, B, 3 : 53-67.
- LOUIS L. 1968. Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. E. D. P., Bull. de la Direction des études et recherches, A, nucléaire, hydraulique, thermique, 3 : 5-132.
- MARÉCHAL J.-C. 1994. Etude et modélisation de l'hydraulique et du transport dans les drains karstiques. Diplôme spécialisation hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 128 pp., non publié.
- NERETNIEKS I. 1993. Solute transport in fractured rock - Applications to radionuclid waste repositories. In : J. BEAR, C.-F. TSANG & G. DE MARSILY (Eds), Flow and contaminant transport in fractured rock, Academic Press, San Diego, 560 pp.
- ÖNDER H. 1985. Interaction between conduit type flow and diffuse flow in karst formation. Int. symp. on karst water resources. UKAM, Ankara, Turkey.
- QUINLAN J. F. & RAY R. A. 1981. Groundwater basins in the Mammoth Cave region, Kentucky. Friends of karst occasional public., 1, Map. [Reprise dans WHITE & WHITE 1989].
- ROSSIER Y. & KIRALY L. 1992. Effet de la dilution sur la détermination des dispersivités par interprétation des essais de traçage dans les aquifères karstiques. Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 11 : 1-15.
- ROSSIER Y. & WEXTEN P. 1988. Méthodologie d'étude du champ des orientations préférentielles de fissuration et du champ des fréquences de fissuration. Application au massif du Furcil, Jura neuchâtelois (Suisse). 4ème Coll. d'hydrologie en pays calcaire, Ann. Sci. Univ. Besançon, 3, Géol. : 389-403.
- TACHER L. 1990. Calculs de potentiels hydrauliques dans un piézomètre crépiné sur toute sa hauteur. Cas d'un aquifère multicouche. Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 9 : 47-50.
- TRIPET J.-P. 1973. Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Matér. géol. Suisse, sér. Hydrol., 21, 163 pp.
- TURBERG P. 1991. Quelques observations sur la prospection géophysique du milieu karstique par électromagnétisme "very low frequency-resistivity" (VLF-R 12 à 240 KHz). Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 10 : 11-26.
- WHITE W. B. & WHITE E. L. (Eds) 1989. Karst hydrology, concepts from the Mammoth Cave area. Van Nostrand Reinhold, New York, 346 pp.
- WORTHINGTON S.R.H. 1991. Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains. Thesis, Sciences, McMaster Univ., Hamilton, Ontario, Canada, 227 pp.

Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations

par Pierre-Yves Jeannin * et Jean-Christophe Maréchal **

RÉSUMÉ

Cette note passe rapidement en revue les diverses approches trouvées dans la littérature concernant les lois de pertes de charge éventuellement applicables aux écoulements dans les conduits karstiques. Les hypothèses inhérentes à certaines de ces formules ne sont pas toutes en accord avec les caractéristiques des conduits karstiques.

La loi de pertes de charge la plus adaptée aux conduits karstiques en charge est celle de Louis, alors que pour les écoulements libres celle de Manning-Strickler paraît être la meilleure. Les écoulements en charge ont été étudiés sur le site du Hölloch (Suisse centrale) et les écoulements libres sur celui de la Milandrine (Jura suisse).

Conformément à la théorie, les mesures effectuées dans cette étude, comme les observations trouvées dans la littérature démontrent que la majorité des écoulements dans les conduits karstiques (en charge ou libres) sont turbulents et suivent une relation quadratique entre vitesse d'écoulement et gradient hydraulique.

Dans les écoulements libres, les mesures indiquent que les pertes de charge singulières dues par exemple à des cascades ou à des ondulations de la surface libre du cours d'eau représentent la majorité (70 à 90 %) des pertes de charge totales. Dans ces conditions, la formule de Strickler sous-estime nettement les pertes de charge puisqu'elle ne prend en compte que les pertes linéaires. Pour décrire la relation entre vitesse d'écoulement et gradient hydraulique dans la rivière souterraine de la Milandrine, des coefficients de Strickler compris entre 0.8 et 2.5 ont dû être utilisés, valeurs dont le sens physique est discutable. Les conductivités hydrauliques calculées pour les écoulements turbulents sont comprises entre 0.2 et 2 m/s.

Dans les écoulements en charge, les pertes de charge singulières sont nettement moins importantes que les pertes de charge linéaires et l'estimation des pertes de charge totales avec la formule de Louis donne des valeurs correctes. Ainsi, les mesures effectuées dans le Hölloch montrent que les pertes de charge calculées avec la formule de Louis en utilisant les caractéristiques géométriques observées dans les conduits (sections, rugosité relative, longueur) sont cohérentes.

* Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

** Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, GEOLEP, CH-1015 Lausanne

Dans les réseaux de conduits réels en charge, la connaissance des sections d'écoulement et des rugosités relatives est généralement insuffisante pour estimer les pertes de charge. Il est par conséquent plus facile de mesurer directement les conductivités hydrauliques des conduits en mesurant les vitesses d'écoulement et les charges hydrauliques. Pour les écoulements en charge, les conductivités hydrauliques obtenues varient entre 2 et 11 m/s, ces valeurs correspondant à des conduits karstiques bien développés mais incluant des obstacles à l'écoulement (éboulements, zones étroites). Des valeurs plus élevées sont possibles dans des conduits larges et sans obstacles qui se développent rarement sur de longues distances.

MOTS-CLÉS

Conduits karstiques, conductivité hydraulique, lois de pertes de charge, modélisation

ABSTRACT

This note briefly reviews the many different approaches found in the literature concerning loss of head laws which may be applicable to flow in karst conduits. The hypotheses inherent in some of the formulae are not in agreement with the characteristics of karst conduits.

The law of loss of head most adapted to phreatic karst conduits is that of Louis, whilst for vadose flow that of Manning-Strickler appears closer to reality. Phreatic flow has been studied at Hölloch (Central Switzerland) and vadose flow at Milandrine (Jura, Switzerland).

In agreement with the theory, the measures undertaken in the study and the observations found from the literature, show that the majority of flows in karst conduits (phreatic or vadose) are turbulent and a quadratic function relates flow speed and hydraulic gradient.

In vadose flow, measures show that head losses due to singularities, for example, waterfalls, or undulations in the free surface of a water course make up the majority (70-90%) of total loss of head. Under these conditions, the Strickler formula clearly underestimates the loss of head because it takes into account only friction losses. To obtain the correct relationship between flow speed and hydraulic gradient in the underground river of the Milandrine, Strickler coefficients of between 0.8 and 2.5 with a highly doubtful physical sense had to be applied. Calculated hydraulic conductivities (k') are between 0.2 and 2 m/s.

In phreatic flow, head losses due to singularities of the channel are much less important than the friction losses, and the estimation of total loss of head with the Louis formula gives correct values. Thus, the measures carried out in Hölloch show that the losses of head calculated with the Louis formula using geometrical characteristics observed in the conduits (sections, relative rugosity, length) are coherent.

In real conduit networks with head, knowing the flow section and the relative rugosity is normally insufficient for estimating the loss of head. As a result, it is easier to directly measure the hydraulic conductivities of conduits from the flow speeds and hydraulic heads. For phreatic flow, hydraulic conductivities vary between 2 and 11 m/s, values corresponding to well developed conduits but which include some obstacles to flow (breakdown zones, narrow sections of channel). Higher values are possible in broad conduits without obstacles which develop only rarely over long distances.

KEY WORDS

Karst conduits, hydraulic conductivity, laws of loss of head, modeling

1. Introduction

Les références de la littérature concernant les lois de pertes de charge dans les conduits karstiques sont relativement peu nombreuses, bien que le sujet soit généralement considéré comme assez fondamental. La littérature provient presque exclusivement des pays anglophones et se base dans la plupart des cas sur des mesures indirectes des vitesses d'écoulement calculées à partir de la taille de cupules observées sur les parois des galeries (GALE 1984, WHITE & WHITE 1970, WHITE & DEIKE 1976, WHITE 1988). Des mesures directes de pertes de charge ont été effectuées (ATKINSON 1977, LAURITZEN *et al.* 1985 et BOEGLI 1980), mais elles sont encore peu nombreuses et souvent très approximatives. GALE (1984) donne une série de valeurs de coefficients de perte de charge obtenues à partir des expériences en laboratoire de BLUMBERG & CURL (1974). FORD & WILLIAMS (1989) et WORTHINGTON (1991) essayent de faire une synthèse exhaustive des mesures disponibles dans la littérature et en relèvent leur faible nombre. Il est frappant de constater que ces auteurs utilisent principalement la formule de Darcy-Weisbach plus connue dans la littérature d'Europe occidentale sous le nom de formule de Nikuradzé, alors qu'ils obtiennent généralement des coefficients de friction largement en dehors du domaine de validité de cette loi. Certains d'entre eux (BOEGLI 1980, LAURITZEN *et al.* 1985, WHITE & WHITE 1970 et WHITE 1988) mentionnent la loi de Manning-Strickler et l'utilisent pour quelques-uns de leurs calculs.

Cette note passe rapidement en revue les diverses approches trouvées dans la littérature concernant les lois de pertes de charge éventuellement applicables aux écoulements dans les conduits karstiques. Les hypothèses inhérentes à ces formules ne sont pas toutes en accord avec les caractéristiques des conduits karstiques. Les formules les plus adaptées ont été testées sur deux sites : le réseau karstique du Hölloch pour les écoulements en charge et la rivière souterraine de Milandre pour les écoulements libres. Ces deux sites-tests sont décrits dans JEANNIN (1995, ce volume). Les valeurs de conductivités hydrauliques obtenues sont comparées aux valeurs trouvées dans la littérature.

Cette note considère uniquement le problème des conduits, qu'ils soient en charge ou en écoulement libre. A ce stade, la démarche consiste à considérer les conduits karstiques comme des conduites tortueuses, aux parois étanches et irrégulières, formant un réseau connexe aboutissant à l'exutoire du système.

2. Aperçu théorique

Écoulement laminaire ou turbulent

Les lois de pertes de charge pour les écoulements laminaires ne sont pas les mêmes que pour des écoulements turbulents. Dans les écoulements laminaires, les particules de fluide se déplacent selon des filets parallèles qui ne se mélangent pas. Lors d'écoulements turbulents, les trajectoires des particules sont irrégulières, les vitesses des particules de fluide ont des composantes transversales dues aux forces de frottement liées à la viscosité du fluide.

Dans les écoulements libre ou en charge, le nombre de Reynolds (Re) permet de définir la limite entre les écoulements laminaires et les écoulements turbulents :

$$Re = \frac{U \cdot D_h}{\nu} = \frac{Q \cdot D_h}{S \cdot \nu} = \frac{Q \cdot 4R_h}{S \cdot \nu} \quad (1)$$

ν = coefficient de viscosité cinématique [m²/s];

U = vitesse moyenne [m/s];

Q = débit [m³/s];

R_h = rayon hydraulique [m], R_h = section d'écoulement / périmètre mouillé;

S = section [m²];

$D_h = 4R_h$ = diamètre hydraulique (dans les conduites circulaires, D_h est le diamètre [m]);

ÉCOULEMENTS LIBRES

Si $Re < 2000$ l'écoulement est laminaire. L'écoulement devient turbulent dès que Re dépasse 2000 (LENCASTRE 1966). KOZENY (1953) donne des valeurs critiques du nombre de Reynolds comprises entre 1900 et 2320.

GALE (1984), à partir de vitesses calculées et de mesures de cupules obtient des valeurs du nombre de Reynolds comprises entre 120'000 et plusieurs millions dans des galeries en écoulement libre. L'auteur considère à juste titre ces écoulements comme étant turbulents.

WHITE & WHITE (1970) et WHITE & DEIKE (1989) ont étudié des galeries fossiles de grottes du Kentucky. En calculant des vitesses d'écoulement à partir des cupules visibles sur les parois des galeries, il arrivent à la conclusion que les écoulements lors de la phase active des galeries étaient toujours turbulents, même dans le cas de rivières très tranquilles.

ÉCOULEMENTS EN CHARGE

Si $Re < 2000$ l'écoulement est laminaire (LENCASTRE 1966).

La turbulence de l'écoulement dépend de la rugosité relative ϵ/D_h où ϵ est la profondeur des rugosités des parois du conduit et D_h son diamètre hydraulique. Dans le cas d'une distribution régulière des rugosités, le diagramme universel de Moody montre que l'écoulement devient turbulent lorsque

par exemple $Re > 14'000$ si $\epsilon/D_h = 0.05$

$Re > 100'000$ si $\epsilon/D_h = 0.01$

$Re > 1'000'000$ si $\epsilon/D_h < 0.0012$

Pour des rugosités irrégulières et supérieures à 0.05 – correspondant aux conduits karstiques – le nombre de Reynolds critique est inférieur à 10'000 (LOUIS 1968, LOMIZE 1947, NÉKRASSOV 1968). A partir de $Re = 10'000$, les écoulements peuvent donc être considérés avec certitude comme turbulents, la vitesse de l'écoulement y dépendant de la racine carrée du gradient hydraulique.

Entre $Re = 2000$ (limite supérieure des écoulements laminaires) et la limite inférieure des écoulements turbulents (dépend de la rugosité relative), les écoulements se trouvent dans une zone de transition. La vitesse d'écoulement dépend du gradient hydraulique à la puissance n (i^n), n étant compris entre 0.5 (écoulement turbulent) et 1 (écoulement laminaire).

LAURITZEN *et al.* (1985), à partir de mesures effectuées dans un conduit noyé, suggèrent que les écoulements se trouvent dans la zone de transition jusqu'à des nombres de Reynolds de l'ordre de 10^6 . Cependant, les rugosités calculées par ces auteurs étant de l'ordre de 0.116, elles se trouvent dans un domaine où le nombre de Reynolds critique devrait être théoriquement inférieur à 10'000. Ces auteurs sont les seuls à envisager des écoulements non turbulents dans les conduits karstiques en charge.

Dans des conduits en charge, GALE (1984) trouve des valeurs comprises entre 50'000 et 370'000; les rugosités relatives correspondantes sont toutes comprises entre 0.02 et 0.6. Sur les 13 exemples présentés, tous tombent dans le domaine franchement turbulent, avec des nombres de Reynolds au moins 10 fois supérieurs à la valeur limite théorique d'apparition des écoulements turbulents. A partir de l'analyse de sédiments, il estime les nombres de Reynolds dans 11 autres cas et obtient des valeurs comprises entre 26'000 et 64'000, il considère d'ailleurs tous les écoulements comme turbulents (p. 322).

EN RÉSUMÉ

Le tableau 1 confirme le fait que la majorité des écoulements dans les conduits karstiques en charge sont turbulents. Dans les conduits à surface libre, la plage de conditions limitant les écoulements laminaires est encore plus restreinte.

A part LAURITZEN *et al.* (1985), les études citées ci-dessus considèrent les écoulements dans les conduits karstiques comme étant turbulents. Cependant ces études se basent sur des mesures indirectes – mesures de cupules – de vitesses d'écoulement pour calculer le nombre de Reynolds. Ces mesures correspondent essentiellement aux débits élevés qui ont transité dans les galeries (LAURITZEN *et al.* 1985), bien que WHITE & DEIKE (1989) pensent qu'elles correspondent plutôt aux valeurs moyennes. Seules des mesures hydrauliques directes peuvent constituer une preuve de la turbulence des écoulements.

Les mesures directes des vitesses d'écoulement obtenues par les essais de traçage dans les conduits karstiques donnent généralement des valeurs comprises entre 0.001 et 0.3 m/s (WORTHINGTON 1991). Ces vitesses n'excluent pas, en période d'étiage ou dans certaines galeries latérales, de rencontrer des écoulements laminaires. Le tableau 1 montre que pour un faible rapport entre le débit et la section des conduits il est possible que le régime soit laminaire ou intermédiaire. En étiage, il est donc imaginable de trouver des relations linéaires ou intermédiaires (écoulement de transition) entre débit et gradient hydraulique, comme semblent d'ailleurs l'indiquer les mesures de DROGUE (1964) ou BEZES (1976). Ces cas sont cependant peu fréquents.

Tableau 1 : Nombres de Reynolds calculés pour différents débits et différents diamètres de conduits (écoulement en charge, section circulaire). La majorité des écoulements sont turbulents (nombre de Reynolds supérieur à 10'000). La zone gris clair correspond aux écoulements laminaires, la zone gris foncé aux écoulements de transition.

Débit [m³/s]	Diamètre [m]					
	0.005	0.01	0.1	1	2	5
0.001	195'883	97'941	9794	979	490	196
0.005	979'415	489'706	48'971	4897	2449	979
0.01	—	979'413	97'941	9794	4897	1959
0.05	—	—	489'706	48'971	24'485	9794
0.1	—	—	979'413	97'941	48'971	19'588
0.15	—	—	—	146'912	73'456	29'382
0.2	—	—	—	195'883	97'941	39'177
0.25	—	—	—	244'853	122'427	48'971
0.5	—	—	—	489'706	244'853	97'941

Écoulements en charge, régime turbulent

Deux types de pertes de charge doivent être considérés : les pertes de charge linéaires qui résultent des pertes d'énergie dues au frottement des particules le long du chenal, et les pertes de charge singulières dues à des singularités dans le chenal (rétrécissements, coudes, etc.).

PERTES DE CHARGE LINÉAIRES

Elles expriment la perte de charge par mètre de chenal, ainsi entre a et b, la perte de charge vaut :

$$\Delta H_{ab} = i \cdot L_{ab} \quad (2)$$

avec ΔH_{ab} = différence de charge entre a et b [m];

i = gradient hydraulique [m/m];

L_{ab} = distance entre a et b [m].

et de façon générale, la perte de charge est proportionnelle au carré de la vitesse :

$$i = \lambda \cdot \frac{1}{D_h} \cdot \frac{U^2}{2g} \quad (3)$$

avec U = vitesse moyenne [m/s];

D_h = diamètre hydraulique du chenal, $D_h = 4 R_h$;

λ = coefficient de perte de charge [sans dimension].

λ est une fonction du nombre de Reynolds pour les écoulements laminaires de transition, il est indépendant du nombre de Reynolds pour les écoulements turbulents (conduits karstiques), il dépend alors principalement de la rugosité relative ϵ/D_h du conduit.

Diagramme universel de Moody

Le diagramme universel de Moody donne des valeurs de λ pour des rugosités relatives allant de 0.0001 à 0.05, mais les conduits karstiques ont généralement des rugosités plus élevées. Cette méthode ne permet pas de calculer correctement les pertes de charge dans les conduits karstiques.

Les formules de type Chézy (Bazin ou Kutter) ou Blazius correspondent à des rugosités de tuyaux en fonte ou en béton nettement plus lisses que des conduits karstiques. Elles sous-estiment les pertes de charge.

Formule de Darcy-Weisbach ou Nikuradze

De nombreux auteurs utilisent la formule de Darcy-Weisbach (ou Nikuradze) pour calculer les pertes de charge dans les conduits karstiques (ATKINSON 1977, ATKINSON *et al.* 1983, GALE 1984, LAURITZEN *et al.* 1985, FORD & WILLIAMS 1989, SMART 1988, WORTHINGTON 1991). Cette formule est semblable à la formule 3 avec un coefficient de perte de charge λ remplacé par un coefficient de friction f , sans dimension, qui dépend du nombre de Reynolds et de l'inverse de la rugosité relative :

pour les conduites circulaires (KOZENY 1953)

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 1.74 + 2 \cdot \log \frac{D_h}{2\epsilon} \quad (4)$$

pour les conduites non circulaires (ATKINSON *et al.* 1983)

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2.03 \cdot \log(13.46 \cdot \frac{D_h}{4\epsilon}) \quad (5)$$

Le domaine de validité de cette formule est donné dans les manuels d'hydraulique pour des rugosités relatives inférieures à 0.033, ce qui correspond à des facteurs de friction inférieurs à 0.06. WORTHINGTON (1991) et GALE (1984), sur la base de tous les travaux cités précédemment, donnent des valeurs de coefficients de friction mesurés dans les conduits karstiques dont les valeurs varient entre 0.058 et 340. A une exception près, ces valeurs sont toutes largement en-dehors du domaine de validité de la loi de Darcy-Weisbach. Cette formule n'est donc pas adaptée au calcul des pertes de charge dans les conduits karstiques.

Formule de Louis

LOUIS (1968) a étudié plus particulièrement les écoulements dans les fissures. La formule de Nikuradze (Darcy-Weisbach) n'étant pas valable pour des rugosités relatives supérieures à 0.033, et les fissures présentant toujours des rugosités irrégulières et supérieures à ces valeurs, Louis propose, conformément aux travaux de LOMIZE (1947), une formule adaptée aux écoulements qu'il dénomme "non parallèles" ou très rugueux. Les paramètres de sa formule ont été obtenus sur la base d'expérimentations. Cette formule est semble-t-il la plus adaptée aux calculs de pertes de charge dans les conduits karstiques en charge. La figure 1 donne les formules et leur domaine de validité.

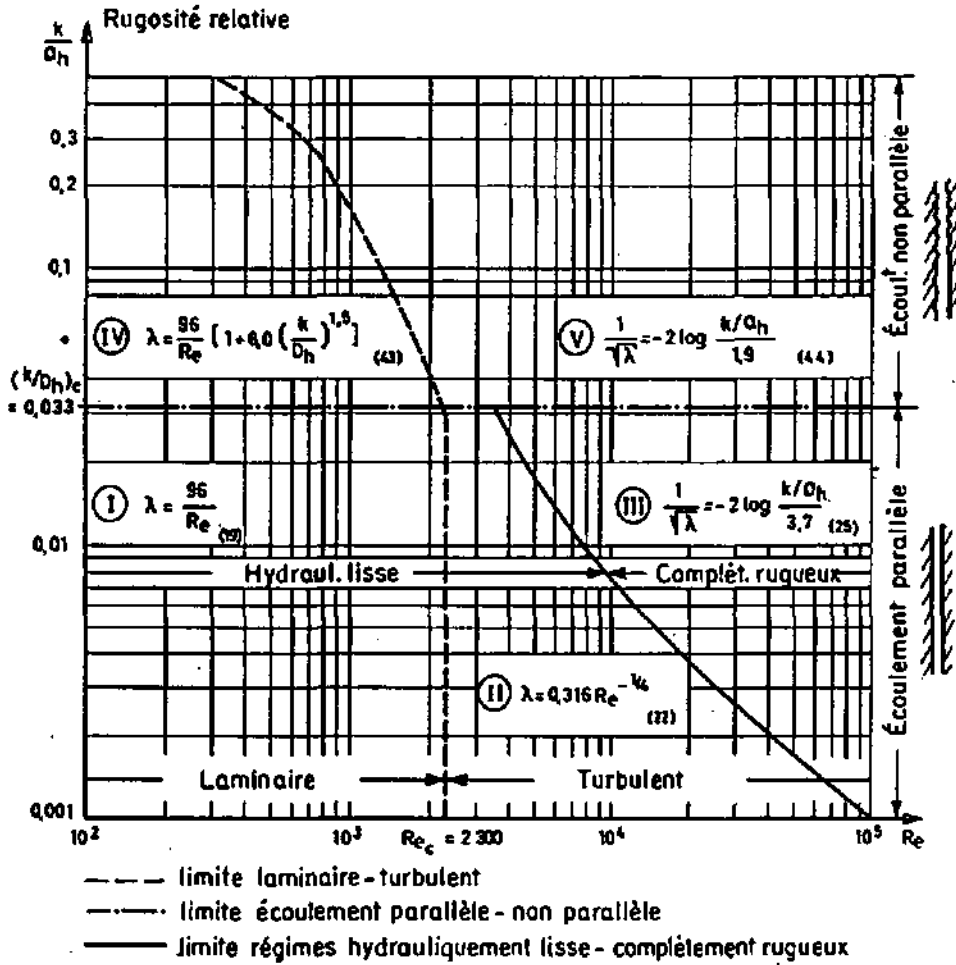


Figure 1 : Domaines de validité des lois d'écoulement dans les fractures et les conduits (tiré de LOUIS 1968); $k = \varepsilon$ = rugosité absolue.

Pour les écoulements non parallèles en régime turbulent, LOUIS (1968) propose la formule suivante :

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \cdot \log \left(\frac{\varepsilon}{1.9 \cdot D_h} \right) \quad (6)$$

Cette formule est valable pour des rugosités relatives supérieures à 0.033, correspondant aux conditions dans les conduits karstiques.

KIRALY & MÜLLER (1979) préconisent l'utilisation de cette formule pour estimer les gradients hydrauliques dans les conduits karstiques du bassin de l'Areuse (canton de Neuchâtel, Suisse).

Formule de Manning-Strickler

Elle s'écrit :

$$U = K_s R_h^{2/3} \cdot i^{1/2} \quad \text{ou} \quad i = \frac{U^2}{K_s^2 \cdot R_h^{4/3}} \quad (7)$$

avec K_s = coefficient dépendant de la rugosité [$m^{1/3} \cdot s^{-1}$]. Il est d'autant plus grand que le tuyau est plus lisse.

La formule empirique de Manning : $K_s = \frac{25.4}{\epsilon^{1/3}}$ permet d'estimer la valeur de K_s . La taille des rugosités (ϵ) doit être donnée en mètres. Pour des rugosités comprises entre 0.02 et 1 m, cette formule donne des valeurs de K_s comprises entre 25 et 50 $m^{1/3} \cdot s^{-1}$.

Selon LENCASTRE (1966), pour un tunnel en charge non revêtu, très irrégulier et en très mauvais état, $K_s = 20 m^{1/3} \cdot s^{-1}$. La formule de Manning-Strickler permet d'utiliser des rugosités correspondant à celles des conduits karstiques pour lesquels on utilisera des valeurs de K_s comprises entre 20 et 50. Cependant elle a été développée avant tout pour des écoulements libres en rivière, et son utilisation pour des écoulements en charge n'est pas forcément adaptée.

Conclusion

Il ressort de ce bref aperçu que pour le calcul des pertes de charge linéaires en écoulement noyé, seule la formule de Louis (en écoulement non parallèle) est vraiment adaptée. Celle de Manning-Strickler avec un K_s compris entre 20 et 50 $m^{1/3} \cdot s^{-1}$ peut éventuellement être utilisée.

Ces lois caractérisent des pertes de charge quadratiques et peuvent s'écrire

$$U = k' \cdot \sqrt{i} \quad (8)$$

$$\text{avec} \quad k' = 2 \cdot \log \left(1,9 \cdot \frac{D_h}{\epsilon} \right) \cdot \sqrt{2gD_h} \quad \text{selon Louis} \quad (9)$$

$$\text{ou} \quad k' = K_s \cdot R_h^{2/3} \quad \text{selon Strickler} \quad (10)$$

Par analogie à la loi de Darcy, k' [m/s] est défini comme étant la conductivité hydraulique en régime turbulent.

Les débits [m^3/s] en charge calculés par ces deux formules sont reportés dans le tableau 2 pour quelques conduits imaginaires. A titre d'exemple, le tableau 3 donne des conductivités hydrauliques k' calculées par les deux formules en fonction du diamètre de conduits circulaires avec $\epsilon/D_h = 0.25$. Il ressort de ces deux tableaux que les écarts sont relativement faibles entre les deux formules.

Dans la littérature, la formule de Strickler est plutôt développée pour les écoulements libres et le choix d'une valeur appropriée du coefficient de Strickler (K_s) n'est pas facile pour des écoulements en charge. La formule de Louis ne dépend que de la rugosité relative du conduit, paramètre mesurable, plus facile à obtenir que le coefficient de Strickler. La formule de Louis nous paraît donc plus adaptée au calcul des écoulements en charge dans les conduits karstiques.

Tableau 2 : Débits en charge calculés par les formules de Strickler et Louis pour des écoulements non parallèles en fonction de différents gradients hydrauliques et diamètres.

Gradient hydraulique i	Diamètre [m]	Débit [m ³ /s]	
		Louis ($\epsilon/D_h = 0.25$)	Strickler ($K_s = 20$)
0.001	0.5	0.034	0.031
	1	0.194	0.197
	1.5	0.534	0.581
	2	1.096	1.252
	2.5	1.915	2.269
	3	3.021	3.690
	5	10.834	14.410
0.01	0.5	0.108	0.098
	1	0.613	0.623
	1.5	1.689	1.838
	2	3.467	3.958
	2.5	6.056	7.177
	3	9.553	11.670
	5	34.259	45.569
0.02	0.5	0.153	0.139
	1	0.867	0.882
	1.5	2.388	2.599
	2	4.903	5.598
	2.5	8.565	10.149
	3	13.511	16.504
	5	48.450	64.444

PERTES DE CHARGE SINGULIÈRES

Ces pertes de charge sont principalement liées à des élargissements brusques de section, à des rétrécissements ou à des coudes. Toutes ces pertes de charge correspondent à une perte de vitesse, donc à une diminution de l'énergie cinétique.

Dans les élargissements brusques la perte est du type :

$$\Delta H = n \frac{(U_1 - U_2)^2}{2g} \quad (11)$$

U_1 = vitesse dans le tronçon de plus faible diamètre [m/s]

U_2 = vitesse dans le tronçon de plus grand diamètre [m/s]

n = coefficient expérimental

Tableau 3 : Conductivité hydraulique (k') en fonction du diamètre des conduits admis circulaires avec une rugosité relative $\epsilon/D_h = 0.25$ pour la formule de Louis et un K_s de 20 pour la formule de Strickler (tiré de MARÉCHAL 1994).

Diamètre du conduit [m]	k' [m/s] selon Strickler ($K_s=20$)	k' [m/s] selon Louis ($\epsilon/D_h=0.25$)
0.5	5	5.52
1	7.94	7.8
1.5	10.4	9.56
2	12.6	11.04
2.5	14.62	12.34
3	16.51	13.52
5	23.21	17.45

Dans le cas de rétrécissements, les pertes de charge sont surtout dues à l'élargissement qui succède et se calculent avec la même formule (11). Dans la zone rétrécie la perte de charge linéaire doit être calculée avec le diamètre du rétrécissement.

Les coudes contraignent l'écoulement à changer de direction, ce qui exerce une pression dans la partie extérieure du coude et diminue la pression à l'intérieur. Ces différences de pression provoquent un tourbillon dans la section du chenal auquel sont associées des pertes de charge de la forme :

$$\Delta H = K \frac{U^2}{2g} \quad (12)$$

Des tables donnent les valeurs de K pour des sections et des géométries données.

On peut montrer par des calculs d'exemples théoriques (MARÉCHAL 1994, BOEGLI 1980) que les pertes de charge singulières représentent une partie mineure des pertes de charge totales (inférieures à 15 %). La perte de charge linéaire dans une partie étroite, même longue de quelques mètres seulement, est prépondérante par rapport aux autres pertes de charge (BOEGLI 1980). Ce sont donc les pertes de charge linéaires, particulièrement dans les endroits étroits, qui représentent l'essentiel des pertes de charge totales.

Écoulements libres, régime turbulent

En fonction de leur vitesse, les écoulements libres peuvent être subdivisés en écoulement torrentiel et en écoulement fluvial. On distingue ces écoulements en utilisant le Nombre de Froude :

$$Fr = \frac{U^2}{gh} \quad (13)$$

Si $Fr > 1$ alors l'écoulement est torrentiel, si $Fr < 1$ alors l'écoulement est fluvial.

Selon la géométrie des chenaux, le régime est uniforme (pente, section, rugosité et débit constants) ou varié (graduellement ou rapidement).

Pour les écoulements uniformes, la formule de Manning-Strickler permet de calculer les pertes de charge linéaires :

$$U = K_s R_h^{2/3} \cdot i^{1/2} \quad \text{ou} \quad i = \frac{U^2}{K_s^2 \cdot R_h^{4/3}} \quad (14)$$

avec K_s compris entre 10 et 20 $\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ pour un torrent à lit formé de blocs et comprenant de petites cascades.

COWAN (1956) donne une formule empirique pour estimer le K_s qui tient compte des matériaux présents, de la rugosité des surfaces, de la végétation (nulle dans les conduits karstiques), des variations de sections, des obstacles et des méandres. En estimant les paramètres de la formule de Cowan pour des conduits karstiques, on obtient des valeurs comprises entre 5 et 25 $\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$.

Dans les conduits à écoulement libre, la section d'écoulement n'est pas constante. Elle varie en fonction de la pente du lit du cours d'eau. La plupart des manuels d'hydraulique (LENCASTRE 1966, par exemple), donnent une méthode simple de détermination de la hauteur d'eau dans un chenal circulaire.

Dans les chenaux à régime varié représentant la plupart des cas, les singularités (rétrécissements, élargissement, coudes,...) provoquent non seulement des pertes de charge singulières, mais également des modifications de la surface libre de l'écoulement. Les modifications les plus fréquentes sont le ressaut hydraulique (passage d'un écoulement torrentiel à un écoulement fluvial), la chute brusque et les contractions. Les courbes de remous correspondent à des variations moins ponctuelles. Ces modifications de la surface libre sont accompagnées de pertes de charge élevées.

Ainsi, en écoulement libre l'importance des pertes de charge singulières est nettement plus grande qu'en écoulement en charge, *a fortiori* avec l'existence de cascades. Le calcul dépend donc fortement de la géométrie des conduits. Une approche analytique simple n'étant pas possible, des modèles de calcul ont été développés par les hydrauliciens pour des rivières de surface. Ils permettent de calculer des écoulements graduellement variés en les discrétisant en courts tronçons le long desquels les écoulements sont considérés comme uniformes.

3. Observations de terrain

Écoulements laminaires ou turbulents

Les observations effectuées dans le Hölloch (figure 2) permettent de reporter la charge hydraulique mesurée au Blinddarm, puis de calculer le gradient hydraulique entre ce point et la source (Schlichenden Brünnen) dont le débit est connu. En reportant $\log(Q)$ en fonction de $\log(i)$, la relation devrait être linéaire avec une pente de 0.5 si l'écoulement est turbulent (quadratique). La pente sera plus faible si l'écoulement est de type intermédiaire. La figure 3 indique clairement que l'écoulement dans la galerie reliant le Blinddarm à la Schlichenden Brünnen est purement turbulent.

Le long de la rivière souterraine de la Milandrine les écoulements sont libres sur plus de 90 % de la distance. Le débit minimum mesuré est de $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ et les sections d'écoulement observées ne sont en aucun cas supérieures à 20 m^2 , ce qui donne des vitesses minima de 0.001 m/s . Le nombre de Reynolds est ainsi partout supérieur à 6'000, donc l'écoulement est turbulent.

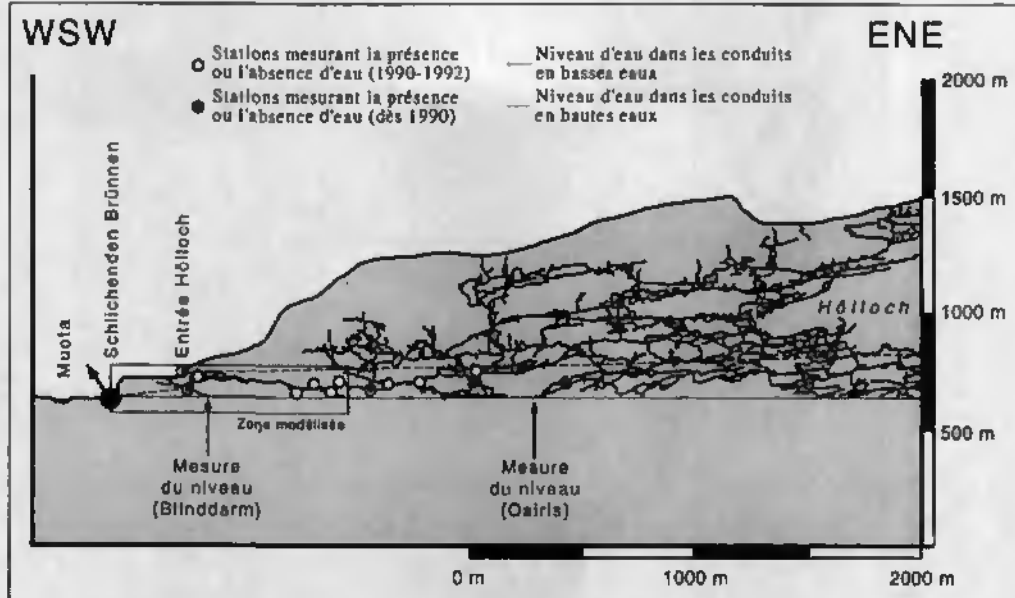


Figure 2 : Coupe hydrogéologique schématique de la partie aval du bassin versant de la Schlichenden Brünnen. Le niveau d'eau est mesuré régulièrement à deux endroits dans le réseau karstique (Blinddarm et Osiris), et le débit de la source est également contrôlé (Service hydrologique et géologique national). Les spéléologues de l'AGH ont installé à plusieurs endroits du réseau des appareils mesurant toutes les deux minutes la présence ou l'absence d'eau dans le conduit.

Écoulements en charge

L'étude des écoulements en charge s'est concentrée sur le site du Hölloch. Au début, une approche analytique simple a pu être tentée. Le Hölloch ne couvre que la partie aval (7 km^2) du bassin versant de la Schlichenden Brünnen au sein duquel les écoulements souterrains sont essentiellement noyés. Les galeries du Hölloch, situées juste au-dessus de la zone noyée, se remplissent rapidement lorsque le réseau actif se met en charge (figure 2).

Les réactions hydrauliques du système ont été mesurées régulièrement dans le réseau karstique à deux endroits (niveaux d'eau au Blinddarm et à Osiris) ainsi que le débit de la source. A une douzaine d'autres points, des appareils mesurent régulièrement la présence ou l'absence d'eau. A partir de ces mesures, WILDBERGER & ZIEGLER (1992) ont pu reconstituer quelques images des différents états hydrauliques du réseau en fonction de l'intensité des crues.

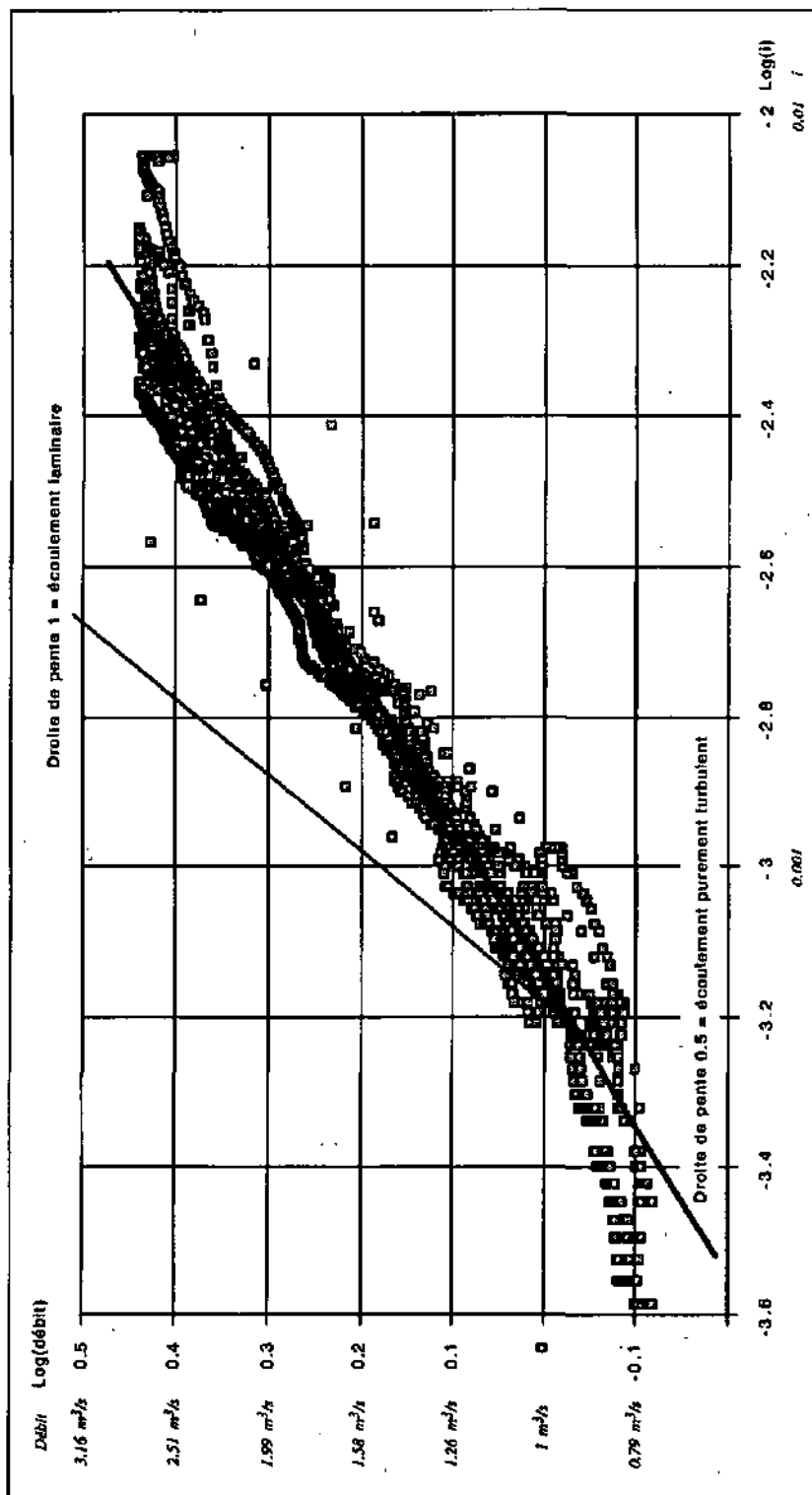


Figure 3 : Relations entre le logarithme du débit et le logarithme du gradient hydraulique. La pente est égale à 0.5, indiquant un écoulement turbulent.

La présente étude ne prend en considération que la partie aval du Hölloch (en aval de la Böse Wand) où l'ensemble des appareils installés permet d'avoir une idée assez précise du fonctionnement de chacune des galeries, et où on peut estimer sans trop d'erreur que la totalité du débit de la source traverse les galeries du réseau.

La chronique des débits à la Schlichenden Brünnen peut être comparée à celle du niveau d'eau mesuré au Blinddarm (figure 4). Si la figure 4A semble indiquer un certain parallélisme entre les deux courbes, la figure 4B montre clairement qu'une relation existe, mais qu'elle est plutôt complexe. Les observations directes de la géométrie du réseau de conduits ont permis d'interpréter et de modéliser cette courbe. Les résultats de cette modélisation sont présentés au paragraphe 4 qui expose brièvement les relations observées entre débit, charge hydraulique et morphologie de quelques conduits karstiques.

Écoulements libres

Les écoulements libres ont été étudiés sur le site de la Milandriner, où plus de 90 % de la rivière présente une surface libre (figure 5). Les secteurs d'écoulement en charge (10 %) ont été considérés séparément et n'entrent pas dans la discussion ci-dessous. L'approche analytique simple étant impossible, les observations ont été menées dans le but d'une modélisation mathématique utilisant la formule de Strickler. Ainsi les observations de terrain ont servi à déterminer les sections d'écoulements, les pentes et les coefficients de Strickler de chaque secteur considéré par le modèle.

SECTIONS D'ÉCOULEMENT

A partir des observations directes dans la grotte, les sections d'écoulements ont été rassemblées en 4 secteurs ou "zones" (figure 5).

- La zone 1 représente les 900 mètres amont de la grotte. Elle est caractérisée par une largeur d'écoulement de 1.5 m et une profondeur de 0.1 à 0.3 m; les écoulements y sont bruyants, accompagnés de remous et de petites cascades.
- La zone 2 est longue d'environ 1500 mètres : elle présente des écoulements où alternent bassins larges (3-4 m) et profonds (1-2 m) et des sections d'écoulement faibles semblables à celles de la zone 1.
- La zone 3 (600 m) présente des écoulements rapides à faible section (profondeur de l'ordre de 0.25 m).
- La zone 4 (1000 m) correspond à des écoulements paisibles avec une largeur de 2 à 3 mètres et une profondeur de 0.3 à 0.5 m relativement constante.

Des mesures détaillées ont été effectuées sur certains secteurs (partie amont, zone 1, cf. MARÉCHAL 1994). En mesurant la section d'écoulement tous les 5 m, la section moyenne obtenue est tout à fait comparable à celle calculée sur la base des vitesses de plusieurs essais de traçages. La variance totale des sections d'écoulement dans ce secteur est faible pour un phénomène naturel, traduisant la constance relative des sections d'écoulement. Le variogramme est quant à lui purement pépétique, montrant le caractère aléatoire des variations des sections d'écoulement. Ces observations de détail montrent que le long d'un tronçon de galerie, la section d'écoulement varie peu mais que les variations y sont aléatoires; le tronçon présente donc une section d'écoulement caractéristique. Lorsque la galerie change visiblement de taille il semble justifié de définir une nouvelle "zone de section d'écoulement".

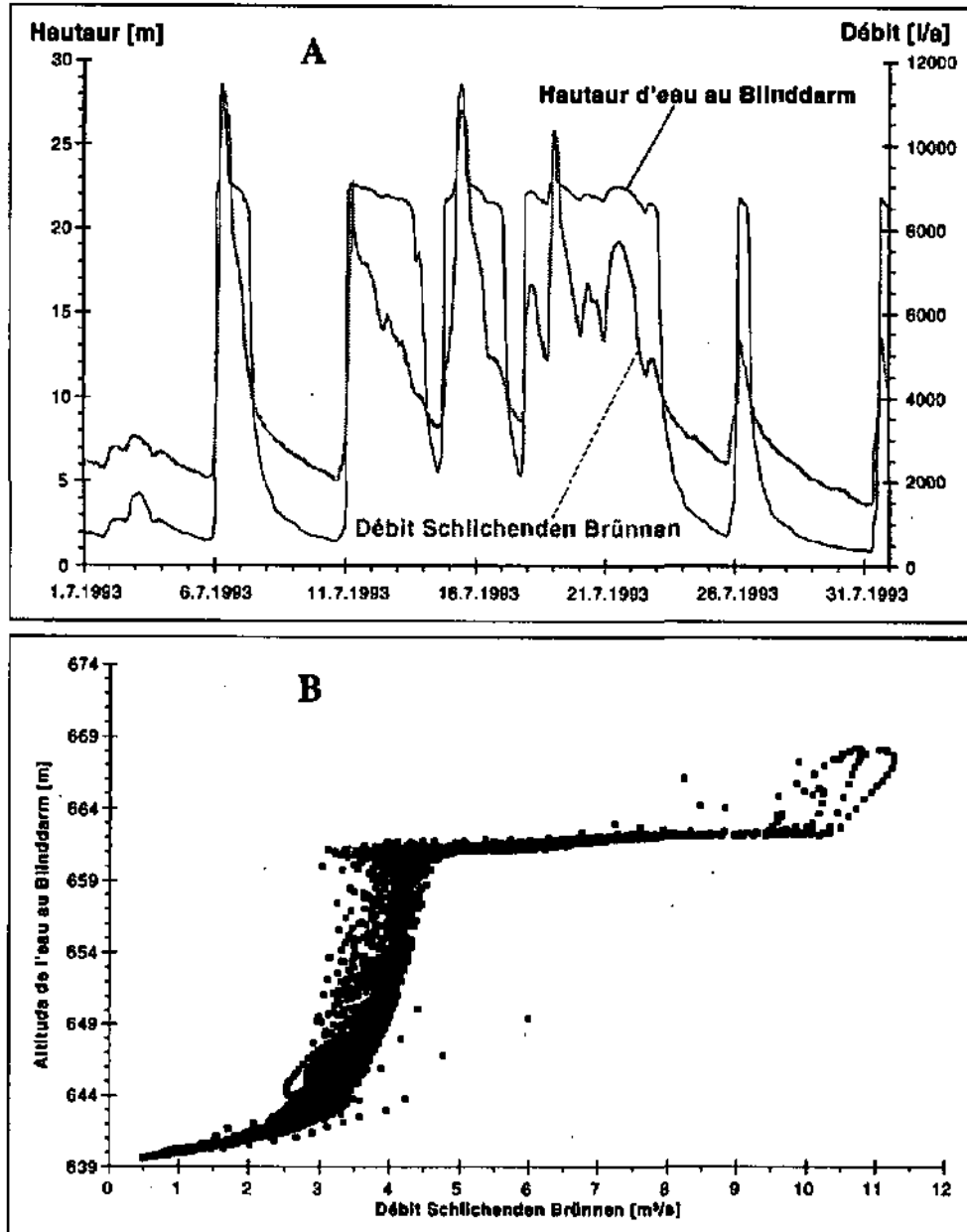
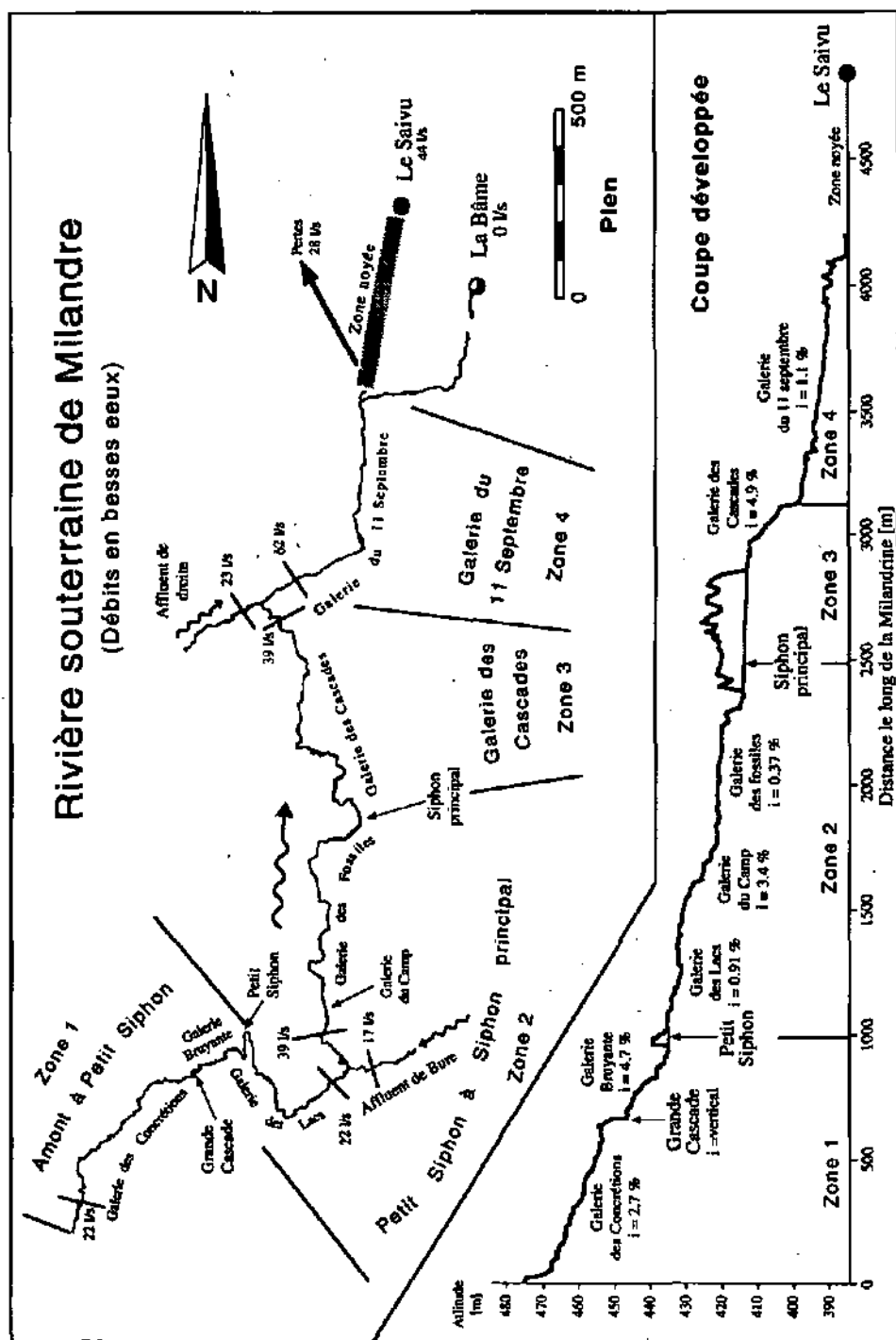


Figure 4 : A) Chronique des débits à la Schlichenden Brünnen et du niveau d'eau au Blinddarm. B) Relation entre le débit et le gradient hydraulique dans le conduit karstique reliant le Blinddarm à la Schlichenden Brünnen.



PENTES

A partir des relevés topographiques de la grotte, il est facile de voir l'évolution des pentes le long du ruisseau souterrain. D'amont en aval, on distingue 8 zones; leurs pentes respectives sont données en figure 5.

La relation entre sections d'écoulement et pentes est assez claire (tableau 4); la section diminue lorsque la pente augmente et vice-versa.

Dans un secteur donné, la variabilité de la pente mesurée (visées topographiques) est grande et celle du fond du cours d'eau plus grande encore. Les statistiques effectuées sur les mesures directes du fond du cours d'eau indiquent une très forte variance totale, ainsi qu'un variogramme purement pépétique; ceci traduit le caractère très variable à une échelle locale de la pente des conduits.

Parmi les pentes caractéristiques, les cascades sont particulièrement importantes, puisqu'elles correspondent à des pertes de charge singulières très importantes (égales au dénivelé de la cascade). Le long de la Milandrine, la proportion de cascades dans un secteur (somme du dénivelé total sur somme du dénivelé des cascades) augmente linéairement avec la pente générale du secteur.

Tableau 4 : Relations entre secteurs de pentes et zones de section d'écoulement le long de la rivière souterraine de Milandre.

Zones de section d'écoulement	Zones de pentes différentes
Zone entre l'amont et le petit siphon ($S_{éc}$ faible)	Galerie des concrétions (i moyen) Grande Cascade (verticale) Galerie Bruyante (i élevé)
Zone entre le petit siphon et le siphon principal (Section d'écoulement élevée, bassin et lacs)	Galerie des Lacs (i faible) Galerie du Camp (i élevé) Galerie des Fossiles (i très faible)
Galerie des Cascades ($S_{éc}$ faible)	Galerie des Cascades (i élevé)
Galerie du 11 septembre ($S_{éc}$ élevée)	Galerie du 11 septembre (i faible)

ÉCOULEMENTS TRANQUILLES OU TORRENTIELS

Le nombre de Froude détermine la limite entre les écoulements tranquilles ($Fr < 1$) et les écoulements torrentiels ($Fr > 1$). Pour un canal de section rectangulaire, la profondeur critique à partir de laquelle l'écoulement est torrentiel s'écrit :

$$h_c = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{g \cdot B^2}} \quad (15)$$

B = largeur du chenal [m]

La pente correspondante (pente critique I_c) s'écrit :

$$I_c = \frac{g \cdot S_c / L_c}{K_s^2 \cdot R_c^{4/3}} \quad (16)$$

Le calcul des pentes et hauteurs critiques correspondant aux écoulements dans la Milandrine indique clairement que la majorité des écoulements sont tranquilles, cette observation est d'ailleurs similaire à celle de WHITE & WHITE (1970). Cependant, en mesurant les pentes sur des intervalles courts (quelques décimètres), on obtient localement des pentes plus grandes et supérieures à la pente critique. Ces zones d'écoulement torrentiels sont d'ailleurs visibles dans la grotte, elles correspondent aux secteurs où les écoulements sont bruyants et à surface très ondulée.

COEFFICIENTS DE PERTE DE CHARGE

En admettant que la vitesse modale d'un traceur représente la vitesse moyenne de l'eau, il est possible d'évaluer celle-ci au moyen d'essais de traçage. En basses eaux, les essais de traçage effectués sur le site de Milandre donnent des vitesses de 0.05 à 0.12 m/s dans la partie amont (pente 2.7 %), ce qui, selon la formule 8 correspond à un k' de l'ordre de 0.5 m/s. Des exemples calculés sur d'autres tronçons mènent à des valeurs comprises entre 0.2 et 1.6 m/s. Pour obtenir des telles vitesses, il faudrait admettre un K_s de 1 alors que les valeurs estimées avec les méthodes tirées de la littérature étaient comprises entre 5 et 25 selon Cowan, et 10 et 20 selon Strickler. L'écart entre la valeur estimée directement ($K_s = 5$ à 25) et la valeur mesurée indirectement traduit l'importance des pertes de charge singulières dans les écoulements libres, pertes de charge qui semblent pouvoir atteindre 70 à 90 % des pertes de charge totales. Les cascades pourraient constituer une part importante des pertes de charge singulières.

4. Modélisation

Écoulements en charge : le cas du Hölloch

Les pertes de charge étant quadratiques au Hölloch, la relation suivante peut-être utilisée :

$$Q = k' \cdot S \cdot \sqrt{i} \quad (17)$$

Un modèle constitué de dix tuyaux (figure 6) et basé sur cette relation permet de calculer les charges et les débits dans chaque galerie (figure 7). La note de JEANNIN & WILDBERGER (1995) décrit ce modèle de façon plus détaillée.

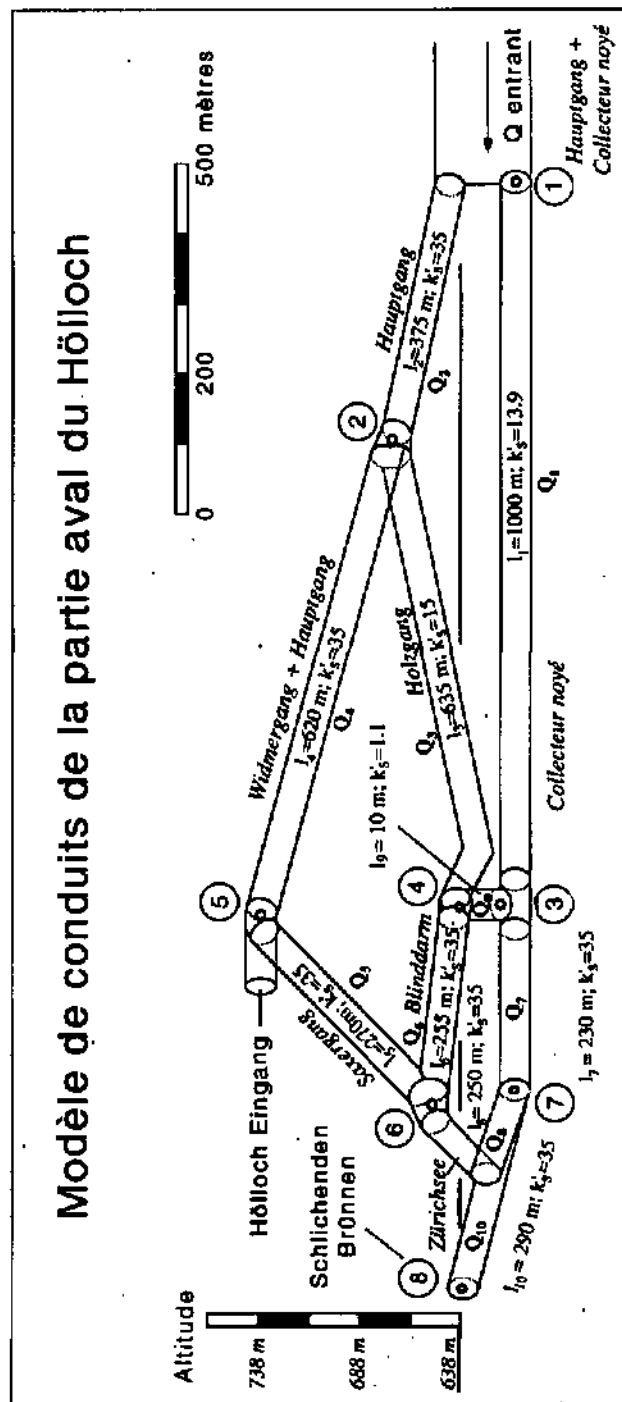


Figure 6 : Modèle de conduits permettant de décrire les écoulements dans la partie aval du Hölloch. Tous les paramètres sont ajustés aux observations et mesures de terrain. Le paramètre k_s vaut $k' \cdot S$, c'est-à-dire le produit de la conductivité hydraulique par la section du conduit (voir aussi JEANNIN & WILDBERGER 1995).

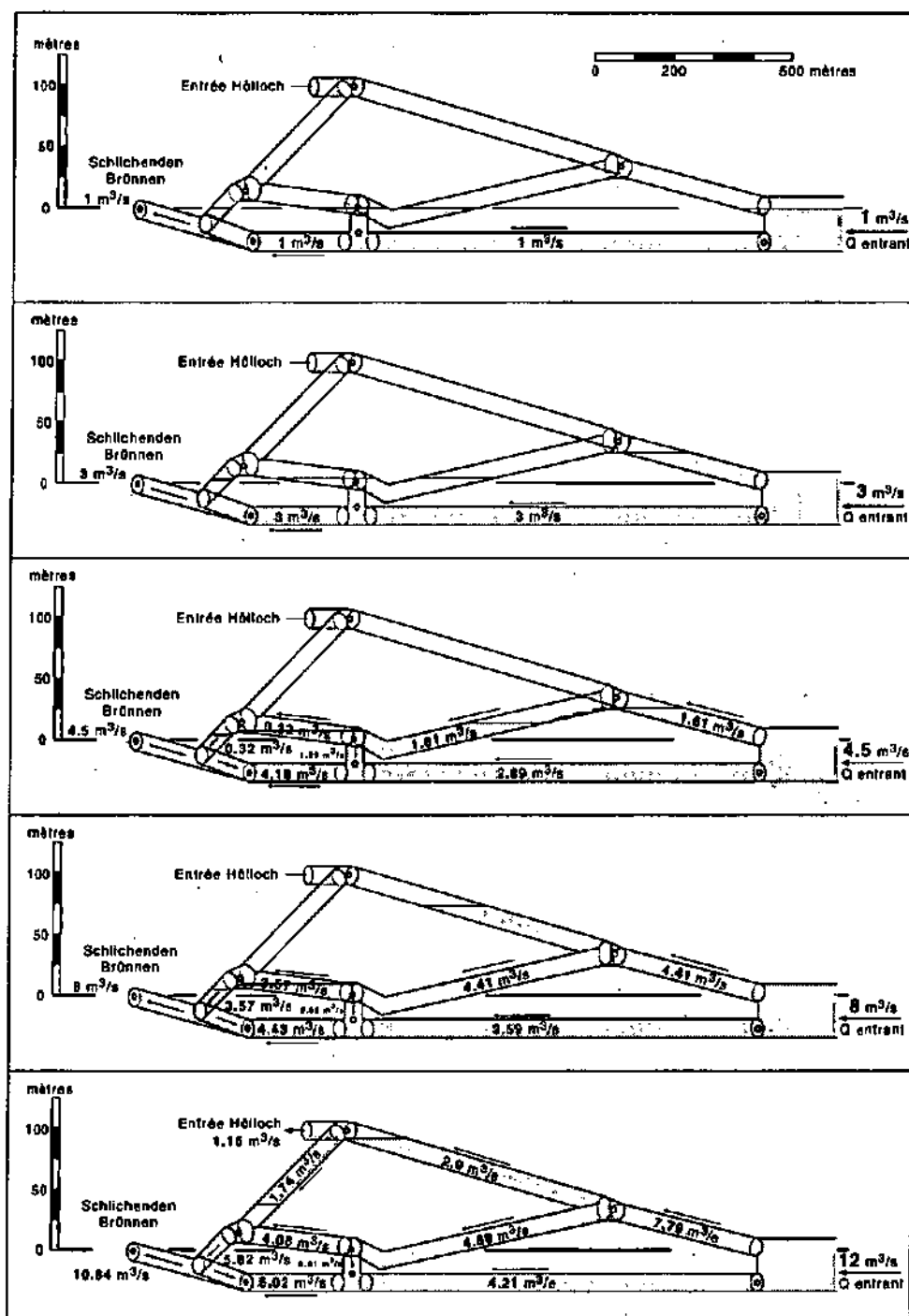


Figure 7 : Charges et débits dans le système du Hölloch calculés avec le modèle de la figure 6 pour quelques débits de la Schlichenden Brönnen.

Il ressort du modèle que la relation 17 reliant charge et débit est confirmée par les mesures expérimentales et que la complexité du système de conduits induit des comportements aussi complexes que celui présenté à la figure 4B (JEANNIN & WILDBERGER 1995). Ce sont les variations de la transmissivité du système en fonction du débit, suite à la mise en fonction de galeries temporairement dénoyées qui induisent de tels comportements. Le modèle permet d'obtenir des valeurs de k'_s ($k'S$) à partir desquelles la formule de Louis permet de calculer les conductivités hydrauliques (k') et les sections des différents conduits. Les conductivités hydrauliques obtenues sont comprises selon les galeries entre 5 et 11 m/s, si on admet que $\epsilon/D_h = 0.25$, valeur mesurée dans plusieurs galeries.

La formule de Louis a permis de calculer les sections d'écoulements. Dans la galerie du Blinddarm qu'il est possible de visiter, la section d'écoulement calculée à partir du modèle et en utilisant la formule de Louis est de 3.14 m^2 (rugosité relative de 0.25) alors que la section d'écoulement mesurée dans la galerie est de 3.56 m^2 . L'adéquation entre la section calculée par la formule de Louis et la section observée est bonne.

La simulation des crues (régime transitoire) n'est en principe pas possible avec l'approche théorique utilisée qui ne considère que différents régimes permanents. L'existence d'un volume de stockage dans les galeries remplies temporairement joue certainement un rôle considérable sur l'allure des phénomènes transitoires (emmagasinement variable).

Écoulement libre : cas de la Milandrine

Un logiciel mis au point par le Laboratoire d'hydraulique, hydrologie et glaciologie de l'Ecole polytechnique fédérale de Zürich (ETHZ) a été utilisé. Ce programme (FLORIS) est en principe destiné à la modélisation des écoulements dans des cours d'eau de surface.

Le programme calcule l'écoulement non stationnaire d'un système de cours d'eau. Il est basé sur la résolution des équations monodimensionnelles de Saint-Venant pour des écoulements libres graduellement variés (KUEHNE & FAEH 1983). Il s'agit de l'équation de continuité :

$$B \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (18)$$

avec $B(z)$ = largeur de stockage [m] de la section au niveau z ;
 z = niveau d'eau [m];
 x = coordonnée spatiale le long du cours d'eau [m];
 Q = débit [m^3/s].

et de l'équation des moments :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial z}{\partial x} + S_f \right) = qV_x \quad (19)$$

avec β = coefficient de distribution des vitesses [-];
 A = section transversale d'écoulement [m^2];
 g = accélération de la gravité [m^2/s];
 S_f = perte de charge linéaire [-] calculée selon la formule de Strickler;
 V_x = composante selon x de la vitesse du flux latéral entrant.

Le facteur β tient compte de la non uniformité de la distribution des vitesses dans la section d'écoulement:

$$\beta = \frac{1}{A \bar{V}^2} \int_A V^2 dA \quad \text{avec} \quad \bar{V} = \frac{Q}{A} \quad (20)$$

où V = vitesse de l'eau dans la direction x [m/s].

L'intégration de ces équations est faite en utilisant le schéma implicite des différences finies.

A certains points de confluence, bifurcations ou cas particuliers (p. ex. barrages), les équations ci-dessus sont remplacées par des équations tenant mieux compte des conditions locales de l'écoulement.

Dans le modèle FLORIS, le réseau hydrographique est constitué de branches séparées par des noeuds qui correspondent aux différents points de confluence. Les équations de Saint-Venant décrivent les écoulements entre chaque noeud. Les branches sont partagées en intervalles pour chacun desquels la section d'écoulement est déterminée, ce qui définit les paramètres A et $B(z)$. La valeur de K_s (coefficient de Strickler utilisé pour déterminer S_f dans la formule 19) est aussi estimée pour chaque section en utilisant une formule empirique (formule de Cowan).

A chaque noeud, les conditions aux limites peuvent être de plusieurs types : débit - hauteur, débit - temps ou hauteur - temps. Le programme calcule à chaque pas de temps le débit et la hauteur d'eau dans chaque section transversale du modèle.

Le conduit principal de la Milandrine depuis l'amont à l'exutoire a été modélisé. Le long de ce conduit de 4200 mètres, les deux affluents principaux ont été considérés (affluent de Bure et affluent de droite). En appliquant la formule de Cowan pour déterminer K_s , la valeur de 6.1 est obtenue. Le premier modèle testé est formé d'un canal de section rectangulaire de 1.5 m de largeur avec un K_s de 6.1 et une pente correspondant à celle des secteurs définis à la figure 5. Les calculs ont été effectués pour différents débits en régime permanent. La figure 8 présente les résultats obtenus en période de moyennes eaux (débit à l'amont : 50 l/s).

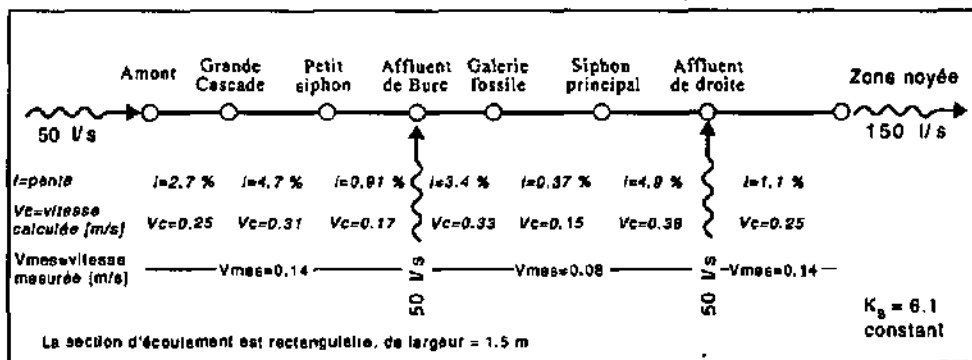


Figure 8 : Modèle schématique de la rivière souterraine de Milandre avec les résultats des vitesses d'écoulement calculées avec le logiciel FLORIS (V_c), comparées aux vitesses obtenues, pour des débits équivalents, au moyen des essais de traçage (V_{mes}).

Le modèle calcule des vitesses et des hauteurs d'eau. Seules les vitesses sont réellement comparables à celles mesurées dans la grotte par des traçages, les hauteurs d'eau variant trop le long du cours d'eau souterrain. Sur la figure 8, les vitesses calculées par le modèle sont toutes nettement trop élevées (généralement deux à trois fois supérieures aux vitesses mesurées par les essais de traçage). Ceci traduit d'une part le fait que les pertes de charge singulières sont plus élevées que prévu car même en faisant varier la section transversale du chenal d'un tronçon à l'autre, conformément aux secteurs définis précédemment au chapitre 3 (Ecoulements libres), les résultats ne diffèrent pas sensiblement. En effet l'adaptation de la hauteur de la surface libre compense les effets des variations de largeur. D'autre part, à l'intérieur de chacun des tronçons, l'utilisation d'une section constante dans le modèle a pour effet d'augmenter les vitesses par rapport à la réalité où des lacs freinent considérablement l'écoulement sans diminuer la charge. Comme les sections d'écoulement varient très fréquemment dans la grotte (le variogramme des sections d'écoulement mesurées tous les 5 mètres est purement pépétique), il n'est guère envisageable d'introduire chaque variation de section explicitement dans le modèle. Des tentatives ont été faites pour créer quelques lacs le long du chemin (élargissement et approfondissement suivi d'une remontée du lit du ruisseau), mais, pour des questions de convergence numérique, ces essais se sont soldés par des échecs.

La formule empirique de détermination du K_s ne tient, entre autres, pas compte des cascades qui représentent des pertes de charge singulières au moins égales à leur dénivelé. Il peut ainsi paraître raisonnable de supprimer le dénivelé des cascades dans le calcul des pentes des différentes branches. Les essais ont montré que cette correction agit certes dans le bon sens, mais ne suffit de loin pas à diminuer suffisamment les vitesses calculées.

Une approche inverse a également été envisagée : connaissant les vitesses d'écoulement par des traçages et les pentes respectives de chacun des secteurs, il est possible de calculer les K_s correspondants. Au lieu de 6.1, estimé par la formule de Cowan, les valeurs de K_s obtenues sont comprises entre 0.8 et 2.5 selon les secteurs d'écoulement (figure 9). Ces faibles valeurs englobent les pertes de charge singulières et les pertes de vitesse dans les lacs, ce qui est discutable du point de vue de la définition initiale du coefficient de Strickler.

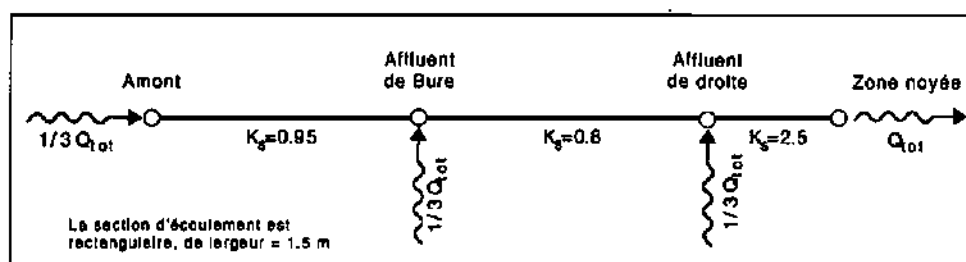


Figure 9 : Modèle schématique de la rivière souterraine de Milandre avec les coefficients de Strickler calculés de manière indirecte au moyen du logiciel FLORIS à partir des vitesses obtenues par des essais de traçage.

Il convient ici de relever que le modèle utilisé est prévu pour calculer des écoulements graduellement variés, alors que les écoulements dans la rivière souterraine sont rapidement variés (présence de ressauts hydrauliques, variations nombreuses, brusques et importantes de sections et présence de cascades). Dans ce type d'écoulements, les pertes d'énergie sont nettement plus importantes que dans un écoulement uniforme ou graduellement varié.

Le modèle est imparfaitement adapté aux caractéristiques des écoulements dans les conduits karstiques. Il peut toutefois être utilisé à la condition d'employer des coefficients de Strickler (K_s) faibles ne correspondant pas seulement aux pertes de charge linéaires mais englobant pertes singulières et effets des lacs.

5. Conclusion

Les différentes lois de pertes de charge applicables aux conduits karstiques ont été passées en revue. Cet aperçu indique clairement que la majorité des écoulements dans les conduits karstiques sont turbulents. Il permet aussi de fixer les limites de validité des formules et suggère l'utilisation de la formule de Louis pour les écoulements en charge et de celle de Strickler pour les écoulements libres.

Cet article donne quelques valeurs indicatives de coefficients de pertes de charge qu'il convient d'appliquer aux conduits karstiques (tableau 5). Il ressort de ce tableau que la plupart des conduits en charge présentent des conductivités hydrauliques comprises entre 2 et 11 m/s. Les valeurs plus faibles correspondent à des exemples où les écoulements ne sont pas complètement en charge (Maligne, Milandre) ou qui renferment des zones éboulées (Mendip Hills). Les valeurs les plus élevées correspondent aux galeries sans constriction sévère ou éboulement majeur, ce sont d'ailleurs les seules qui ont pu être parcourues par des spéléologues ou des plongeurs (Castelguard Cave, Jurdulla et Blinddarm-Hölloch où $k' = 11$ m/s). Pour un conduit aux parois lisses, de quelques mètres de diamètre, les valeurs théoriques (Louis) sont d'ailleurs supérieures à 10 m/s.

Cette note représente un premier pas vers la modélisation des écoulements dans les conduits karstiques. Dans les conduits en charge, les lois de pertes de charge (Louis) semblent bien décrire les pertes de charge réelles, comme l'indique le modèle simple (10 conduits) construit pour le Hölloch.

Dans les cas réels, la comparaison entre gradient hydraulique, débit et rugosité relative reste difficile, puisque les conduits observables sur de longues distances sont très rares étant donné qu'ils sont noyés. De plus, la mesure précise de la rugosité relative d'un conduit de quelques centaines de mètres - ou kilomètres - de longueur est en pratique très difficile car elle varie le long du conduit au gré des modifications de sa morphologie.

Dans les écoulements libres l'emploi du modèle FLORIS, utilisant la loi de Strickler, a permis de mettre en évidence l'importance des pertes de charge singulières et des lacs. L'estimation de ces pertes de vitesse est difficile car elle nécessiterait la modélisation de presque tous les détails - à une échelle métrique - de la morphologie des galeries et l'utilisation d'un modèle de calcul des écoulements rapidement variés. La seule alternative qui paraisse raisonnable est d'inclure les pertes de charge singulières et les effets des lacs dans le coefficient de Strickler qui tend alors à devenir très faible (dans le cas de la Milandrine les valeurs sont comprises entre 0.8 et 2.5). La détermination du K_s peut être faite de façon inverse en calculant ce paramètre à partir des vitesses mesurées par des essais de traçage par exemple.

Tableau 5 : Comparaison entre les valeurs de conductivité hydraulique calculées à partir des données disponibles dans la littérature et les valeurs mesurées sur les sites du Hölloch et de Milandre. Il paraît raisonnable d'admettre des valeurs k' comprises entre 2 et 11 m/s pour des conduits karstiques en charge.

Site	R_h [m]	λ ou f [-]	k' [m/s]	Référence
Mill Hole-Turnhole, USA	4.8	27	3.73 ¹	WORTHINGTON 1991
Hölloch, CH	1.4	104	2.06 ¹	BÖGLI 1980
Castelguard, Alberta, C	0.35 - 0.7	0.9 - 2.3	3.4 - 7.8 ¹	ATKINSON <i>et al.</i> 1983
Maligne, Alberta, C	3.7	130	1.49 ¹	SMART 1988
Mendip Hills, GB	0.2 - 2.5	24 - 340	0.2 - 2.9 ¹	ATKINSON 1977
Jordtulla, N	2.7	0.12 - 2.4	9.4 - 42 ¹	LAURITZEN <i>et al.</i> 1985
Hölloch, CH	0.2 - 1	0.322 ²	5 - 11	Cette étude
Milandre, CH ⁴	0.25 - 0.5	-	0.2 - 1.6 ³	Cette étude

¹ reconstitué avec la formule de Darcy-Weisbach à partir des valeurs de R_h et λ données dans les références citées

² calculé avec la formule de Louis et une rugosité relative de 0.25

³ calculé avec la formule de Manning-Strickler

⁴ cas d'écoulement libre

Ainsi on constate que les deux approches (Strickler et Louis), applicables en théorie aux drains karstiques, sont difficiles à mettre en oeuvre dans la pratique en raison de l'extrême irrégularité des conduits et de la grande variabilité de leurs caractéristiques morphologiques.

Les hydrogéologues pourront toutefois contourner cette difficulté. En effet, le choix de la bonne formule de perte de charge importe uniquement dans le cas où l'on cherche à transformer les caractéristiques morphologiques des conduits en un coefficient de perte de charge. Par contre, dans la plupart des cas il importe surtout de pouvoir évaluer la conductivité hydraulique k' des conduits. La méthode la plus simple consiste alors à mesurer les gradients hydrauliques et les vitesses pour obtenir k' . Dans ce cas, le choix d'une formule de perte de charge n'a pas d'importance puisque k' est obtenu directement à partir de la relation 8, de la même manière qu'en milieu fissuré ou poreux la loi de Darcy est utilisée dans la plupart des essais hydrauliques.

Dans les cas où la détermination des caractéristiques géométriques du réseau karstique est nécessaire (section, rugosité, ...), il est possible, pour des écoulements en charge, de les estimer à partir de la mesure de k' en utilisant la formule de Louis. Pour les écoulements libres par contre, cette démarche semble plus approximative.

Remerciements

Nous tenons à remercier MM. J. Trösch et F.-D. Vuataz pour leurs critiques constructives lors de la relecture de cet article. De nombreuses données nous ont été fournies par le Service hydrologique et géologique national, qu'il en soit remercié. Nous apprécions également la mise à disposition de données concernant le site de Milandre par le service des Ponts-et-Chaussées de la République et canton du Jura, ainsi que la collaboration avec le bureau d'étude Meury-Flury-Rieben SA à Delémont. Nous aimerions encore remercier les personnes qui ont permis l'acquisition de données dans des endroits souvent particulièrement inaccessibles : F. Bourret, F. Ziegler, les spéléologues de l'Arbeits Gemeinschaft für Hölochforschung (AGH) et les spéléologues du Spéléo-club Jura (SCJ). MM. R. Faeh et A. Wildberger nous ont donné des conseils et informations utiles au cours de cette étude.

Les recherches présentées ici ont été financées par le projet européen COST-65 et le Fonds national pour la recherche scientifique (Projets N^{os} 20-36'418.92, 20-40'624.94).

Références

- ATKINSON T. C. 1977. Diffuse and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *J. of Hydrol.*, 35 : 93-110.
- ATKINSON T. C., SMART P. L. & WIGLEY T. M. L. 1983. Climate and natural radon levels in Castelguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15 : 487-502.
- BEZES CH. 1976. Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques; établissement du modèle BEMER, son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France. Mém. du Centre d'études et de recherches géol. et hydrogéol. (C. E. R. G. H.), 10 (I-II), Univ. Montpellier II, 135 pp.
- BLUMBERG R. N. & CURL R. L. 1974. Experimental and theoretical studies of dissolution roughness. *J. of Fluid Mechanics*, 65 : 735-751.
- BOEGLI A. 1980. Karst hydrology and physical speleology. Springer Verlag, Berlin, 284 pp.
- COWAN W. L. 1956. Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering*, 37, 7 : 473-475.
- DROGUE C. 1964. Etude hydrogéologique des principales résurgences de la région nord-montpelliéraine. Thèse 3^e cycle, Univ. Montpellier, Mém. du Centre d'études et de recherches géol. et hydrogéol. (C. E. R. G. H.), 1, Univ. Montpellier : 61-121.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W. 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, 601 pp.
- GALE S. J. 1984. The hydraulics of conduit flow in a carbonate aquifer. *J. of Hydrol.*, 70 : 309-327.
- JEANNIN P.-Y. 1995. Action COST 65 - Projets Bure et Hölloch (Suisse) : cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles. *Bull. d'Hydrogéologie*, 14, ce volume.

- JEANNIN P.-Y. & WILDBERGER A. 1995. Modélisation des écoulements dans le réseau du Hölloch (Muotathal, Schwyz). Actes du 10^{ème} Congr. nat. de spéléologie, Breitenbach, octobre 1995, sous presse.
- KIRALY L. & MÜLLER I. 1979. Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst : effet sur la variation du chimisme des sources karstiques. Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 3 : 237 - 285.
- KOZENY J. 1953. Hydraulik: ihre Grundlagen und praktische Anwendung. Springer Verlag, Wien, 582 pp.
- KUEHNE A. & FAEH R. 1983. Application of a mathematical model to design measures for flood protection. Int. Conf. on the hydraulic aspects of floods & flood control, September 1983, London, England : 271-284.
- LAURITZEN S.-E., ABBOTT J., ARNESEN R., CROSSLEY G., GREPPERUD D., IVE A. & JOHNSON S. 1985. Morphology and hydraulics of an active phreatic conduit. Cave Science, 12, 4 : 139-146.
- LENCASTRE A. 1966. Manuel d'hydraulique générale. Ed. Eyrolles, Paris, 411 pp.
- LOMIZE G. M. 1947. Ecoulement dans les fissures (en russe). Acad. Sci. Rép. Soc. Sov. Arm.
- LOUIS L. 1968. Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. E. D. F., Bull. de la Direction des études et recherches, A, nucléaire, hydraulique, thermique, 3 : 5-132.
- MARÉCHAL J.-C. 1994. Etude et modélisation de l'hydraulique et du transport dans les drains karstiques. Diplôme spécialisation hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 128 pp., non publié.
- NEKRASSOV B. 1968. Cours d'hydraulique. Editions MIR, Moscou, 285 pp.
- SMART C. C. 1988. Quantitative tracing of the Maligne karst system, Alberta, Canada. J. of Hydrol., 98 : 185-204.
- WHITE W. B. & DEIKE G. H. 1976. Hydraulic geometry of solution conduits. Proc. of the Nat. speleol. soc. annual convention, 1976 : 57-60.
- WHITE W. B. & DEIKE G. H. 1989. Hydraulic geometry of cave passages. In : W. B. WHITE & E. L. WHITE (Eds), Karst hydrology, concepts from the Mammoth Cave area : 223-258.
- WHITE W. B. & WHITE E. L. 1970. Channel hydraulics of free-surface streams in caves. Caves and Karst, 12 : 41-48.
- WHITE W. B. 1988. Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford Univ. Press, Oxford, 464 pp.
- WILDBERGER A. & ZIEGLER F. 1992. Crues dans un karst alpin : Potentiels dans les drains et débits aux exutoires - exemples provenant de la grotte du Hölloch (Suisse centrale). Actes du 5^{ème} Coll. d'hydrogéologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Ann. Univ. Besançon, Mém. h. s., 11 : 255-262.
- WORTHINGTON S. R. H. 1991. Karst hydrogeology of the canadian Rocky Mountains. Ph. D. Thesis McMaster University, Hamilton, Ontario, 227 pp., non publié.

Modélisation des écoulements dans le réseau du Hölloch (Muotathal, Schwytz)

PIERRE-YVES JEANNIN¹ & ANDRES WILDBERGER²

RÉSUMÉ

Des enregistrements des niveaux d'eau dans diverses galeries du Hölloch et du débit à l'exutoire du système (Schlichenden Brünnen) permettent d'avoir une idée assez précise de la distribution des charges hydrauliques en fonction du débit de la source dans les diverses galeries du réseau. Il est remarqué la forte non-linéarité de la relation entre le débit à l'exutoire et la charge hydraulique dans certains conduits.

Les formules de Louis et de Manning-Strickler permettent de calculer les pertes de charge dans les conduits noyés. Ces pertes sont proportionnelles à la racine carrée du gradient hydraulique. Des modèles hydrauliques basés sur ces formules permettent de calculer le débit et la charge dans chaque galerie. Des modèles simples permettent de reproduire les observations (niveaux d'eau dans les galeries en fonction du débit de l'exutoire) avec une précision étonnante. Les valeurs de débit calculées dans certaines galeries sont comparées aux valeurs estimées à partir de la mesure des cupules visibles sur les parois des galeries.

ZUSAMMENFASSUNG

Aufzeichnungen der Wasserniveaus in verschiedenen Gängen des Höllochs und der Schüttung beim Ausfluss (Schlichende Brünnen) erlauben die Entwicklung ziemlich genauer Vorstellungen über das hydraulische System in den diversen Höhlengängen des Höllochs, welches von der Schüttung der Resurgenz abhängt. Die starke Nichtlinearität des Verhältnisses zwischen Quellschüttung und Wasserdurchfluss in gewissen Gängen ist auffallend.

Die Formeln von Louis und Manning-Strickler erlauben, die Druckverluste in wassergefüllten Gängen zu berechnen. Diese Verluste sind proportional zur Quadratwurzel des hydraulischen Gradienten. Damit lassen sich für jeden Gang hydraulischer Druck und Abflussmenge berechnen. Diese einfachen Modelle ermöglichen es, die Beobachtungen (Wasserstände in Abhängigkeit von der Schüttung der Resurgenz) mit einer erstaunlichen Präzision zu reproduzieren. Die berechneten Schüttungswerte in gewissen Gängen werden mit den geschätzten Werten verglichen, welche mit Hilfe von sichtbaren Wasserstandsspuren an den Gangwänden abgeleitet wurden.

RIASSUNTO

Registrazioni dei livelli dell'acqua in differenti gallerie dell'Hölloch e della portata alla risorgenza del sistema (Schlichenden Brünnen) permettono d'avere un'idea abbastanza precisa della distribuzione delle cariche idriche in funzione della portata della sorgente nelle diverse gallerie del sistema. Si denota una forte non-linearità della relazione tra la portata alla risorgenza e la carica idrica di alcune condotte.

Le formule di Louis e di Manning-Strickler permettono di calcolare le perdite di carica nelle condotte allagate. Queste perdite sono proporzionali alla radice quadrata del gradiente idrico. Modelli di idraulica basati su queste formule permettono di calcolare la portata e la carica in ogni galleria. Dei modelli semplici permettono di riprodurre le osservazioni (livello d'acqua nelle gallerie in funzione della portata della risorgenza) con una precisione sorprendente. I valori di portata calcolati in certe gallerie sono paragonati ai valori stimati in base alle sfaccettature da scorrimento visibili sulle pareti delle gallerie.

ABSTRACT

Recordings of the water level in various galleries of the Hölloch and of the rate of flow at the outlet of the system (Schlichenden Brünnen) allows a sufficiently precise idea of the distribution of the hydraulic pressure as a function of the rate of flow of the spring in the different galleries of the system. There is a strong non-linear relationship between the rate of flow at the outlets and the hydraulic pressure in certain galleries.

The formulas of Louis and Manning-Strickler, allow us to calculate the loss of the pressure in the flooded mains. Those losses are proportional to the square root of the hydraulic gradient. Hydraulic models based on those formulas, allow calculations of the amount of flow and the pressure in each gallery. Simple models allow us to reproduce observations (water level in the galleries as a function of the amount of flow at the outlet) with surprising precision. The values of the calculated amount of flow in certain galleries are compared to the estimated value starting from the measurement of the visible cupules on the wall of the galleries.

¹ Pierre-Yves Jeannin, Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

² Andres Wildberger, Arbeitsgemeinschaft Höllochforschung AGH, Im Tiergarten 49, CH-8055 Zürich

BUT ET CADRE

En appliquant les lois des écoulements dans des conduits rugueux aux données disponibles dans le système du Hölloch, on peut tester la possibilité de modéliser le fonctionnement hydraulique de la partie aval du système. Cette note rappelle les principes de calcul des écoulements en conduits noyés et rugueux; elle présente également les mesures disponibles dans le Hölloch et propose un modèle simple des écoulements dans la partie aval du réseau. Ce modèle permet d'obtenir une idée des vitesses d'écoulement dans les diverses galeries. Ces vitesses sont comparées aux vitesses qui peuvent être calculées à partir de l'observation et de la mesure des cupules ou coups de gouge visibles sur les parois de certaines galeries.

Le bassin versant de la Schlichenden Brünnen renferme cet important réseau spéléologique qu'est le Hölloch (le plus grand d'Europe occidentale) qui, avec ses 168 km de galeries, permet d'observer le fonctionnement de l'aquifère depuis l'intérieur.

Le bassin versant de la Schlichenden Brünnen se trouve en bordure NE du Muotathal, à la limite entre les cantons de Schwytz et de Glaris. Il s'étend sur environ 32 km² sous les régions de Bödmeren et de Silberer. Une présentation plus complète du bassin est donnée par JEANNIN *et al.* (1995) ou WILDBERGER & JEANNIN (1995).

Le Hölloch ne couvre que la partie aval (7 km²) du bassin versant de la Schlichenden Brünnen, au sein duquel les écoulements souterrains sont essentiellement noyés. Les galeries du Hölloch, situées juste au-dessus de la zone noyée, se remplissent rapidement lorsque le réseau actif se met en charge (fig. 1).

Les réactions hydrauliques du système ont été mesurées régulièrement dans le réseau karstique à deux endroits (niveaux d'eau au Blinddarm et à Osiris) ainsi que le débit de la source (fig. 1). A une douzaine d'autres points, des appareils mesurent régulièrement la présence ou l'absence d'eau.

Différents problèmes techniques liés aux mises en charge importantes à Osiris (fig. 1) ont jusqu'ici rendu les mesures à cette station inutilisables. Le présent article ne prend donc en considération que la partie aval du Hölloch (en aval de la Böse Wand) où l'ensemble des appareils installés permet d'avoir une idée assez précise du fonctionnement de chacune des galeries. WILDBERGER & ZIEGLER (1992) présentent plusieurs images des différents états hydrauliques du réseau en fonction de l'intensité des crues. Ces images serviront de base à la construction du modèle présenté ici.

CADRE THÉORIQUE

Lois d'écoulements en charge, régime turbulent

Une analyse plus complète des diverses formules utilisables pour décrire les pertes de charge dans les conduits karstiques est décrite par JEANNIN & MARÉCHAL (1995), le présent chapitre en résume brièvement les points principaux.

Dans les écoulements en conduites, deux types de pertes de charge doivent être considérés: les pertes de charge linéaires qui résultent des pertes d'énergie dues au frottement des particules d'eau le long du chenal, et les pertes de charge ponctuelles dues à des singularités dans le chenal (rétrécissements, coudes, etc.).

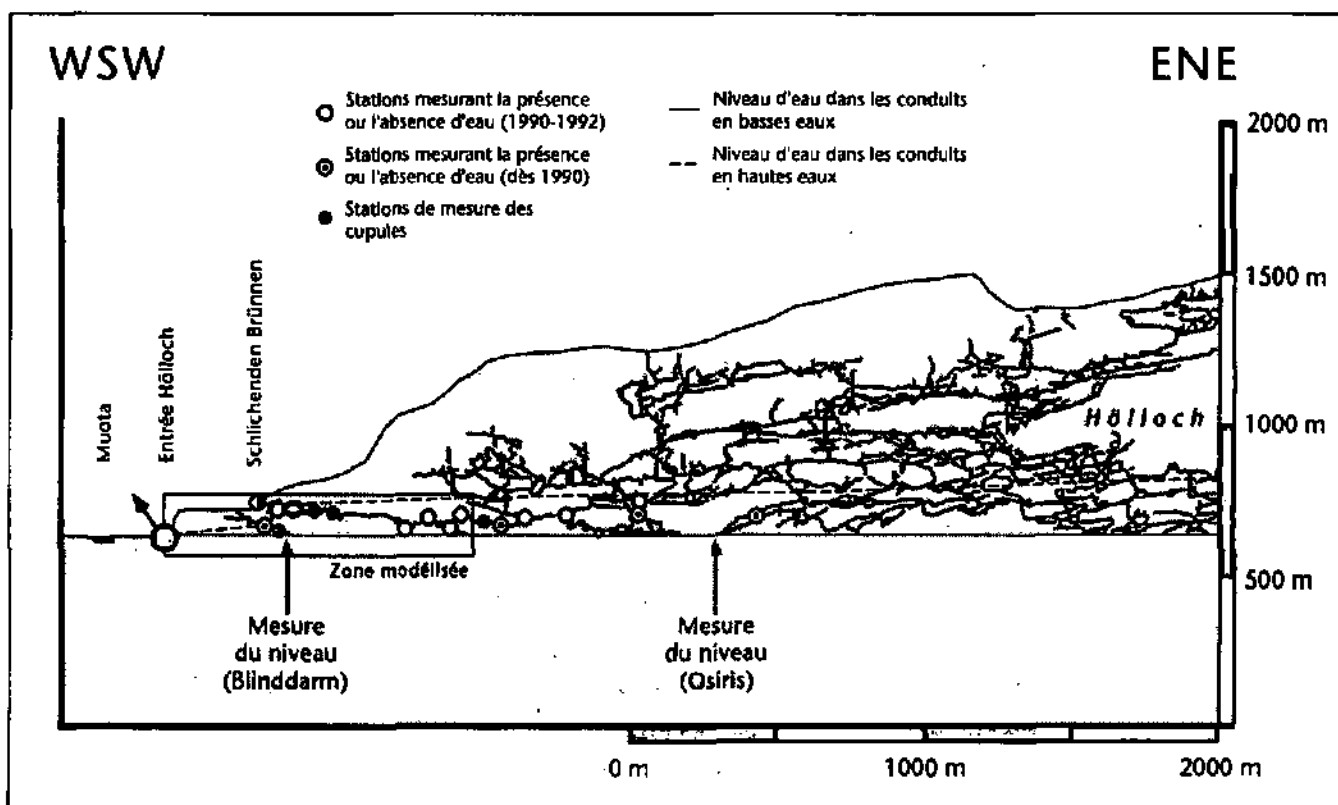


Fig. 1: Coupe hydrogéologique schématique de la partie aval du bassin versant de la Schlichenden Brünnen. Le niveau d'eau est mesuré régulièrement à deux endroits dans le réseau karstique (Blinddarm et Osiris), le débit de la source est également contrôlé (service hydrologique et géologique national). Les spéléologues de l'AGH ont installé à plusieurs endroits du réseau des appareils mesurant toutes les deux minutes la présence ou l'absence d'eau dans le conduit où ils se trouvent.

Il a été démontré par des calculs d'exemples théoriques (MARÉCHAL 1994, BÖGLI 1980) que les pertes de charge ponctuelles (dues aux coudes, rétrécissements et élargissements des galeries) représentent une partie mineure des pertes de charge totales (inférieures à 15%). Ces pertes de charge seront négligées dans l'approche présentée ici.

Lois de pertes de charge linéaires

Elles expriment la perte de charge par mètre de chenal, ainsi entre un point a et un point b (distants de L_{ab}) situés dans un même conduit, la perte de charge (ΔH_{ab}) vaut :

$$\Delta H_{ab} = l \cdot L_{ab}$$

et de façon générale, la perte de charge est proportionnelle au carré de la vitesse :

$$i = \lambda \cdot \frac{1}{D_h} \cdot \frac{U^2}{2g}$$

avec

U = vitesse moyenne [m/s];

D_h = Diamètre hydraulique du chenal [m], $D_h = 4 R_h$ pour les conduits non circulaires;

R_h = Rapport entre la section mouillée (S) et le périmètre mouillé (P): $R_h = S/P$;

λ = Coefficient de perte de charge [sans dimension].

Pour des écoulements laminaires de transition, λ est une fonction du nombre de Reynolds. Pour des écoulements turbulents rugueux (conduits karstiques), il est indépendant du nombre de Reynolds; il dépend alors principalement de la rugosité relative ε/D_h du conduit (ε représente la taille des aspérités des parois des conduits).

La formule de Manning-Strickler permet le calcul des écoulements dans les conduits karstiques; elle s'écrit :

$$U = K_s \cdot R_h^{2/3} \cdot \sqrt{i}$$

avec K_s = Coefficient dépendant de la rugosité, d'autant plus grand que le tuyau est plus lisse [$m^{1/3} \cdot s^{-1}$]

LANCASTRE (1966) donne, pour un tunnel non revêtu, très irrégulier et en très mauvais état, une valeur de $K_s=20 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$.

LOUIS (1974) propose une autre formule particulièrement adaptée aux écoulements très rugueux. Pour les écoulements «non parallèles en régime turbulent» (écoulements correspondant à ceux des chenaux karstiques), il propose la formule suivante :

$$U = 2 \cdot \log\left(1.9 \cdot \frac{D_h}{\varepsilon}\right) \cdot \sqrt{2g \cdot D_h} \cdot \sqrt{i}$$

Ces deux lois caractérisent des pertes de charge quadratiques et peuvent s'écrire sous la forme :

$$U = k' \cdot \sqrt{i}$$

avec $k' = K_s \cdot R_h^{2/3}$ selon Strickler [m/s];

et $k' = 2 \cdot \log\left(1.9 \cdot \frac{D_h}{\varepsilon}\right) \cdot \sqrt{2g \cdot D_h}$ selon Louis.

Ces deux formules permettent de calculer des «conductivités hydrauliques» k' en fonction du diamètre des conduits :

Diamètre du conduit [m]	k' [m/s] selon Strickler ($K_s=20$)	k' [m/s] selon Louis ($\varepsilon/D_h=0,25$)
0,5	5	5,52
1	7,94	7,8
1,5	10,4	9,56
2	12,6	11,04
2,5	14,62	12,34
3	16,51	13,52
5	23,21	17,45

Tableau 1 : «Conductivités hydrauliques» (k') en fonction du diamètre des conduits admis circulaires avec une rugosité relative $\varepsilon/D_h = 0,25$ pour la formule de Louis et un K_s de 20 pour la formule de Strickler (tiré de MARÉCHAL 1994).

Les écarts sont relativement faibles entre les deux formules.

OBSERVATIONS DE TERRAIN ET CONSTRUCTION DU MODÈLE

En admettant que le débit mesuré à la source corresponde à celui transitant dans un conduit karstique unique de section S , le gradient hydraulique mesuré 500 m en amont de la source (Blinddarm) doit suivre la relation :

$$Q = k' \cdot S \cdot \sqrt{i} = k'_s \cdot \sqrt{i}$$

avec

Q = débit [m^3/s]

k' = conductivité hydraulique [m/s]

S = section de la galerie [m^2]

i = gradient hydraulique [-]

$k'_s = k' \cdot S$ = «connection hydraulique» [m^3/s]

La chronique des débits à la Schlichenden Brünnen peut donc être comparée à celle du niveau d'eau mesuré au Blinddarm (fig. 2a). Si la figure 2a semble indiquer un certain parallélisme entre les deux courbes, la figure 2b montre clairement qu'une relation existe, qu'elle n'est pas linéaire, mais d'allure plutôt complexe. A partir d'un certain débit, il est connu que des galeries supérieures se mettent en charge et offrent de nouveaux passages vers l'exutoire. Le k' , de la formule théorique n'est valable que pour un conduit de section constante dans le temps. La partie inférieure de la relation hauteur-débit correspondrait-elle à la relation théorique?

La figure 3 montre que la relation est linéaire entre le débit dans le conduit et la racine carrée du gradient hydraulique pour les débits inférieurs à 2500 l/s. La pente de la droite correspond directement à la valeur k'_s du conduit reliant la Blinddarm à la source. La valeur obtenue est de 35,7 m^3/s ce qui correspond à un conduit d'environ 2 mètres de diamètre (si $\varepsilon/D_h = 0,25$).

Au delà de 2500 l/s, le niveau d'eau dans le Blinddarm s'accroît très rapidement (fig. 2), alors que le débit à la source augmente plus lentement. Traduit en termes hydrauliques

ques, cela signifie que les pertes de charge semblent augmenter soudainement lorsque le débit passe de 2500 à 3500 l/s (comme si le conduit se rétrécissait!). L'interprétation trouvée à cette observation est donnée à la figure 4 : à partir de 2500 l/s, ce n'est pas le conduit qui se rétrécit, mais le débit dans ce conduit qui augmente très rapidement, alimenté par le débordement au nœud 2.

La position et le fonctionnement du nœud 2 sont connus grâce aux appareils de mesure de présence ou d'absence d'eau. En effet, WILDAERGER & ZIEGLER (1992) indiquent que lorsque le débit de la source passe de 2800 à 3500 l/s, le Holzgang situé 50 m plus haut que la source (nœud 2 de la fig. 4) se met en charge. Quelques minutes plus tard, le Blinddarm (nœud 4) se remplit jusqu'au nœud 6.

Le schéma de la figure 4 ne représente qu'un seul large conduit à l'amont du système (nœud 1). Dans la réalité, le débit entrant à l'amont du modèle est réparti entre le collecteur noyé encore inexploré et le Hauptgang. Or la mesure directe ou l'estimation des deux débits respectifs étant impossible, il convient de considérer la somme des deux débits. Cette remarque reste valable pour les modèles présentés dans la suite de cette note.

Par défaut, les «connexions hydrauliques» ($k' = k \cdot S$) des conduits sont choisies égales à 35 m³/s. Les mesures de mise en charge aux nœuds 1, 2 et 4 forcent à modifier cette valeur sur certains tronçons. Entre les nœuds 1 et 3, la valeur de 13,9 est trouvée (env. 1,4 mètre de diamètre), et entre les nœuds 4 et 3 la valeur de 1,1 est obtenue (0,5 mètre de dia-

mètre avec une longueur estimée à 10 mètres, le diamètre pourrait être plus important si la longueur réelle était plus grande). Les longueurs des différents segments sont estimées en fonction des données topographiques de la cavité (longueurs développées); les incertitudes sur certaines d'entre elles sont assez importantes.

Vers 4000 l/s, la relation hauteur-débit (fig. 2) présente un palier très net qui correspond au débordement de la galerie du Blinddarm (nœud 4 à 6) vers le Zürichsee (nœud 6 à 7). Ce débordement a pu être observé directement lors de visites dans le Hölloch en période de crue. Par ailleurs, un appareil placé au point 6 ainsi que la mesure du niveau dans le Blinddarm ont permis de déterminer précisément le moment de ce déversement (entre 4000 et 4500 l/s à la Schlichenenden Brünnen).

En basses eaux, le débit étant nul entre les nœuds 6 et 7, le niveau mesuré dans le Zürichsee permet de fixer la position du nœud 7 par rapport à l'exutoire. La longueur de 290 mètres est trouvée. En hautes eaux, le débit de débordement du Blinddarm pouvant être calculé par le modèle de la figure 4 et connaissant la hauteur d'eau dans le Zürichsee (mesurée), il est facile d'obtenir la «connexion hydraulique» (k') du conduit reliant le Zürichsee au nœud 7 (jonction avec la galerie noyée). En admettant une longueur de 250 mètres, la valeur de 35 m³/s s'avère correcte.

Le modèle de la figure 4 permet de simuler les écoulements jusqu'à un débit de l'ordre de 6000 l/s. Pour des débits plus élevés, le conduit reliant les nœuds 2 et 4 se remplit complètement, provoquant une montée des eaux au-dessus du nœud 2. Le modèle de la figure 5 permet alors de décrire le système.

Les appareils de mesure placés au nœud 5 indiquent que l'eau atteint ce point au moment où le débit à la Schlichenenden Brünnen est voisin de 9500 l/s; il y a alors débordement simultané en direction du point 6 et vers l'entrée du Hölloch et/ou certaines sources situées dans la gorge située sous l'entrée de la grotte.

Lorsque le débit de la source dépasse 9500 l/s, le niveau du Zürichsee atteint le nœud 6 et une mise en charge de quelques mètres est observée pour les crues dépassant ce débit (cf. fig. 2a).

MODÉLISATION

Après quelques essais, le modèle de la figure 5 a été obtenu; il semble décrire correctement les observations.

La figure 2b et la figure 6 représentent les hauteurs d'eau mesurées dans le Blinddarm et le Zürichsee en fonction du débit à la Schlichenenden Brünnen. La figure 7 donne les courbes produites par le modèle aux points correspondants (nœud 4 = Blinddarm; nœud 6 = déversement du Blinddarm vers le Zürichsee). La correspondance entre les valeurs du modèle et les valeurs mesurées est excellente, ce qui est normal puisque les paramètres du modèle ont été choisis – calés – par rapport à ces valeurs. Le modèle produit encore des valeurs de débit à l'entrée du Hölloch en très forte crue. La figure 8 donne les valeurs calculées par le modèle ainsi que les valeurs observées, la correspondance est bonne globalement.

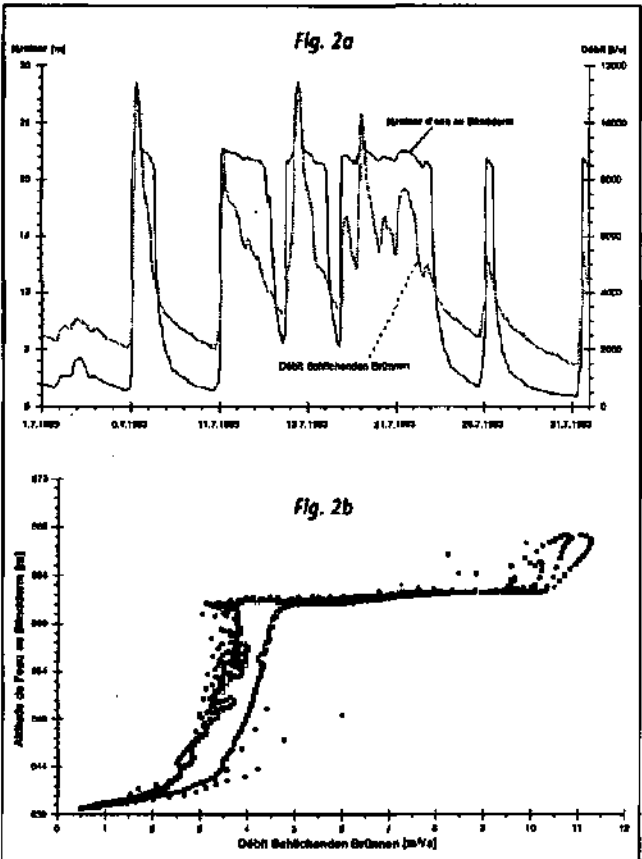


Fig. 2: En haut: chronique partielle du débit à la Schlichenenden Brünnen et niveau d'eau mesuré simultanément au Blinddarm. En bas: relation hauteur-débit pour l'ensemble des mesures disponibles. La relation n'est pas linéaire, ni quadratique, mais d'allure assez complexe.

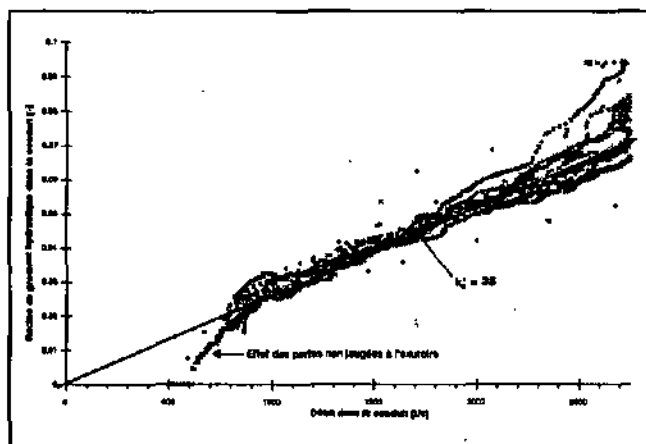


Fig. 3: Relation entre débit à la Schlichenden Brünnen et racine carrée du gradient hydraulique mesuré au Blinddarm pour des débits inférieurs à 2500 l/s à la source. La relation est linéaire et la pente de la droite donne directement la valeur du coefficient de perte de charge dans le conduit reliant le Blinddarm à la source.

Le modèle paraît donc satisfaisant puisqu'il correspond bien à l'ensemble des observations et mesures effectuées dans la partie aval du Hölloch.

La figure 9 représente l'état du système (modèle) pour quelques débits à la Schlichenden Brünnen. Le débit et la charge dans chacun des conduits sont calculés. A titre

d'exemple, la figure 10 présente le débit Q_1 (nœud 1 à nœud 3) en fonction du débit total transitant à travers le modèle. Il convient de relever une légère diminution du débit dans le conduit lorsque que le débit total passe de 3 à 6 m³/s.

CONTRÔLE INDIRECT : LES MESURES DE CUPULES ET DES GALETS ROULÉS

Des mesures indirectes de vitesses d'écoulement dans les galeries peuvent être obtenues en mesurant la taille des cupules ou coups de gouge visibles sur certaines parois. Les cupules sont des formes concaves dues à la corrosion ou à l'érosion des eaux sur les parois, le sol ou le plafond des galeries (BOGU 1980). La longueur des cupules est inversement proportionnelle à la vitesse d'écoulement. Différents auteurs ont étudié expérimentalement ou de façon théorique la relation entre la longueur des cupules et la vitesse de l'écoulement. Une relation est proposée entre la longueur moyenne des cupules établie sur une statistique suffisante et la vitesse du courant. Le travail le plus significatif à ce sujet est celui de CURL (1974) résumé par WHITE (1988) et par FORD & WILLIAMS (1989).

La formule proposée change quelque peu selon la forme de la section de la galerie (circulaire ou rectangulaire). Pour une section rectangulaire, la formule est:

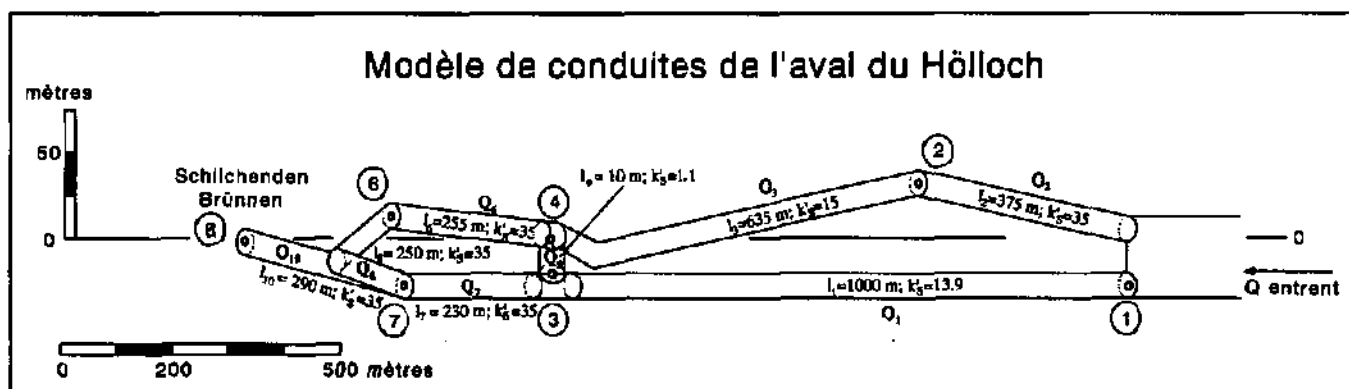


Fig. 4: Modèle de conduites permettant d'expliquer la relation entre la hauteur d'eau mesurée au Blinddarm et le débit à la Schlichenden Brünnen. A partir de 2500 l/s l'eau atteint le nœud 2 et déborde vers le nœud 4 (mesure au Blinddarm), provoquant une mise en charge soudaine à ce nœud. Entre 4000 et 4500 l/s, il y a débordement du Blinddarm vers le Zürichsee. Ce modèle permet de simuler les écoulements jusqu'à un débit de l'ordre de 6000 l/s.

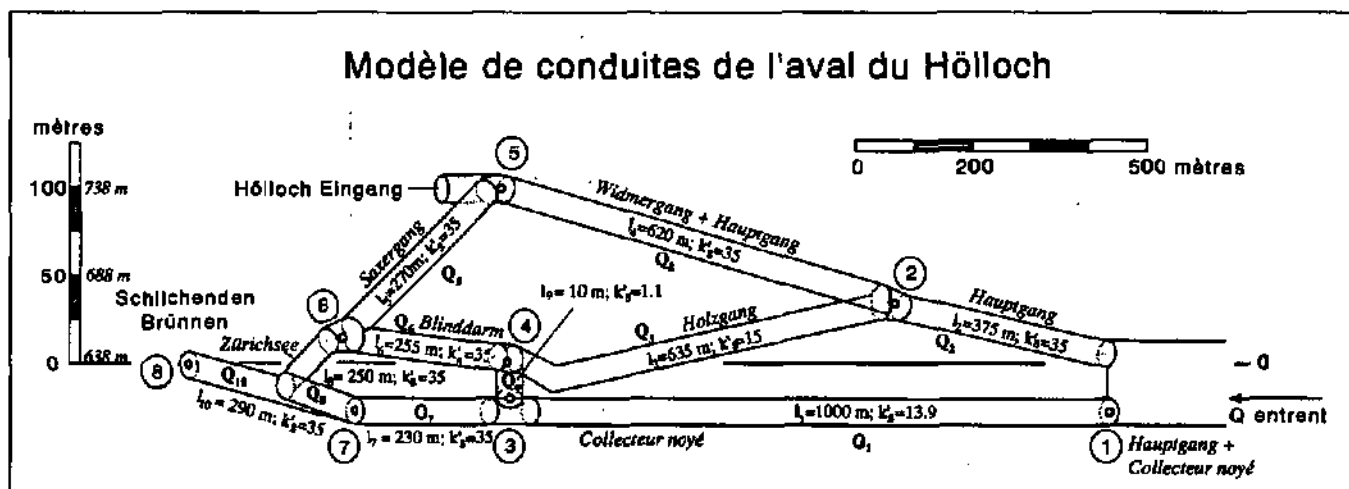


Fig. 5: Modèle de conduites dérivé de celui de la figure 4 décrivant les écoulements dans la partie aval du Hölloch. Tous les paramètres sont ajustés aux observations et mesures de terrain. Ce modèle permet de simuler les écoulements pour tous les débits observés (de 300 à 16000 l/s à l'amont du modèle).

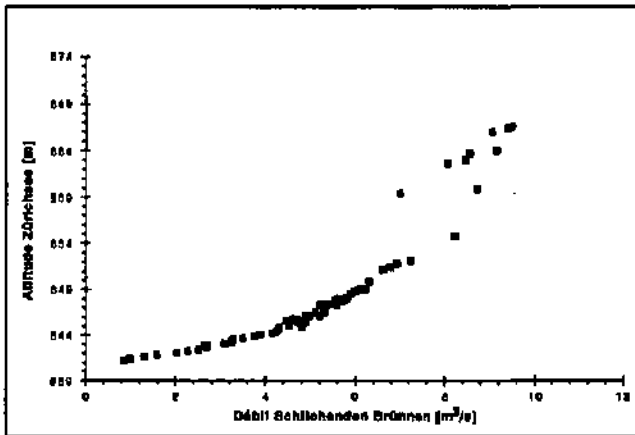


Fig. 6: Hauteurs d'eau (charges hydrauliques) mesurées dans le Zürichsee pour différents débits de la Schlichenden Brunn. Ces mesures permettent de calculer la conductivité hydraulique de la galerie du Zürichsee: la valeur obtenue est de $k' \cdot S = 35 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

$$U = N_R \cdot \nu \cdot L_{32}^{-1}$$

avec

U = vitesse d'écoulement [cm/s];

N_R = Nombre de Reynolds [-];

ν = Viscosité cinématique [cm²/s];

L_{32} = Moyenne de Sauter des longueurs de cupules [cm].

Le nombre de Reynolds est dépendant de la forme et de la taille des galeries, de la vitesse de l'écoulement, de la viscosité cinématique, de la densité et de la température de l'eau. Des inhomogénéités de la roche peuvent diminuer la taille des cupules. La moyenne de Sauter pondère les valeurs les plus petites de façon moins importante qu'une moyenne arithmétique.

La transformation des vitesses d'écoulement obtenues en débits nécessite une mesure précise de la section des galeries. Cette surface a été déterminée à l'aide d'un système photographique semblable à celui présenté par TRÜSSEL & TRÜSSEL (1980). Le système utilisé, construit par C. Probst, se base sur le déclenchement d'un flash-cube placé entre deux plaques parallèles situées dans le plan de la section à mesurer. Sur la photographie, le contour de la galerie apparaît comme une ligne claire. Deux petites plaques blanches placées à une distance connue l'une de l'autre donnent l'échelle. La section de la galerie est alors obtenue simplement par planimétrie sur la photographie.

Selon les conditions hydrologiques, les débits transitant dans les galeries varient considérablement, passant d'un débit nul dans certaines galeries en basses eaux à plusieurs m³/s en hautes eaux. Il se pose alors la question de savoir à quel débit correspond le débit calculé à partir de la taille des cupules et de la section de la galerie. Les observations de LAURITZEN *et al.* (1985) et de LAURITZEN (1989) semblent indiquer que le débit marqué par les cupules est compris entre 85 et 98% de la courbe des débits classés (débit dépassé entre 15 et 2% du temps d'immersion).

De telles mesures ont été effectuées dans quelques-unes des galeries concernées par le modèle: le Widmergang, le Schlauch, le Blinddarm et le Keller (fig. 1). Les vitesses d'écoulement et des débits calculés sont reportés dans le tableau 2. Les mesures ont été effectuées dans les secteurs re-

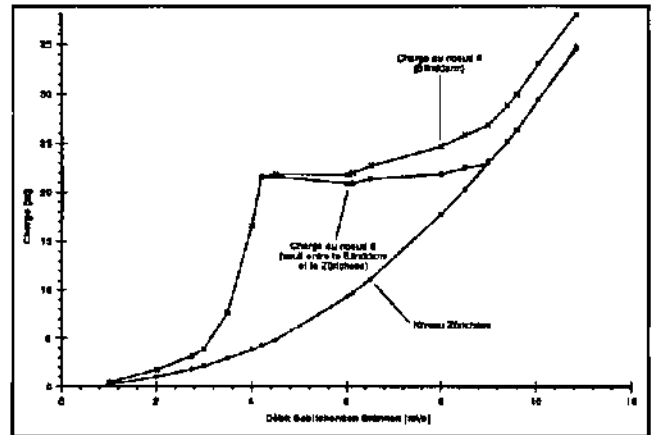


Fig. 7: Charges hydrauliques calculées par le modèle au Zürichsee, au Blinddorm (nœud 4) et au point de déversement du Blinddarm vers le Zürichsee (nœud 6). Ces courbes simulées peuvent être parfaitement superposées aux courbes observées, présentées sur les figures 2b et 6.

montants des galeries de façon à garantir l'immersion totale de la section de la galerie lors de l'écoulement.

Les stations 1 à 4 se trouvent entre les nœuds 2 et 5 de la figure 5, mais elles ne représentent pas la totalité des galeries actives puisque la galerie principale (Hauptgang) dans la partie touristique devient active en même temps que celles-ci. La station 5 (Blinddarm) représente le tronçon entre les nœuds 4 et 6. La station 6, enfin, correspond à une partie du débit entrant à l'amont du modèle. L'autre partie, située plus bas, est noyée en permanence et est inconnue.

Les débits du tableau 2 sont tous plus faibles que ceux calculés par le modèle. Ceci peut traduire le fait expliqué précédemment, qu'une partie des eaux s'écoule dans des galeries parallèles. Le Blinddarm (station 5) fait en principe exception puisque l'ensemble du débit passant des nœuds 4 à 6 (figure 4 ou 5) le traverse. Les 1750 l/s obtenus sont certes du même ordre de grandeur que ceux du modèle, mais tout de même nettement inférieurs.

Dans le Blinddarm, plusieurs galets roulés, d'un diamètre pouvant atteindre 9 cm, ont été trouvés à proximité des cupules. WHITE (1988) propose une méthode pour déterminer la vitesse du courant capable de transporter des galets sphériques. En assimilant les galets observés à des sphères de volume égal à celui des galets, une estimation de la vitesse d'écoulement est obtenue. Les vitesses calculées ainsi sont comprises entre 130 et 200 cm/s, ce qui correspondrait à

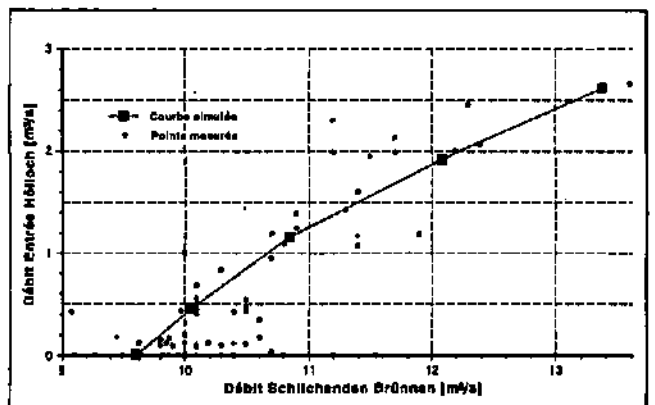


Fig. 8: Débits calculés et observés sortant de l'entrée du Hölloch. La calibration du modèle semble satisfaisante.

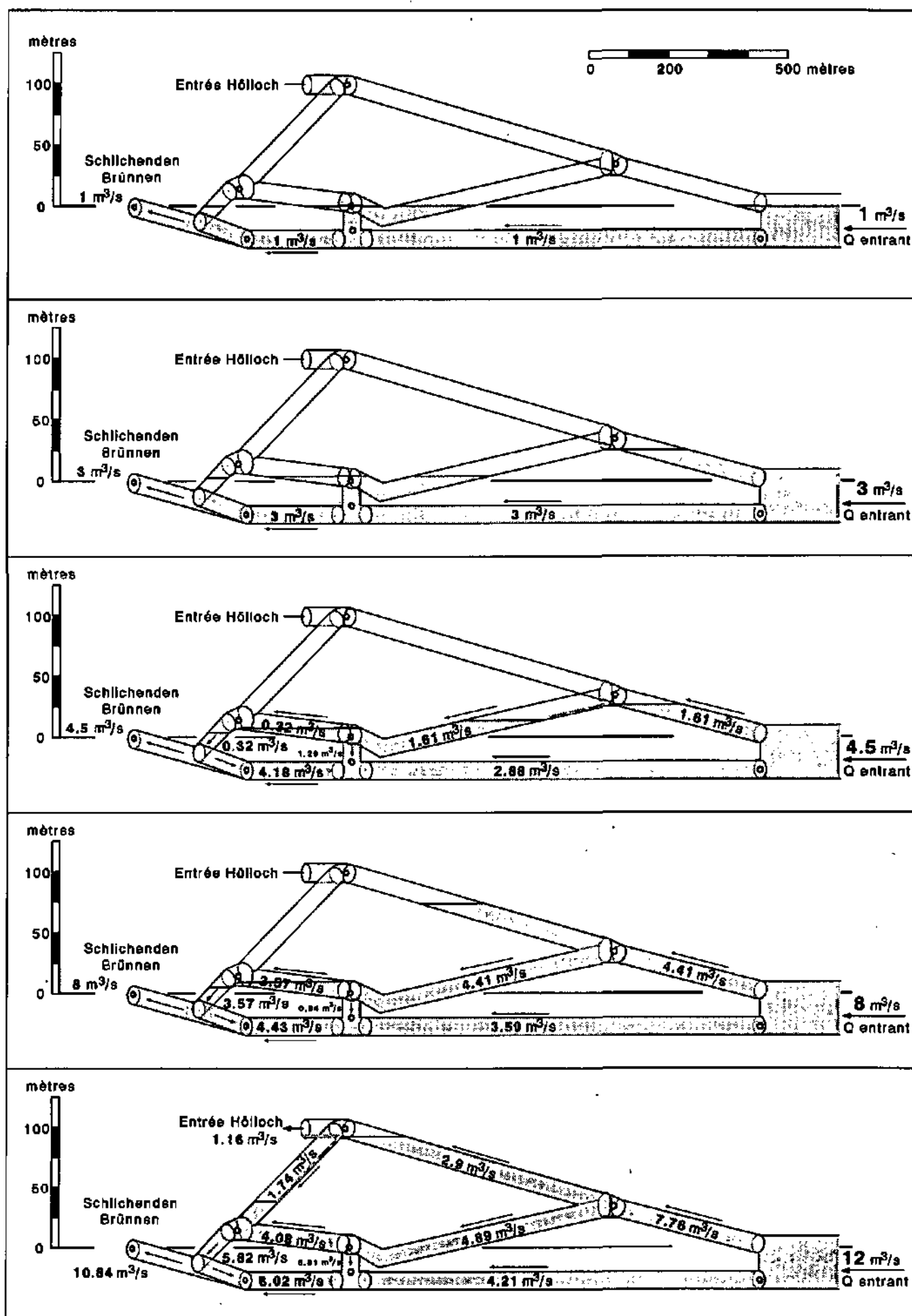


Fig. 9: Charges et débits dans le système calculés pour quelques débits de la Schlichenden Brunn.

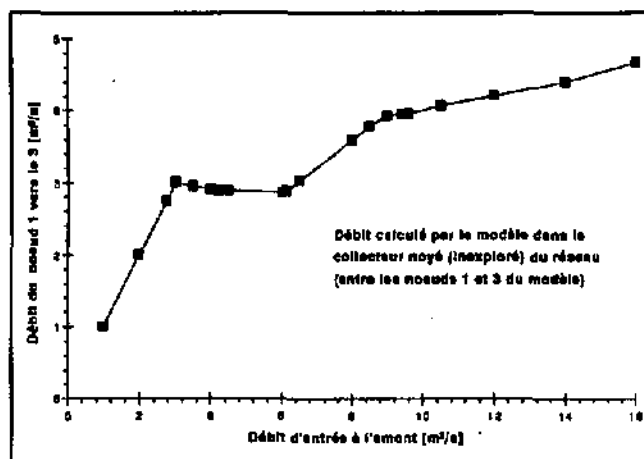


Fig. 10: Débit dans le tronçon Q, (entre nœud 1 et nœud 3) en fonction du débit total transitant à travers le modèle. Le débit diminue légèrement alors que le débit total passe de 3000 à 6000 l/s.

des débits de 4600 à 7000 l/s. Ces valeurs semblent indiquer que les débits calculés par le modèle ont des ordres de grandeur assez raisonnables. En effet, la méthode des cupules donne des valeurs inférieures à celles du modèle, alors que le calcul à partir du diamètre des galets transportés donne des valeurs plus élevées. L'ensemble de ces mesures aboutit à des ordres de grandeur comparables; seules des mesures directes des vitesses d'écoulements dans certaines galeries permettront de préciser laquelle de ces méthodes est la plus précise.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Il est possible de vérifier la valeur des paramètres calculés par le modèle en comparant la vitesse calculée par le modèle à la vitesse mesurée par un essai de traçage. Dans ce but un traceur a été injecté au Blinddarm et mesuré à la Schlichenden Brünnen alors que le débit y était de 800 l/s. La vitesse moyenne du traceur était de 51 m/h, soit 0,0141 m/s. En admettant que cette vitesse représente la vitesse moyenne sur la section d'écoulement, elle vaut: $S = Q/V = 56,7 \text{ m}^2$, soit un diamètre moyen de 8,5 mètres. Dans le modèle, la valeur de k'_s utilisée est de $35 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui correspond à un diamètre de 2 mètres. La concordance entre les deux résultats n'est donc pas excellente. L'écart peut provenir d'une mauvaise estimation de e/D_h qui pourrait valoir plus de 0,25, mais plus probablement de constriction

ou d'éboulements dans la galerie qui augmentent les pertes de charge. La source émerge d'ailleurs d'un conduit rempli d'alluvions.

La valeur de $35 \text{ m}^3/\text{s}$ a aussi été obtenue pour la galerie du Blinddarm. La section mesurée (tableau 2, $3,56 \text{ m}^2$) correspond très bien à celle d'un conduit de 2 mètres de diamètre ($3,14 \text{ m}^2$). Cette galerie ne présente pas d'éboulement important.

Si dans son ensemble le modèle simule correctement les observations disponibles dans le Hölloch, il est insuffisant pour simuler le détail des variations des courbes entre la montée de la crue et la descente, ou encore les différences de comportement observées entre les diverses crues. Le modèle est invariable dans le temps, c'est-à-dire qu'à un débit à la Schlichenden Brünnen ne correspond qu'un seul état de charge dans le système. Deux conditions inhérentes au modèle limitent la simulation de ce genre de variations:

- 1) le modèle n'a pas de volume, c'est-à-dire que le temps de remplissage et de vidange des galeries n'est pas pris en compte dans les calculs; les volumes remplis puis vidangés peuvent représenter quelques dizaines de minutes de l'écoulement total à travers le système.
- 2) L'alimentation du modèle tel qu'il est construit n'est possible que depuis l'amont. Dans la réalité, quelques arrivées d'eau intermédiaires existent et modifient les débits de certaines galeries. Ce phénomène est toutefois faible dans la partie simulée où transitent des débits énormes depuis l'amont par rapport aux arrivées intermédiaires.

Par ailleurs, le calage des paramètres du modèle est d'une sensibilité étonnante; des variations de «connexion hydraulique» (k'_s) de quelques unités aboutissent à des variations de charge importantes qui rendent le calage du modèle impossible. Il convient aussi de relever la simplicité du modèle: avec une dizaine de tubes, il permet de simuler des réponses aussi complexes que celles présentées à la figure 2b.

L'effet de la mise en charge de galeries supérieures qui augmentent la conductivité hydraulique des réseaux karstiques en fonction du débit se traduit par une forte non-linéarité du système. Cette observation démontre la difficulté de modéliser les écoulements dans les aquifères karstiques, puisqu'une connaissance tridimensionnelle du réseau de conduits et de son état de saturation apparaît comme indispensable.

Station	Section [m^2]	Longueur moyenne des cupules [cm]	Vitesse d'écoulement [cm/s]	Débit calculé [l/s]
1 Widmergang	4,54	10,5	39,2	1780
2 Widmergang (sans le Schlauch)	3,16	8,9	46,2	1460
3 Schlauch	1,4	9,9	37,0	520
4 Boucle dans le Widmergang	0,81	9,6	36,4	295
5 Blinddarm	3,56	8,5	49,1	1750
6 Keller (Hauptgang)	17,35	17,2	24,7	4285

Tableau 2: Résultats des mesures de cupules. A partir de la mesure des cupules, les vitesses ont été calculées à l'aide de la formule définie pour une section rectangulaire de galerie.

Remerciements

Nous remercions vivement:

- le service hydrologique et géologique national pour la mise à disposition des données limnigraphiques;
- nos collègues de l'AGH pour leur collaboration;
- François Bourret et Felix Ziegler pour l'élaboration et la maintenance des stations de mesure;
- Chngel Probst pour la construction de l'appareil de mesure des sections de galeries;
- le projet européen COST 65 (financé en Suisse par l'OFES) qui a participé à ce projet;
- le Fonds national pour la recherche scientifique (requête No 20-40624.94/c) qui a soutenu financièrement ces études. ■

Références

- BÖGLI, A. (1980): Karst Hydrology and Physical Speleology. - Springer Verlag, New York, 284 p.
- CURL, R. L. (1974): Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. - Nat. Speleol. Soc. Am. Bull., 36(2), 1-5.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. - Unwin Hyman, London, 601 p.
- JEANNIN, P.-Y., WILDBERGER, A. & ROSSI, P. (1995): Multitracing-Veruche 1992 und 1993 im Karstgebiet der Silberan (Muotatal und Klöntal, Zentralschweiz). - Beiträge zur Hydrogeologie, im Druck.
- JEANNIN, P.-Y. & MARECHAL, J.-C. (1995): Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques: base théorique et observations. - Bulletin d'hydrogéologie, Neuchâtel, No 14, sous presse.
- LANCASTRE, A. (1986): Manuel d'hydraulique générale. - Ed. Eyrolles, Paris, 411 p.
- LAURITZEN, S.-E. (1989): Scallop Dominant Discharge. - Proceedings 10th Intern. Congr. Speleology, Budapest, 123-124.
- LAURITZEN, S.-E., ABBOTT, J., ARNESEN, R., CROSSLEY, G., GREPPERUD, D., IVE, A. & JOHNSON, S. (1985): Morphology and hydraulics of an active phreatic conduit. - Cave Science 12(4), 139-146.
- LOUIS, C. (1974): Introduction à l'hydraulique des roches - Bull. du BRGM (2e série), Section III, No 4, 1974, 283-356.
- MARECHAL, J.-C. (1994): Etude et modélisation de l'hydraulique et du transport dans les drains karstiques. - Mémoire de diplôme, cycle postgrade interuniversitaire en Hydrogéologie, Neuchâtel, 128 p.
- TRÜSSEL, C. & TRÜSSEL, M. (1980): Fotografische Höhlenquerschnittvermessung. - Stalactite 30/1, 12-16.
- WILDBERGER, A. & JEANNIN, P.-Y. (1995): Tracage des eaux souterraines dans la région de la Silberan entre le Bisistal et le Klöntal (cantons de Schwyz et Glaris). Résultats des essais effectués entre 1992 et 1994 / Karstwasser-Markierungsversuche in den Jahren 1992 bis 1994 im Gebiet der Silberan zwischen dem Bisistal und dem Klöntal (Kant. Schwyz und Glarus). - Stalactite 45, 2/1995, 31-47.
- WILDBERGER, A. & ZIEGLER, F. (1992): Crues dans un karst alpin: Potentiels dans les drains et débits aux exutoires - exemples provenant de la grotte du Hölloch (Suisse centrale). - Actes du 5e Colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Ann. Univ. Besançon, Mém hors série No 11, 255-262.
- WHITE, W. B. (1988): Geomorphology and hydrology of karst terrains. - Oxford: Oxford University Press.

Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, JU, Switzerland)

Pierre-Yves Jeannin¹ & Jean-Christophe Maréchal^{1, 2}

¹ Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland

² Now at Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), Geolep, CH-1015 Lausanne, Switzerland

Abstract

A large number of tracing experiments have been carried out in a karstic aquifer in the Swiss Jura. These allow to observe the evolution of a tracer plume along the length of a karst conduit. The method of Sauty was used to make possible the comparison between all the observed breakthrough curves.

The flow velocities and the dispersivities obtained are extremely variable. The dispersivities measured at different points along the length of an underground stream in the course of the same tracing experiment increase with distance (scale effect).

If the fit of theoretical Sauty curves on the experimental curves works well for rising limbs, this is not always the case for falling limbs: a tailing effect or lag of the experimental curves compared to the theoretical ones is often observed. Micro-tracings have shown that the lag effect is linked more to the karst conduit geometry than to the types of flows (turbulent or laminar). Measurable tailing effect is induced by the presence of a single conduit enlargement (also called pool). Further, the experiments have shown that a succession of enlargements along the length of the underground stream causes a clear increase in the dispersivity and a "homogenisation" of the recovery curve which shows up by the apparent disappearance of the lag effect.

These observations show clearly the influence of the heterogeneity of the karst conduit geometry on the breakthrough curves. This effect might be considered when one interprets the shape of the breakthrough curves especially for dispersivity estimation.

Résumé

De nombreux essais de traçage ont été réalisés dans un aquifère karstique du Jura suisse. Ils permettent d'observer l'évolution du nuage de traceur le long d'un conduit. La méthode de Sauty a été utilisée pour rendre les diverses courbes de restitution comparables.

Les vitesses et les dispersivités obtenues sont extrêmement variables. Les dispersivités mesurées en différents points le long du ruisseau souterrain au cours d'un même traçage augmentent avec la distance (effet d'échelle).

Si l'ajustement des courbes théoriques de Sauty sur les courbes expérimentales fonctionne bien sur la montée, il n'en va pas toujours de même pour la descente: un effet de retard (tailing effect) des courbes expérimentales par rapport aux courbes théoriques est souvent observé. Des micro-traçages ont montré que l'effet de retard est davantage lié à la géométrie des conduits karstiques qu'à la nature des écoulements (turbulents ou laminaires). Un effet de retard mesurable est induit par la présence d'un seul large bassin. Les expériences ont également montré que la succession de plusieurs bassins le long du ruisseau souterrain induit une nette augmentation de la dispersivité (effet d'échelle) et une "homogénéisation" de la courbe de restitution se traduisant par une disparition apparente de l'effet de retard.

Ces observations montrent l'influence des variations de la géométrie des conduits karstiques sur les courbes de restitution des traceurs. Cet effet devrait être pris en considération lors de l'interprétation des courbes de restitution notamment lors de l'estimation de la dispersivité du milieu.

1. Introduction

In karstic aquifers, the dispersivity values measured on breakthrough curves are often high (MEUS 1993), scale depending and the shape of the breakthrough curves is frequently strongly asymmetric (MARÉCHAL 1994). These results do not fit well with results of a theoretical 1-D homogeneous model, assuming that conduits are thin but very conductive features (pipes). The discrepancies between the 1-D model and the observations leads many authors to consider further processes generating dispersion namely adsorption-desorption (DE MARSILY 1986), a large molecular diffusion (SEILER *et al.* 1989, MALOSZEWSKI & ZUBER 1989), interaction with stationary water (BIVER 1993), the effects of dilution (ROSSIER & KIRALY 1992), etc...

This paper is focussed on describing the relation between the flow conditions in karst conduits and the breakthrough curves. The « low permeability volumes » surrounding the conduits in karst aquifers are not under consideration here.

Breakthrough curves could be observed along the path of an underground karstic flow and provide then informations about the dispersion processes which could be responsible for the strong asymmetrical breakthrough curves frequently observed in karst systems.

2. The test-field of Milandre

The drainage basin of the Milandreine (13km²), situated in the north of Switzerland, contains an underground river - the Milandreine - which can be followed upstream from the emergence point for 4.6 km (actual distance in the cave, equivalent to 3 km as the crow flies, figure 1). The exurgence of the Milandreine is made up of two principal springs, one perennial, the Saïvu, with a discharge of 20 - 150 l/s and the other ephemeral, La Bâme, with a discharge of 0 to 1500 l/s. Four measuring stations were set up along the length of the underground river, allowing to measure the passage of tracers along the section to be observed. The measuring stations are situated at 4.6 km from the springs (station 1, upstream of the cave), at 4 km (station 1'), 3 km (station 2), 1.5 km (station 3) and 0 km (station 4, springs themselves) respectively. The flow is open along the largest part of the underground river, with only the downstream part, of about 500 metres in length being constricted.

About sixty tracing experiments were carried out on this site by injecting NaCl (50 to 500 kg) at different points in the drainage basin upstream from the known part of the cave. The breakthrough curves are obtained at each station by measuring the electrical conductivity of the water and by transforming it into NaCl concentrations.

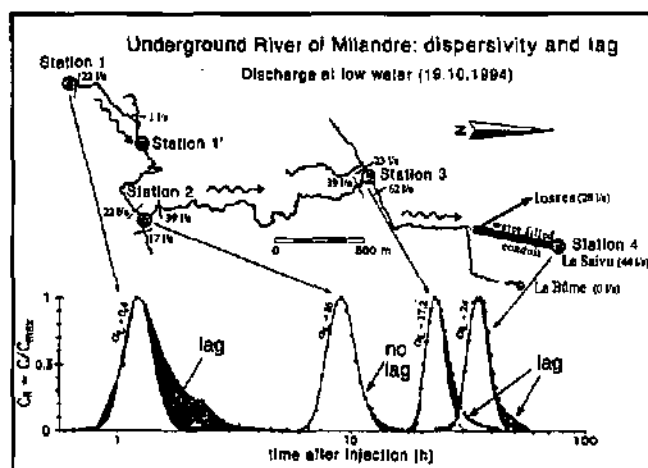


Figure 1 : The tracers are generally observed at four or five stations. The tracing experiment (Tracing 42 in table 1) presented here show a clear increase in dispersivity (α_L) along the underground course of the river (scale effect). The tailing effects vary a great deal along the length of the flow.

3. Aims and methods

A frequent tailing effect (strongly asymmetrical breakthrough curves) has been observed in Milandre. Does this retardation come from adsorption-desorption processes, from diffusion of tracer in the matrix, from dilution, or from any other process? Direct observations in the cave, make it possible to be almost sure that none of these processes are significant: there is no clays for adsorption-desorption, the porosity of the matrix is very low (<2%) and the flow velocity too high for a substantial diffusion in the matrix or towards immobile water, there is no tributary, at least along certain sections, causing a dilution effect. As scale and tailing effects are observed anyway, we will discuss here some further processes which may be responsible for. In order to be able to compare the many breakthrough curves we measured, only those carried out in similar hydraulic conditions (at low water levels) have been considered. The changes of the parameters as a function of discharge could be the subject of a future paper.

The breakthrough curve

Following the injection of a tracer, the concentration $C(X,t)$ of a solute obtained at an observation point situated at a distance X from the injection point is expressed as a function of time. This is the breakthrough curve.

The modal transit time (t_m) represents the largest number of tracer particles: it is therefore the time value with the highest probability. This time is used for calculating the «modal velocity» (X/t_m) which is the velocity given in table 1.

The Sauty method

In order to compare the breakthrough curves, the simplest possible model has been used (Sauty method). This model is easy to calibrate and does not introduce any of the dispersion processes described before. It provides physical parameters (dispersivity) but in this study, it is utilised as a tool of comparison, not as a physical model of the reality. We mainly focus on the tailing effect (difference between the model and the breakthrough curve) and the spatial variation of the calculated dispersivity (apparent dispersivity).

SAUTY (1977) provides a series of theoretical curves that have been calculated using a uniform, uni-dimensional, laminar flow model.

Each of the theoretical curves corresponds to a hydrodynamic Peclet number.

The experimental breakthrough curves are superimposed on the theoretical curves and adjusted to the one giving the best fit. From the appropriate Peclet number, we easily calculate the dispersivity which is equal to the distance divided by the Peclet Number.

The retardation or tailing effect

To obtain a dispersivity value, Sauty suggest to fit both the theoretical curves and the experimental curves on the rising limb of the peak (figure 2).

In most cases, the curve fitted on the rising limb does not then adjust correctly on the fall. It is therefore possible to make several successive fits and to determine several longitudinal dispersivities for different parts of the falling limb of the curve.

Generally the experimental curve remains above the theoretical curve of Sauty in the falling limb of the peak. This is the so called « tailing effect ».

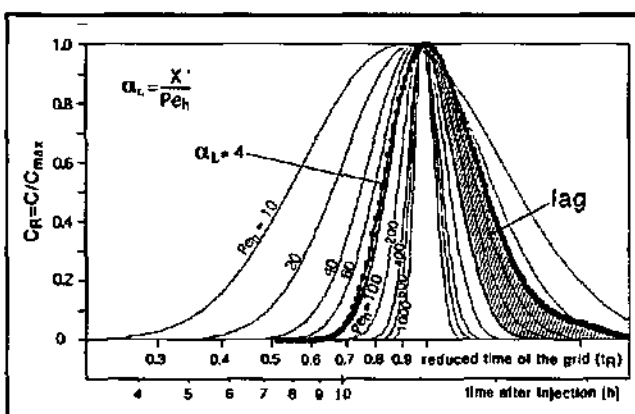


Figure 2 : Fitting of the curve on Sauty grids. The fitting is carried out on the rising limb of the curve and gives a value for dispersivity α_L . A lag effect of the experimental curve with respect to the Sauty model is visible.

4. Results and discussion

Apparent dispersivity: scale effect

The dispersivities measured on the rising limbs of the breakthrough curves at different points along the Milandrine during the same tracing (Table 1) almost systematically rise as a function of the distance.

This increase in dispersivity shows the existence of a scale effect: if the distance increases, the probability of encountering many and large dispersive phenomena also increases.

This scale effect is well known in heterogeneous media (PTAK & TEUTSCH 1994, SEILER *et al.* 1989, SAUTY & KINZELBACH 1988). The results presented here clearly show that this scale effect also exists in karstic conduits.

Tailing effects

OBSERVATIONS

Tailing effects appear very often at certain measurement points (Figure 1). The important tail observed at the station 1 (upstream) is probably due to the injection conditions and to the transfer through the unsaturated zone. As this part of the route cannot be observed directly, it is not considered here. The tail at station 2 is always very reduced, but the apparent dispersivity is always substantially higher than the one in station 1. At station 3, a tail is always observed and at the

exsurgence (Saivu, pt 4)), although the major part of the tracings observed have shown no lag, the tracing presented on figure 1 shows a lag which cannot be ignored. Note that, at a given station, the size of the tailing effect is variable from one experiment to another.

	Station 1	Station 1'	Station 2	Station 3	Station 4
Tracing 1	408 m $\alpha=2.7$ V=26	1110 m $\alpha=6$ V=57		3805 m $\alpha=14$ V=83	5173 m $\alpha=26$ V=105
Tracing 2	402 m $\alpha=4$ V=26	1904 m $\alpha=11$ V=52			5167 m $\alpha=25$ V=73
Tracing 3	13 m $\alpha=4$ V=124	702 m $\alpha=4$ V=124			4765 m $\alpha=48$ V=100
Tracing 11	280 m $\alpha=20$ V=21				4968 m $\alpha=60$ V=138
Tracing 12	173 m $\alpha=8$ V=32				4938 m $\alpha=5$ V=152
Tracing 14	465 m $\alpha=3$ V=60	1157 m $\alpha=19$ V=84			
Tracing 23	176 m $\alpha=2$ V=38		3573 m $\alpha=12$ V=114	4941 m $\alpha=14$ V=174	
Tracing 24	176 m $\alpha=2$ V=69		3573 m $\alpha=12$ V=136	4941 m $\alpha=25$ V=143	
Tracing 25	461 m $\alpha=5$ V=42	2026 m $\alpha=5$ V=123	3558 m $\alpha=19$ V=132		
Tracing 40	178 m $\alpha=7$ V=308	1741 m $\alpha=17$ V=229	3573 m $\alpha=18$ V=606		
Tracing 41	40 m $\alpha=1$ V=200	1606 m $\alpha=16$ V=217	3437 m $\alpha=17$ V=107		
Tracing 42	40 m $\alpha=0.4$ V=44	1606 m $\alpha=16$ V=178	3437 m $\alpha=17$ V=148	4805 m $\alpha=24$ V=161	

Table 1 : Dispersivities (α) in m and flow velocities (V) in m/h measured at different distances along the length of the river's underground course. The dispersivities always increase with the measurement scale (scale effect). The discharge is given at station 1.

TURBULENT FLOW AS A DISPERSIVE PROCESS ?

The flow are turbulent on all the length of the underground stream (JEANNIN & MARECHIAL 1996). Can turbulent flow cause the observed tailing effect ?

The existence of turbulent flow zones, downstream from which the theoretical and experimental curves can be fitted perfectly, seems to indicate that the tailing effect is not due to the turbulent flow regime. Further, the station 2, where the tailing effect is always reduced is located after a section of torrential flow.

To confirm this hypothesis, several "micro-tracings" (tracing experiments on sections of a few tens of metres in length) have been carried out. Let us consider the "micro-tracing" (A) depicted on figure 3. It was carried out in a zone 80 metres long, of turbulent torrential flows in a conduit of constant cross section (no major enlargements). The fitting of the experimental curve onto the Sauty model is excellent. This experiment empirically confirms that the turbulent flows are not the cause of the lag effect.

EFFECTS OF THE VARIATIONS IN CROSS-SECTION

The "micro-tracing" (B) was designed to evaluate the effect of an enlargement of the flow cross-section on the dispersion and tailing (figure 3). The tracer was injected upstream of an enlargement (1.5 m deep, 4 m large).

The breakthrough curve just before the enlargement does not show any tailing effect. Next to the outflow of the pool, the curve shows an important tail. The presence of a large and deep cross-section (pool) appears to produce a tailing effect. Other similar experiments have been carried out, all showing the important influence of variations in cross sectional area on tailing effects.

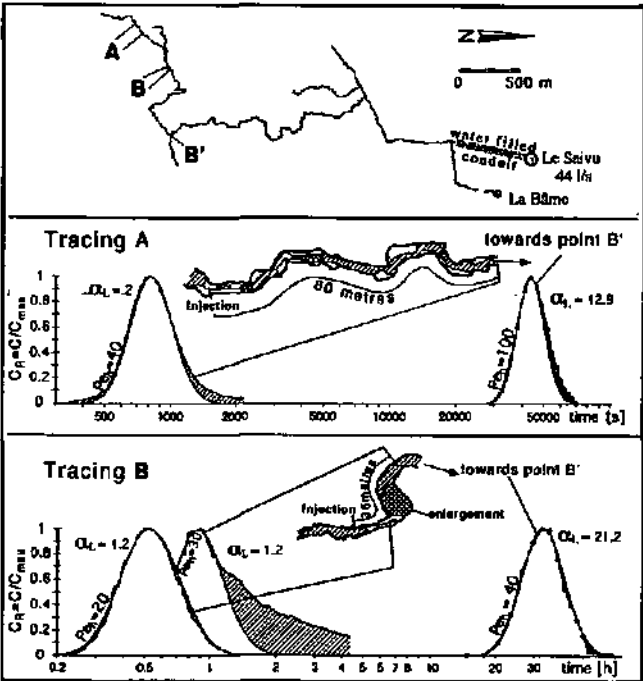


Figure 3 : "Micro-tracings" (A and B) used to measure the effect of certain heterogeneities at a local scale. The tracing A shows that the turbulent flows do not cause any tailing effects. The tracing B shows the importance of the tailing linked to the presence of a big enlargement on the flow path of the tracer. In the two cases, the lag effect has almost disappeared some hundreds metres downstream (point B').

This can be intuitively understood as follow: over a small cross-section, the flow velocity is more or less the same over a the whole cross-section; in an enlargement, the flow velocity can be high in the middle and much lower or even reversed (whirlpool) on the edges. Part of the tracer can then be lagged or « trapped » in these longer flow routes.

A simplified numerical model of this effect has been done using a Darcy-flow model with strong variations of the flow cross-section (figure 4). After three enlargements, the breakthrough curve shows an important tailing effect. This model produces qualitatively adequate results, but does not represent a theoretical proof of the conceptual model. Models solving the full Navier-Stokes equations in three dimensions might be used for that (see HAUNS *et al.* 1997).

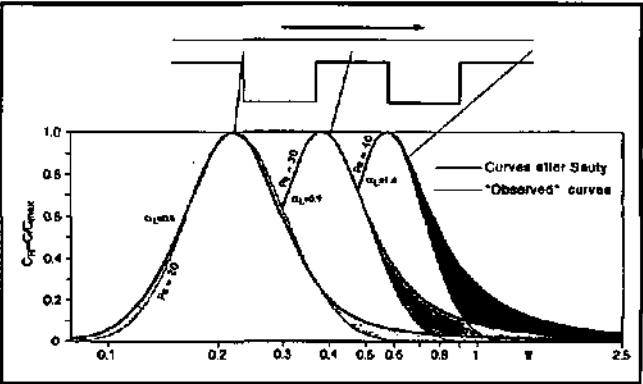


Figure 4: Finite element model of a porous medium with flow cross-section variations. The shape of the breakthrough curve is clearly modified by the presence of enlargements (tailing effect).

RELATION BETWEEN TAILING AND DISPERSIVITY

Tailing effects appears to vanish along certain flow sections where the apparent dispersivity markedly increases. For example, the "micro-tracing" (B) has been measured at station 2 situated 850 m downstream of the injection point. The fit with the Sauty model is perfect at this station, despite the strong tailing effect measured some hundred meters upstream (figure 3b). Along the same section, the dispersivity increases markedly. The pathway is made up of alternating enlargements and smaller conduits with sections of torrential flow. The flow through this pathway has "homogenized" the tracer plume.

These observations seem to indicate that one enlargement provokes a tailing effect but several successive enlargements can cause effects which cancel out. Intuitively, the relation between tailing effect and scale effect of the apparent dispersivity can be considered as follow: tracer molecules slowed in whirls of a first enlargement –or pool– can use a faster flow route across a following enlargement. After traversing several pools, the molecules will have all passed by slow and fast zones, and their average velocity distributions will have regained the form of a Sauty curve, but the overall apparent dispersivity will then be higher.

One can simulate the statistical decrease in the lag effect across several enlargements using a curve of residence time distributions (RTD) of a tracer cloud which has crossed one enlargement (large tailing effect), and then convolve it several times with itself. Figure 5 gives an impression of the form of the breakthrough curve as a function of the number of convolutions (number of pools). After six enlargements, the curve has a form very similar to the theoretical curves of Sauty, the dispersivity measured on the rise of the curve increases from one curve to the next.

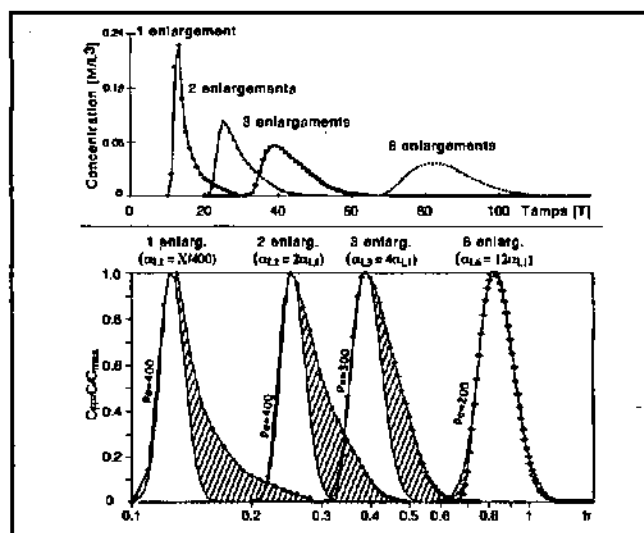


Figure 5: "Black box" model used to simulate the evolution of the lag effect after several enlargements. After 6 enlargements, the lag effect has disappeared, and the dispersivity increased.

4. Conclusion

The observations made along the length of the underground river Milandrine document the large variability in velocity (between 17.5 and 365 m/h) and dispersivity (between 0.4 and 49.7 metres) of the tracers along the length of their route.

All the experiments carried out allow us to make four observations.

1) A scale effect is associated with the dispersivity measurements which increase with the scale of observation.

2) Turbulent, but regular flows - on a channel of constant cross-section- do not give rise to a measurable tailing effect, the experimental curves obtained at the end of such sections fitting perfectly to the Sauty curves.

3) The presence of a large basin (strong variation of the flow cross-section) causes a clear lag effect. This effect is very probably linked to the strong velocity gradients found inside the basins between slow and rapid zones.

4) The succession of big basins seems to cause an increase in dispersivity and the disappearance of the lag effect: one single basin produces a lag but several successive ones produce effects which cancel out towards the tailing, but produce a substantial increase of the apparent dispersivity.

Tailing effects are seen very often in the breakthrough curves measured at karst springs. They might come from the existence of several independent pathways, from a transient flow regime during the experiment, or from the injection conditions (strong tailing effect between the injection point and the point of arrival in the karst conduits). This paper shows that they might also be produced by strong heterogeneity of the flow cross-section along the karst conduits.

References

- BIVER, P. 1993. Etude phénoménologique et numérique de la propagation de polluants miscibles dans un milieu à porosité multiple. These Sciences Univ. of Liège, Belgium, 389 p.
- DE MARSILY, G. 1986. Quantitative hydrogeology. Groundwater hydrology for Engineers. Academic Press, 440 p.
- HAUNS, M.; HERMANN, F. & ATTEIA, O. 1997. Application of a CFD model to cave river hydrodynamics. This volume.
- JEANNIN, P.-Y. & MARECHAL, J.-C. 1996. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations. *Bulletin d'hydrogéologie* No 14, 149-176.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. 1989. Mathematical models for interpreting tracer experiments in fissured aquifers. In: "The application of isotope techniques in the study of the hydrogeology of fractured and fissured rocks", IAEA: 287-301.
- MARECHAL, J.-C. 1994. Etude et modélisation de l'hydraulique et du transport dans les drains karstiques. Master Thesis in Hydrogeology, Univ. of Neuchâtel, unpublished, 128 p.
- MEUS, Ph. 1993. Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthisnes, Belgique). Apports des tracages à la connaissance des roilicux fissurés et karstiques. These Sciences Univ. of Liège, Belgium, 323 p.
- PTAK, T. & TEUTSCH, G. 1994. Forced and natural gradient tracer tests in a highly heterogeneous porous aquifer : instrumentation and measurements. *J. Hydrol.* 159: 79-104.
- ROSSIER Y. & KIRALY L. 1992. Effet de la dilution sur la détermination des dispersivités par interprétation des essais de traçage dans les aquifères karstiques. *Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel* 11: 1-15.
- SAUTY, J.-P. & KINZELBACH, W. 1988. On the identification of the parameters of groundwater mass transport. In: (E. Custodio et al., ed.), Groundwater flow and Quality modelling: 33-56.
- SAUTY, J.-P. 1977. Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage. These Université scientifique et médicale et Institut National Polytechnique, Grenoble, 157 p.
- SEILER, K.-P., MALOSZEWSKI, P. & BEHRENS, H. 1989. Hydrodynamic dispersion in karstified limestones and dolomites in the upper Jurassic of the Franconian Alb, F.R.G. *J. Hydrol.* 108: 235-247.

2.8. Conclusion concernant le comportement hydrodynamique

Les observations et la démarche suivie dans le cadre de cette thèse permettent de confirmer globalement l'adéquation entre la réalité et le modèle conceptuel, structurel et fonctionnel, des systèmes d'écoulement dans les aquifères karstiques proposé par DOERFLIGER (1996) (figure 2.1). C'est de ce modèle que découle la méthode d'évaluation de la vulnérabilité des eaux karstiques (EPIK). Les résultats présentés apportent une quantité importante de détails supplémentaires sur la connaissance de chacune des parties du modèle. Les observations les plus significatives concernent la zone noyée des aquifères karstiques. En partant dudit modèle, résumons ci-dessous les principaux apports.

Le système d'écoulement karstique est constitué d'une cascade de quatre sous-systèmes, que toute étude visant à protéger les eaux dans le karst doit impérativement prendre en considération.

1) CONDITIONS D'INFILTRATION DES EAUX

Les conditions d'infiltration sont de trois types principaux:

- 1) Perte concentrée
- 2) Infiltration directe dans les calcaires (absence de sol)
- 3) Infiltration à travers les sols.

La vulnérabilité des eaux souterraines dépend de ces trois conditions d'infiltration. Le rôle des sols est particulièrement important, non seulement pour la vulnérabilité mais aussi pour le calcul du bilan hydrologique d'un système, puisque l'ETR et le stock d'humidité des sols modulent considérablement les vitesses et les quantités d'eau qui transitent jusque dans les calcaires.

Le présent travail a démontré l'importance de ce facteur, sans cependant entrer dans les détails. Un modèle

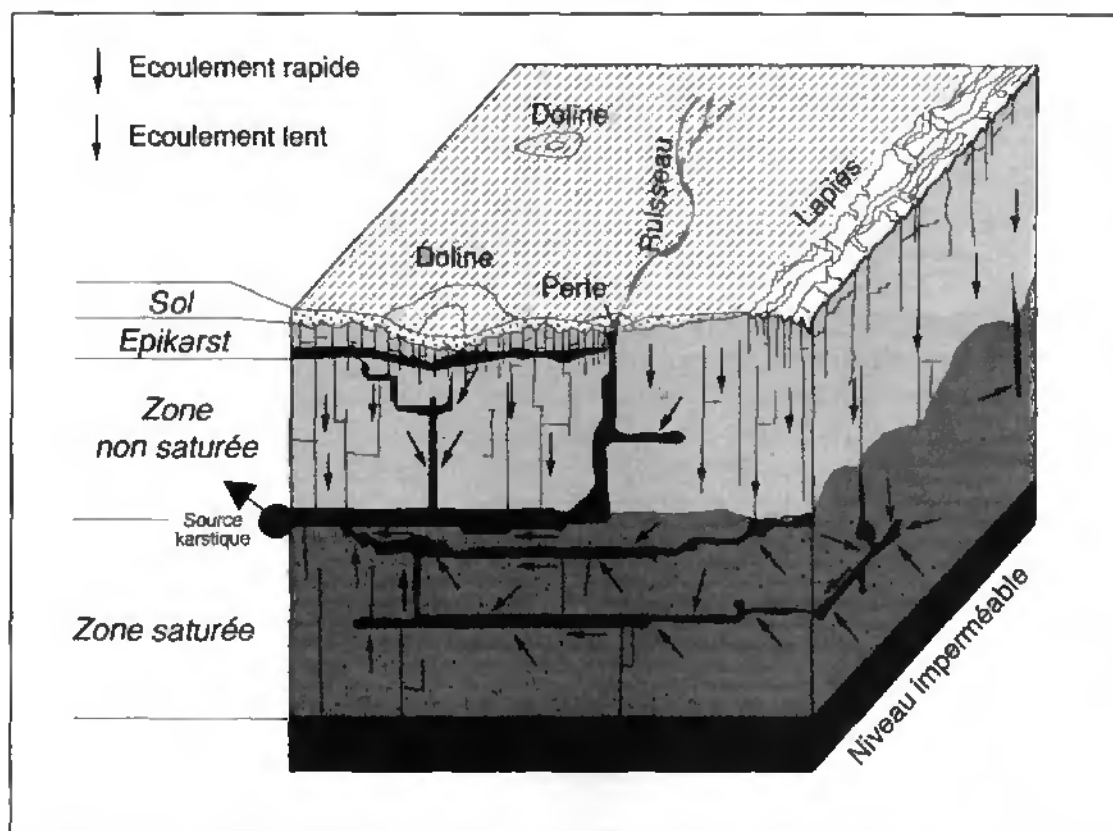


Figure 2.1 : Schéma résumant le modèle conceptuel du karst (repris de DOERFLIGER 1996)

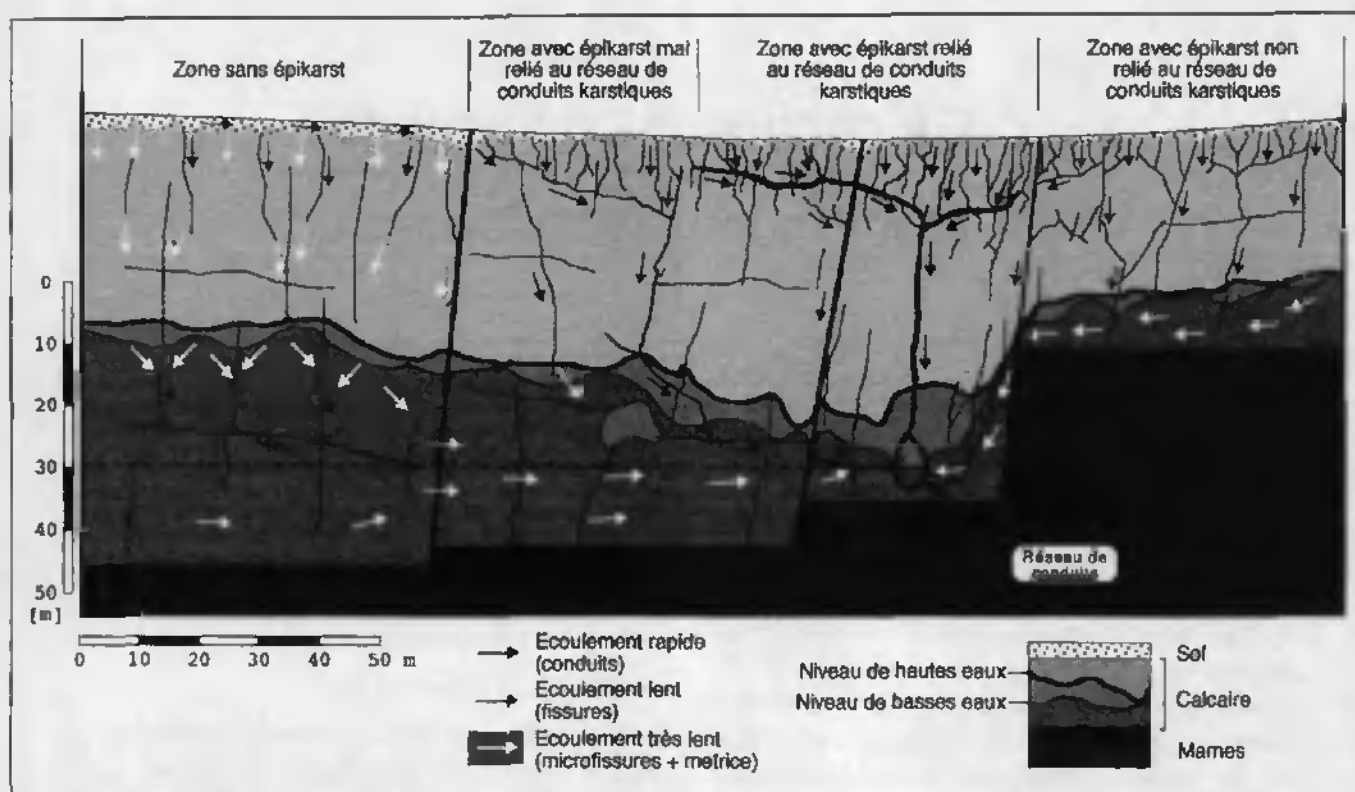


Figure 2.2 : Profil schématique illustrant 4 types d'épikarsts et de circulation des eaux souterraines entre la surface du sol et le réseau de conduits karstiques.

fonctionnel simple et global est utilisé. Il permet d'évaluer une infiltration efficace journalière. Par rapport aux modèles classiques, il faut y introduire une valeur maximale de recharge journalière du stock d'humidité des sols de 10 mm/j pour obtenir des résultats cohérents tant à l'échelle journalière que du bilan annuel. La raison physique de cette valeur n'est pas connue. Elle dépend probablement de la structure particulière de la partie superficielle des karsts (relations sols-épikarst). Pour une compréhension plus détaillée (quantitative, pas de temps plus courts encore, variations spatiales), l'ensemble des méthodes de la physique des sols devrait être appliqué (modèle distribué spatialement, étude des processus hydrauliques dans les sols en région karstique). Dans le développement futur de méthodes d'estimation de la vulnérabilité des aquifères karstiques et de toute étude quantitative, l'étude des sols représente une étape importante. Relevons que les sols sur terrains calcaires présentent des spécificités en raison de la nature particulière du substratum rocheux (surabondance de calcium et perméabilité extrêmement variable dans l'espace).

2) ZONE D'INFILTRATION DANS LES CALCAIRES (ÉPIKARST)

Ce travail, comme plusieurs autres avant lui, a démontré, d'un point de vue fonctionnel, la "nécessité" de l'existence d'un épikarst. Dans le bassin versant étudié (Milandrène, plateau de Bure), environ 50 % des infiltra-

tions apparaissent comme concentrées (quick flow), alors qu'aucune perte de ruisseau n'existe en surface. L'épikarst absorbe rapidement la totalité des infiltrations efficaces, empêchant la formation de ruisseaux superficiels, et conduit directement la moitié de ces eaux vers les conduits karstiques. L'autre moitié est stockée et s'écoule plus lentement vers le réseau karstique en transitant par les volumes peu perméables de l'aquifère. Les observations effectuées sur le plateau de Bure sont conformes au modèle de MANGIN (1975a,b) ou SMART & FRIEDERICH (1986): l'épikarst absorbe rapidement les infiltrations, en stocke une partie à sa base (zone noyée perchée) et, si les infiltrations sont suffisantes, il y a débordement rapide dans les conduits du réseau karstique.

L'épikarst joue en fait le rôle de répartiteur des infiltrations entre l'écoulement rapide (quick flow) et le flot de base (base flow). L'aspect nouveau apporté par cette étude est de montrer que l'eau stockée dans l'épikarst représente un pourcentage élevé des infiltrations efficaces (de l'ordre de 50 %) et que cette eau transite ensuite par les volumes peu perméables de l'aquifère et prend probablement plusieurs mois pour atteindre le réseau de conduits karstiques. L'autoépuration des eaux transitant lentement (stock épikarst et volumes peu perméables) est en principe beaucoup plus élevée que celle des eaux circulant intégralement dans les conduits karstiques. La qualité des eaux du flot de base est donc généralement bonne.

Ce fonctionnement est cependant inféré à partir des

réponses fonctionnelles des aquifères (ou parties d'aquifères) et d'observations indirectes. Des observations directes dans l'épikarst devraient encore confirmer cette hypothèse de fonctionnement (en particulier des essais de traçage prouvant le transit lent via les volumes de roche peu perméables). Certaines expériences ont déjà été conduites sur des sites tests (DROGUE 1969; GRILLOT 1979; BONIN, PALOC & THIERY 1982; WILLIAMS 1983; SMART & FRIEDERICH 1986; DROGUE 1992, etc.), mais les investigations doivent être poussées davantage afin de mieux caractériser le fonctionnement hydraulique de l'épikarst. Il faut en particulier essayer de déterminer s'il est possible de distinguer plusieurs types d'épikarst ayant des fonctionnements différents (proportion eau stockée/eau rapide). Ce point est fondamental pour protéger les eaux karstiques de façon optimale (surface à protéger minimum pour une efficacité maximum). Les recherches à ce sujet se poursuivent sur le site de Bure où plusieurs forages dans l'épikarst ont été effectués. Les premières expériences (DA VEIGA 1995 et THIERRIN 1996) confirment d'un point de vue structurel le modèle admis jusqu'ici et permettent en particulier de confirmer l'existence d'une nappe temporaire perchée. Des investigations plus détaillées sur l'ensemble de nos sites tests devraient être menées dans le cadre des projets de recherche futurs, afin d'aboutir, si possible, à une caractérisation de différents types d'épikarsts. La figure 2.2 présente les quatre types d'épikarsts envisagés sur la base des observations effectuées.

3) LA ZONE DE TRANSFERT VERTICAL DE L'EAU (ZONE VADOSE)

D'un point de vue hydrogéologique, cette zone est constituée de deux milieux bien distincts :

- 1) des conduits subverticaux (partie du réseau karstique reliant l'épikarst au réseau karstique basal);
- 2) des volumes de calcaires fissurés peu perméables, traversés par l'égouttement de l'eau stockée à la base de l'épikarst.

La conductivité hydraulique des conduits est énorme (>0.1 m/s), celle des volumes peu perméables est de l'ordre de 10^{-6} m/s. La densité des conduits verticaux reliant l'épikarst au réseau basal n'a pas pu être estimée sur la base des observations indirectes effectuées.

La zone de battement, tantôt noyée, tantôt vadose, appartient à la zone de transfert vertical en basses eaux et à la zone basale en hautes eaux.

Les observations présentées dans le cadre de ce chapitre n'apportent pas de nouveauté à ce sujet.

4) LA ZONE "BASALE"

Cette zone correspond généralement à la zone noyée du karst. Dans le cas de la Milandreine, l'écoulement dans le drain karstique principal est libre, c'est pourquoi le terme "basal" est plus approprié.

Le réseau karstique, bien que non noyé dans le cas de Milandreine, est entouré de volumes peu perméables, saturés, alimentant la rivière souterraine. Dans tous les forages observés, les potentiels hydrauliques ou les niveaux d'eau sont plus élevés que la rivière souterraine. Celle-ci constitue donc réellement un drain plongé dans les volumes de roche peu perméables. La figure 2.3 résume schématiquement les relations hydrauliques entre conduit et volumes peu perméables.

La recharge des volumes de roche peu perméable peut se faire de deux manières différentes :

- 1) par infiltration directe depuis la base de l'épikarst;
- 2) par infiltration depuis le réseau karstique pendant les périodes d'inversion de gradient.

Si le réseau karstique a une conductivité hydraulique suffisante par rapport aux infiltrations rapides, la charge dans le réseau augmente peu lors des crues, il n'y a donc pas –ou très peu– d'inversions de gradients entre réseaux et volumes peu perméables. Les observations ont montré que dans les secteurs sans inversions de gradients, les charges hydrauliques dans les volumes peu perméables sont partout supérieures aux charges dans les conduits. Ceci prouve que les volumes peu perméables sont alimentés depuis le haut (épikarst et zone de transfert vertical). 20 à 50 % des infiltrations efficaces semblent transiter par les volumes de roche peu perméables.

Dans les secteurs où la conductivité hydraulique du réseau est insuffisante pour évacuer totalement le flux rapide alimentant le réseau, les charges dans ce dernier augmentent fortement et dépassent largement les charges présentes dans les volumes peu perméables. Les observations tant à Bure qu'au Hölloch ont démontré l'existence de telles inversions temporaires des gradients hydrauliques. Pendant ces périodes, les volumes peu perméables sont rechargés par l'infiltration des eaux provenant des conduits karstiques. Les volumes d'eau rechargés de cette manière sont cependant probablement faibles à cause de la durée limitée des périodes de gradients inversés. Ils peuvent devenir importants dans les cas de mises en charges de plusieurs dizaines de mètres et/ou de longues périodes de hautes eaux (fonte des neiges). Dans le système du Hölloch, on peut penser que l'eau infiltrée dans les volumes de roche peu perméables pendant les périodes de hautes eaux soit plus important que le flux vertical lent provenant de la

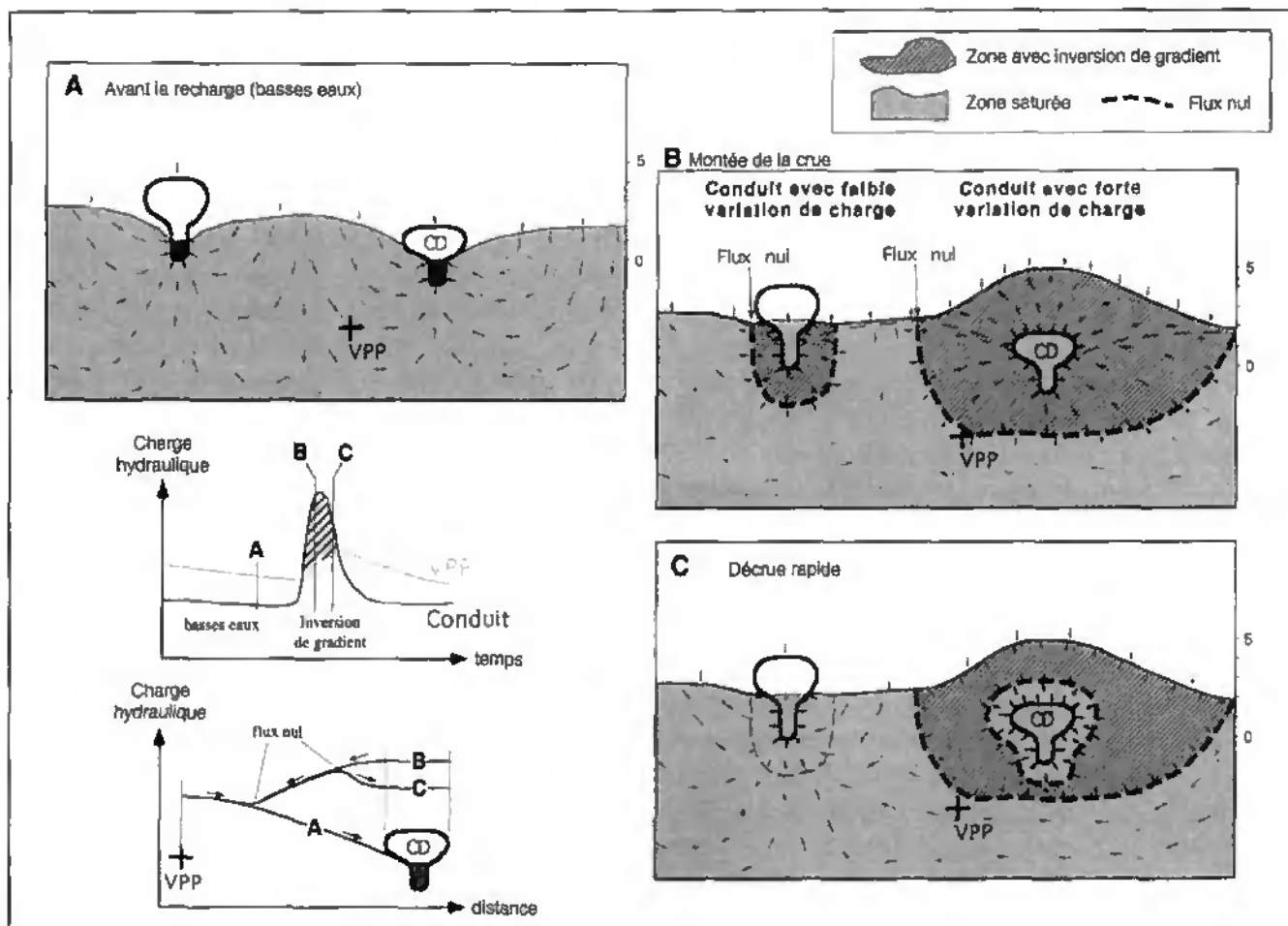


Figure 2.3 : Relations hydrauliques entre conduits (CD) et volumes de roche peu perméable (VPP). En basses eaux (A), les conduits drainent les VPP. Pendant le montée des crues (B), le processus s'inverse, l'eau des conduits rechargeant les VPP proportionnellement à la différence de charge. Pendant la décrue rapide (C), les conduits avec faible variation de charge retrouvent rapidement leur rôle de drain. La distribution des charges autour des autres conduits est plus complexe et nécessite plus de temps pour reprendre un profil drainant.

surface. Les observations effectuées sont insuffisantes pour quantifier ces flux.

La zone basale (noyée) du karst peut donc être schématisée comme un réseau de conduits karstiques très perméables, de faible volume, conduisant à l'exutoire, entouré d'un important volume de roche peu perméable, en interaction hydraulique avec le réseau. Un tel modèle conceptuel a été réalisé numériquement par KIRALY *et al.* (1978, 1995). Il donne des résultats qualitativement en adéquation avec les observations effectuées dans la zone basale. Une telle structure (réseau de conduits entouré de volumes peu perméables) implique non seulement que les surfaces équipotentiels sont irrégulières dans les aquifères karstiques (figure 2.4), mais également que les potentiels hydrauliques sont extrêmement variables dans l'espace, y compris verticalement. Ceci rend les interprétations des niveaux d'eau mesurés dans des forages et le dessin de cartes piézométriques extrêmement discutable.

Les écoulements dans les volumes peu perméables sont assimilables à des écoulements en milieu fissuré (écoule-

ments laminaires dans les plans des fractures ou aux intersections). A l'échelle qui nous intéresse (taille des mailles du réseau karstique, soit 50-500 m), ils peuvent être schématisés par un milieu poreux équivalent, de perméabilité de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-7} m/s. Les mesures de conductivité hydraulique effectuées montrent toutefois qu'à une échelle plus locale (5 m) ce milieu est encore fortement hétérogène, présentant des variations comprises entre 10^{-5} et 10^{-10} m/s.

Les écoulements dans les conduits karstiques sont turbulents et les pertes de charges doivent y être calculées avec des formules appropriées pour obtenir des résultats quantitatifs. La formule de Louis semble la plus adéquate pour ces calculs. Les observations effectuées ont permis d'estimer des conductivités hydrauliques de quelques conduits karstiques simples (k' , écoulement turbulent); elles sont comprises entre 0.2 et 11 m/s.

Les mesures de débits effectuées dans la grotte de Milandre (fig. 2.5) montrent que le drainage direct des volumes de roche peu perméables par les conduits de la grotte ne représente qu'une partie négligeable des

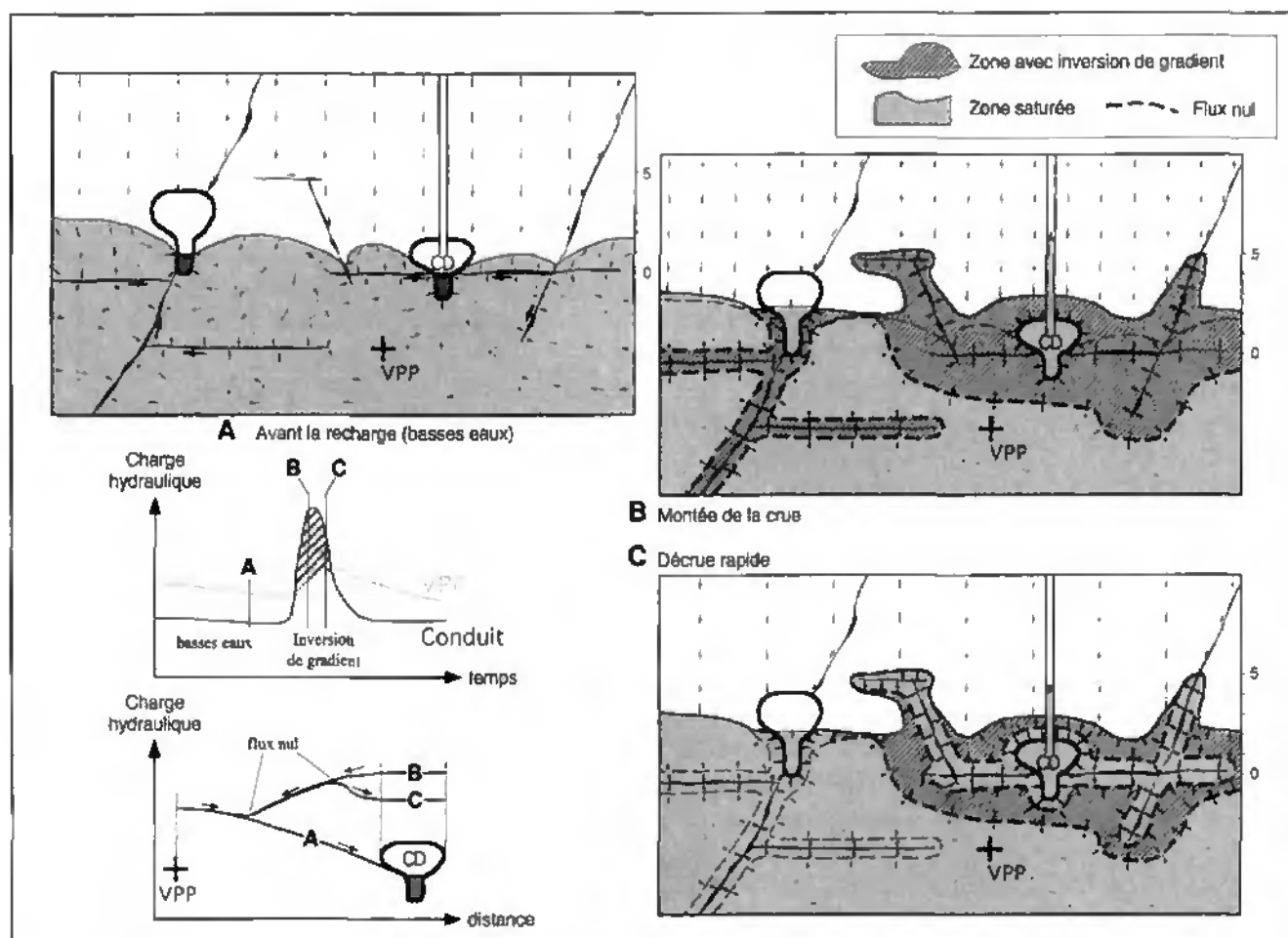


Figure 2.4 : Même scénario qu'à la figure 2.3, mais avec une géométrie un peu plus complexe (présence de quelques petits conduits connectés aux conduits principaux). La distribution spatiale des charges hydrauliques et les champs de vitesses deviennent très complexes. Les notions de "surface de la nappe" et de "niveau d'eau dans un forage" perdent leur sens. Le dessin de cartes piézométriques devient pratiquement impossible.

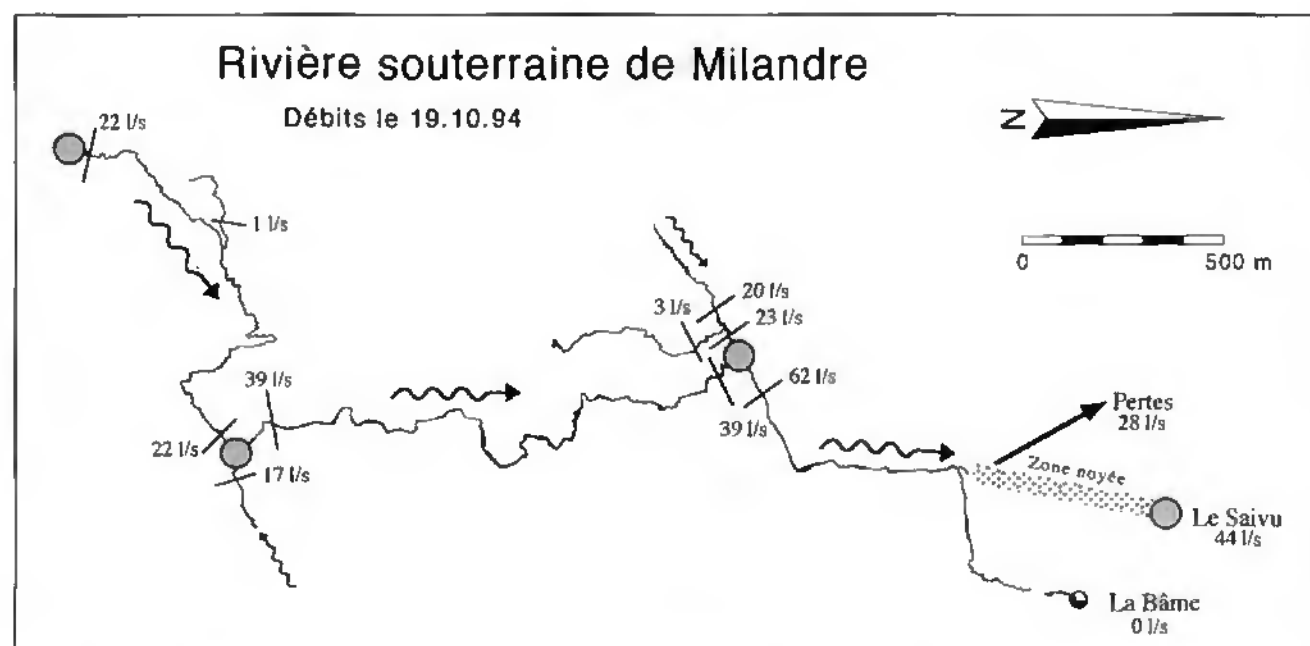


Figure 2.5 : Débits mesurés le long de la rivière souterraine de la Milandrine. L'essentiel de l'eau arrive par des affluents et non par drainage diffus le long des conduits. Les conduits représentés sur cette figure ne représentent donc que quelques pour-cents du réseau complet de conduits karstiques.

apports. La partie connue de la grotte semble donc ne représenter que quelques pour-cent de la longueur totale des drains de ce système. Les caractéristiques géométriques et hydrauliques des conduits reliant la zone épikarstique au réseau basal sont encore assez mal connues.

Les exemples étudiés montrent par ailleurs que l'étagement de conduits joue un rôle important sur le fonctionnement hydraulique des systèmes (par exemple sur les mises en charge pendant les crues, fig. 2.6). En fonction des conditions hydrologiques, la transmissivité du réseau varie à cause de l'existence, presque ubiquiste, de conduits actifs temporairement situés dans la zone de battement des eaux. Ceci entraîne des relations entre charge et débit qui sont loin d'être quadratiques comme le prévoirait un modèle trop simple (à conduit unique). Le modèle appliqué à la partie aval du Hölloch illustre bien ce phénomène.

Le long des conduits karstiques, le champ des vitesses d'écoulements, mis en évidence par les essais de traçages, varie fortement. Il change aussi transversalement à cause des modifications de la section d'écoulement et de l'irrégularité des parois. Cette distribution hétérogène des vitesses d'écoulement joue un rôle important sur l'allure des courbes de restitution des essais de traçage. Il a été montré empiriquement que les élargissements des conduits provoquent des retards sur la partie descendante des courbes de restitution (figure 2.7). Si plusieurs élargissements se succèdent, ils provoquent une augmentation de la dispersivité apparente sans aucun lien avec une interaction par diffusion avec la matrice

rocheuse (approche développée par MALOSZEWSKY & ZUBER 1989) ou les eaux dites immobiles (approche développée par BIVER 1993). Cela conduit à un effet

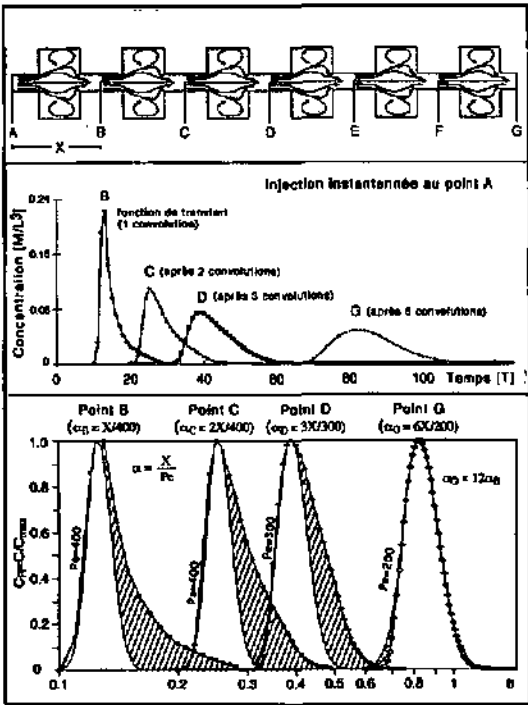


Figure 2.7 : Evolution de la dispersivité en fonction de l'échelle dans un chenal à section d'écoulement variable. Après un certain nombre d'élargissements (point G), les effets des variations de la section d'écoulement (retard sur la descente de la courbe de restitution) se compensent statistiquement et forment une courbe plus symétrique, mais plus dispersée.

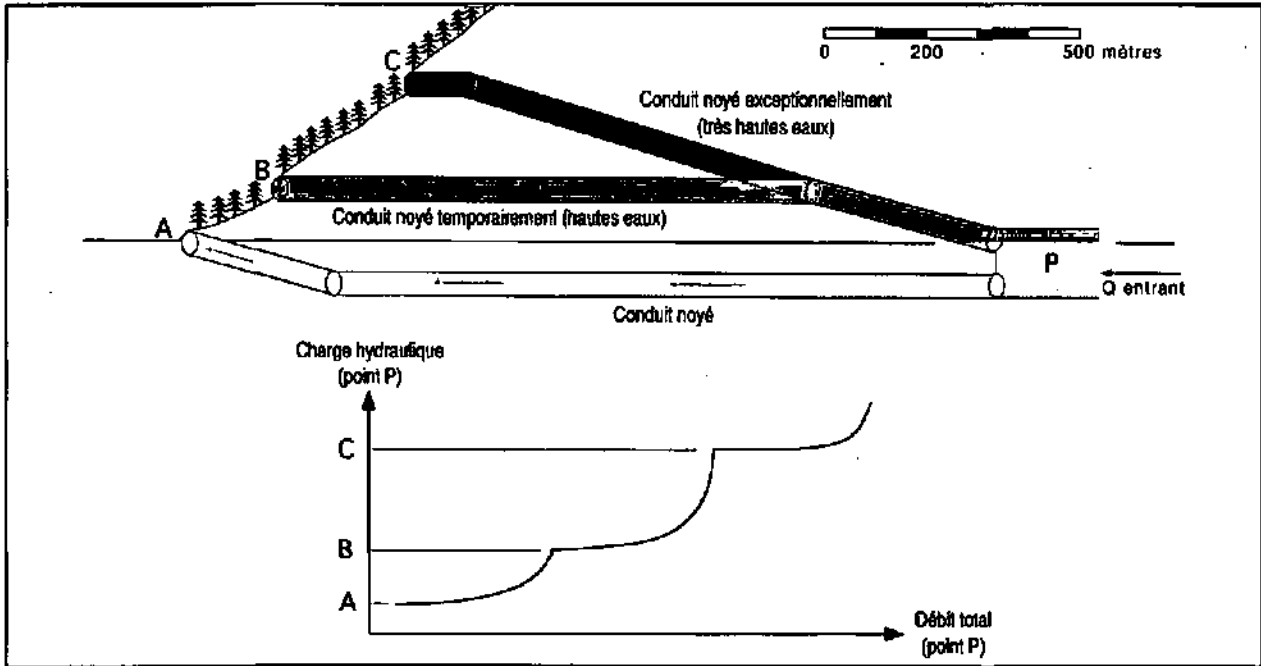


Figure 2.6 : Effet de l'étagement des conduits sur la relation entre charge hydraulique et débit. Pendant les crues, la mise en charge du réseau de conduits karstiques, permet à des conduits en principe hors de l'eau d'évacuer les eaux excédentaires. La transmissivité globale de l'aquifère change alors brusquement; la relation entre charge et débit devient alors assez complexe. Ce type de fonctionnement est très fréquent, or la plupart des modèles numériques ne peuvent pas le simuler correctement.

d'échelle qui se traduit par une augmentation de la dispersivité apparente en fonction de la distance entre le point d'injection et le point de restitution. Ces observations peuvent facilement être modélisées qualitativement par des modèles déterministes ou de type "boîte noire".

Nous avons vu comment l'épikarst répartit les infiltrations entre conduits et volumes fissurés peu perméables; comment l'eau transite des volumes peu perméables vers le réseau karstique et comment l'eau s'écoule dans les

conduits eux-mêmes. Cependant, qu'il s'agisse de la zone d'infiltration, de l'épikarst, de la zone de transfert vertical ou de la zone basale, les écoulements sont conditionnés par la structure spatiale du champ des perméabilités et en particulier par celle des conduits karstiques. Or, les observations présentées jusqu'ici n'apportent que peu d'informations sur cette structure. Le but du chapitre suivant est donc de rassembler un certain nombre de connaissances sur la géométrie des réseaux karstiques.

Références citées dans la conclusion

BIVER P. (1993) : Etude phénoménologique et numérique de la propagation de polluants miscibles dans un milieu à porosité multiple. – *Thèse Fac. des Sciences Univ. de Liège*, 389 p.

BONIN M., PALOC H. & THIERY D. (1982) : Apport à la connaissance du comportement hydrodynamique d'un karst. Résultats des observations conduites sur le site expérimental de la grotte de Lamalou (Causse de l'Hortus - France méridionale). – *Les milieux discontinus en hydrogéologie. Documents BRGM, Orléans*, 45, 137-146.

DA VEIGA A. M. (1995) : Caractérisation de l'épikarst et des sols sur le plateau de Bure (Jura Suisse) - étude géophysique et implantation de forages. – *Mém. diplôme postgrade en hydrogéologie, Centre d'hydrogéologie, Univ. de Neuchâtel, décembre 1995*, 77 p.

DOERFLINGER N. (1996) : Advances in karstic groundwater protection strategy from the artificial tracing tests analysis and multiattributes vulnerability mapping (EPIK method). – *Thèse univ. Neuchâtel*, 308 p.

DROGUE C. (1992) : Hydrodynamics of karstic aquifers: experimental sites in the mediterranean karst, southern France. – *Hydrogeology of selected karst regions, IAH Bull. No 13, 1992*, 133-149.

DROGUE C. (1969) : Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. – *Université de Montpellier Ed.*, 462 p.

GRILLOT J. C. (1979) : Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance. – *Thèse Univ. Montpellier*.

JEANNIN P.-Y. & MARÉCHAL J.-C. (1997) : Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, JU, Switzerland). – *Proceedings of the XIIth International Congress of Speleology, Vol. 2, 6th Conf. on Limestone Hydrology and Fissured Media*, 149-153.

KIRALY L. (1978) : La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel No 2 (1978)*, 83 - 220.

KIRALY L., PERROCHET P. & ROSSIER Y. (1995) : Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs : a numerical approach. – *Bull. d'Hydrogéologie 14, Neuchâtel*, 199-220.

MALOSZEWSKI P. & ZUBER A. (1989) : Mathematical models for interpreting tracer experiments in fissured aquifers. – *In "The application of isotope techniques in the study of the hydrogeology of fractured and fissured rocks", IAEA*, 287-301.

MANGIN A. (1975a) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. – *Thèse, annales de spéléologie No 29*, 283-329.

MANGIN A. (1975b) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Troisième partie - Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. – *Ann. de Spéleo.*, 30, 1, p. 21 - 124.

SMART P. L. & FRIEDERICH H. (1986) : Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. – *Proc. Conf. Env. Problems of Karst terranes and their solutions, 1986, National Water Well Association, Dublin, Ohio*, pp 59 - 87.

THIERRIN R. (1996) : Contribution à l'étude de la circulation hydraulique dans l'épikarst, site du Maira (JU, Suisse). – *Mém. diplôme Génie Rural, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne et Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, février 96*, 44 p.

WILLIAMS P. W. (1983) : The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. – *J. Hydrol.*, 61, 45-67.

Chapitre 3

Géométrie des réseaux de conduits karstiques

3.1. Position du problème

Introduction

Nous avons déjà mentionné, tout au long des chapitres 1 et 2, l'importante influence de la géométrie du réseau de conduits karstiques sur le comportement des systèmes karstiques. Au chapitre 2, différents aspects du comportement hydrodynamique des sous-systèmes "épikarst", "volumes peu perméables" et "conduits karstiques" ont été présentés, mais l'agencement spatial de ces parties n'a pratiquement pas été abordé. À part l'épikarst, le milieu karstique peut être schématisé de façon binaire (volumes peu perméables / conduits karstiques), ce qui signifie que la géométrie de l'un détermine celle de l'autre.

Le problème qui nous intéresse dans ce chapitre est la **détermination des caractéristiques géométriques des réseaux de conduits karstiques actifs**. Ce but étant vaste, nous nous limiterons à la partie noyée du réseau.

Les réseaux spéléologiques, pour la plupart fossiles, représentent les seules données mesurables de la géométrie des réseaux karstiques. Ils nous serviront d'exemple tout au long de ce chapitre. Pour l'hydrogéologue, il importe de pouvoir connaître la géométrie des réseaux karstiques actifs qui ne peuvent pas être reconnus directement. Ceci n'est possible qu'en utilisant des modèles basés sur l'observation des réseaux spéléologiques. Ce chapitre aborde donc les deux aspects : description de cas observés directement et modélisation des réseaux karstiques.

Remarque préliminaire

La géométrie des réseaux karstiques est souvent complexe et de ce fait mal comprise. Le présent travail a consisté avant tout à essayer de comprendre, puis à représenter la géométrie des réseaux spéléologiques des sites étudiés. Une attention particulière a été portée au réseau de la région du Nord du Lac de Thoun, qui totalise plus de 250 kilomètres de conduits. La difficulté principale réside dans le fait que les réseaux spéléologiques sont des objets tridimensionnels qui se développent dans un milieu tridimensionnel également (une couche calcaire). Rares sont les objets naturels tridimensionnels

qui sont reconnus avec une telle précision, de ce fait, peu d'outils ont été développés pour les représenter. La compréhension géométrique des réseaux karstiques et de leur contexte n'est possible qu'en utilisant des moyens sophistiqués de représentation tridimensionnelle. Il est en effet difficile de réduire ces images à un plan (feuille de papier) ou à du texte qui, même pour décrire une image simple, reste abstrait et long.

Dans le cadre de ce travail, une énergie considérable a été engagée pour tenter de mieux représenter la géométrie tridimensionnelle des réseaux karstiques dans leur contexte géologique et régional. Des outils informatiques, spécialement développés pour la représentation des grottes (TOPOROBOT de Martin Heller) et celle des observations géologiques indispensables à une compréhension plus globale (NVELOPE de Jacques Farine) ont été utilisés. Ces codes nous ont permis de créer, sur une station de travail Silicon Graphics, des images complètes des réseaux spéléologiques en fonction de leur contexte. Devant de telles images, la compréhension ne nécessite pas de longs discours : il suffit de se promener en manipulant la souris. Ces images représentent la synthèse d'un nombre colossal d'observations effectuées par les spéléologues qui explorent l'intérieur des massifs calcaires depuis plus de trente ans, ainsi que par plusieurs géologues observant attentivement le contexte dans lequel s'est développé le réseau. Remarquons que les outils informatiques qui permettent la visualisation tridimensionnelle simultanée des cavités et de leur contexte géologique ont été développés pendant les derniers mois précédant la rédaction de cette thèse et que les images qui en découlent souffrent encore de quelques erreurs de jeunesse, en particulier au niveau de la qualité d'impression.

Ces images ne peuvent cependant pas être comparées directement aux images utiles aux hydrogéologues. L'exemple présenté montrera comment utiliser les observations des réseaux spéléologiques pour en extraire les informations utiles. Pour cela, une bonne compréhension de la géométrie et de la genèse des réseaux spéléologiques est indispensable.

Définitions et but

Au cours de ce chapitre, nous allons utiliser la terminologie suivante (figure 3.1) :

Un conduit karstique est un conduit élargi par dissolution et de diamètre supérieur à 1 cm; les écoulements y sont (y ont été) turbulents. Un conduit karstique peut être actif (parcouru au moins temporairement par des eaux) ou fossile (aucune circulation d'eau n'y est présente depuis plusieurs siècles).

Le réseau karstique est le réseau de tous les conduits karstiques existants.

Le réseau spéléologique est le réseau de tous les conduits karstiques explorables par les spéléologues (diamètre > 0.5 ou 0.6 m). Le réseau spéléologique est un sous-ensemble du réseau karstique.

Le réseau d'écoulement est la partie du réseau karstique dont les conduits sont utilisés par les eaux à un moment donné. Le réseau d'écoulement est un sous-ensemble du réseau karstique.

Le réseau d'écoulement actuel est la partie du réseau karstique dont les conduits sont aujourd'hui parcourus par de l'eau.

Le réseau karstique est formé de la somme de plusieurs parties de différents réseaux d'écoulement. Il renferme des parties de tous les réseaux d'écoulement qui se sont succédé dans un massif. Il ne représente cependant pas l'image totale des conduits qui ont existé dans le massif, une partie des conduits ayant disparu avec l'érosion du massif.

Seul le *réseau d'écoulement actuel* intéresse directement l'hydrogéologue.

La présente étude a pour but de tirer les informations possibles des caractéristiques des réseaux spéléologiques, de façon à obtenir des images de réseaux d'écoulement passés, à partir desquelles on pourra tenter d'extrapoler des informations sur les réseaux d'écoulements actuels.

Caractéristiques générales des réseaux karstiques

CONDITIONS D'ÉCOULEMENT

A un moment donné de l'histoire d'un réseau karstique, différentes zones peuvent être distinguées en fonction des conditions d'écoulement qui règnent dans les galeries. Dans un réseau d'écoulement (par exemple dans le réseau d'écoulement actuel) on distingue : la zone épikarstique, la zone vadose, la zone épiphréatique et la zone phréatique ou noyée (figure 3.2). Les caractéristiques hydrauliques de ces zones sont les suivantes.

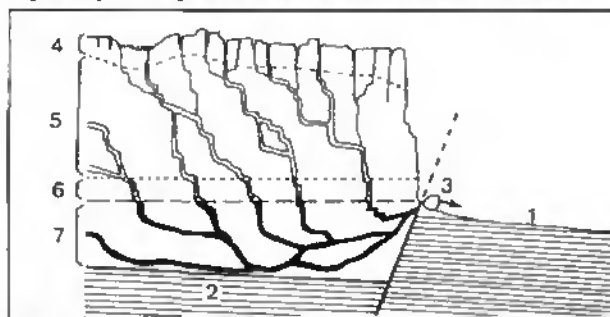


Figure 3.2 : Schéma des zones d'écoulement dans les réseaux karstiques (tiré de MAIRE 1989). 1: niveau de base karstique; 2: niveau imperméable; 3: émergence; 4: zone d'absorption ou épikarstique; 5: zone vadose ou de transfert vertical; 6: zone de battement ou épinoyée; 7: zone noyée.

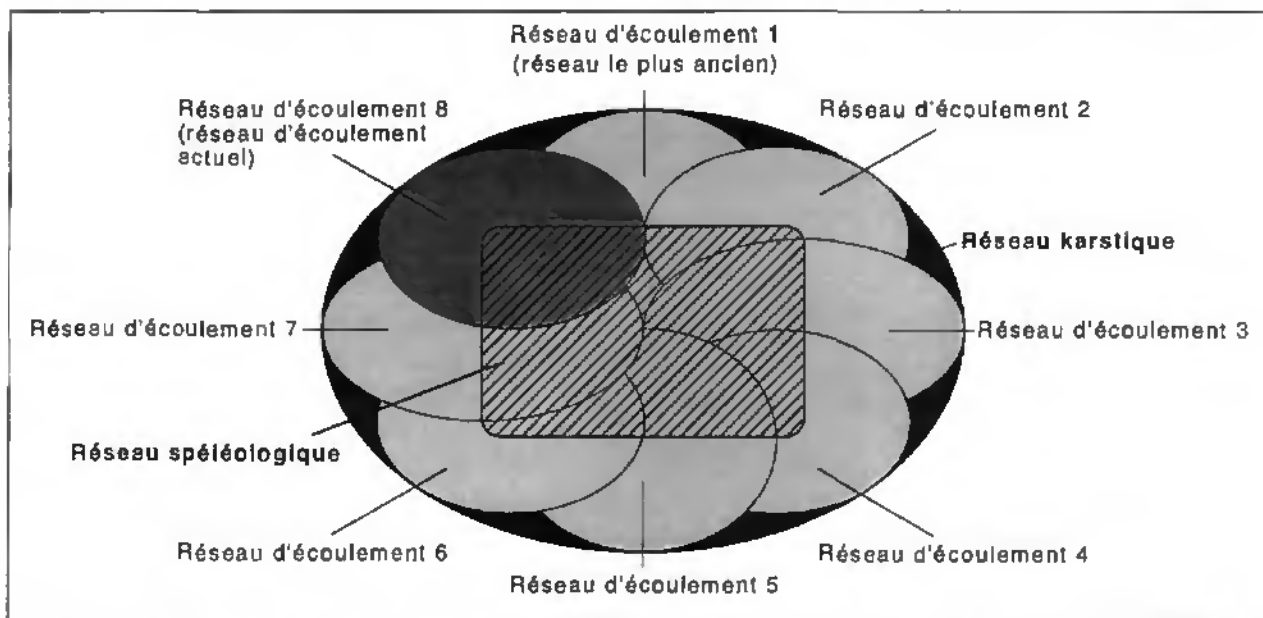


Figure 3.1 : Schéma représentant les ensembles "réseau karstique", "réseau spéléologique", "réseau d'écoulement" et "réseau d'écoulement actuel". Seul le réseau d'écoulement actuel intéresse l'hydrogéologue, mais seul le réseau spéléologique est connu.

La zone épikarstique est très perméable. Elle absorbe rapidement les infiltrations et en stocke une partie à sa base (zone noyée suspendue qui alimente les calcaires fissurés sous-jacents). Lorsque la nappe épikarstique est pleine, elle déborde dans le réseau de conduits karstiques; le transfert des eaux de la surface vers le réseau est alors très rapide.

La zone vadose est formée de conduits au travers desquels l'eau circule en écoulement libre. Le gradient hydraulique dans cette zone est vertical.

La zone épiphréatique est définie par la partie du réseau d'écoulement située entre le niveau de basses eaux et celui de hautes eaux. Les gradients hydrauliques y sont verticaux (zone vadose) en basses eaux et subhorizontaux (conditions phréatiques) en hautes eaux.

GÉOMÉTRIE

La géométrie d'un réseau de conduits karstiques peut être caractérisée par trois types de variables :

- 1) les caractéristiques de la section des conduits (diamètre et rugosité);
- 2) la structure des conduits (tortuosité);
- 3) la structure du réseau (type de réseau, position et direction générale des conduits).

A chacune des zones définie par les conditions d'écoulement (voir ci-dessus) correspond une géométrie particulière. La géométrie de la section des conduits renseigne particulièrement bien sur l'origine (vadose ou noyée) des conduits (figure 3.3).

L'épikarst forme une couche irrégulière dans la partie supérieure des calcaires. Cette couche est épaisse de 1 à 15 mètres, et renferme un réseau de petits conduits et de fissures plus ou moins connectés au réseau de conduits karstiques principal. Les conduits dans cette zone présentent des morphologies de galeries noyées ou vadoses; ils sont rarement de grandes dimensions.

La zone vadose est formée de puits verticaux et de conduits creusés en écoulement libre (méandres et canyons). Ces conduits relient l'épikarst à la zone épiphréatique en suivant un chemin proche de la verticale. Les conduits y sont généralement plus tortueux que dans la zone phréatique. Les réseaux de la zone vadose sont de type dendritique.

La zone épiphréatique est caractérisée par des conduits présentant des caractéristiques mixtes (vadoses et noyées). Certains d'entre eux ne reçoivent aucun écoulement lorsqu'ils sont hors de l'eau; leur morphologie est alors semblable à celle des conduits phréatiques.

La zone phréatique renferme ce que les spéléologues appellent des "galeries phréatiques" ou "conduites forcées". Ces conduits ont des sections subcirculaires, souvent légèrement elliptiques (horizontalement ou verticalement). L'allongement est lié à la présence d'une discontinuité (fracture ou joints de stratification). Les conduits sont moins tortueux que dans la zone vadose, il n'est pas rare qu'ils présentent des ondulations de plusieurs dizaines, voire centaines de mètres de dénivellation. La structure des réseaux noyés est variable (dendritique, anastomosée ou en "network").

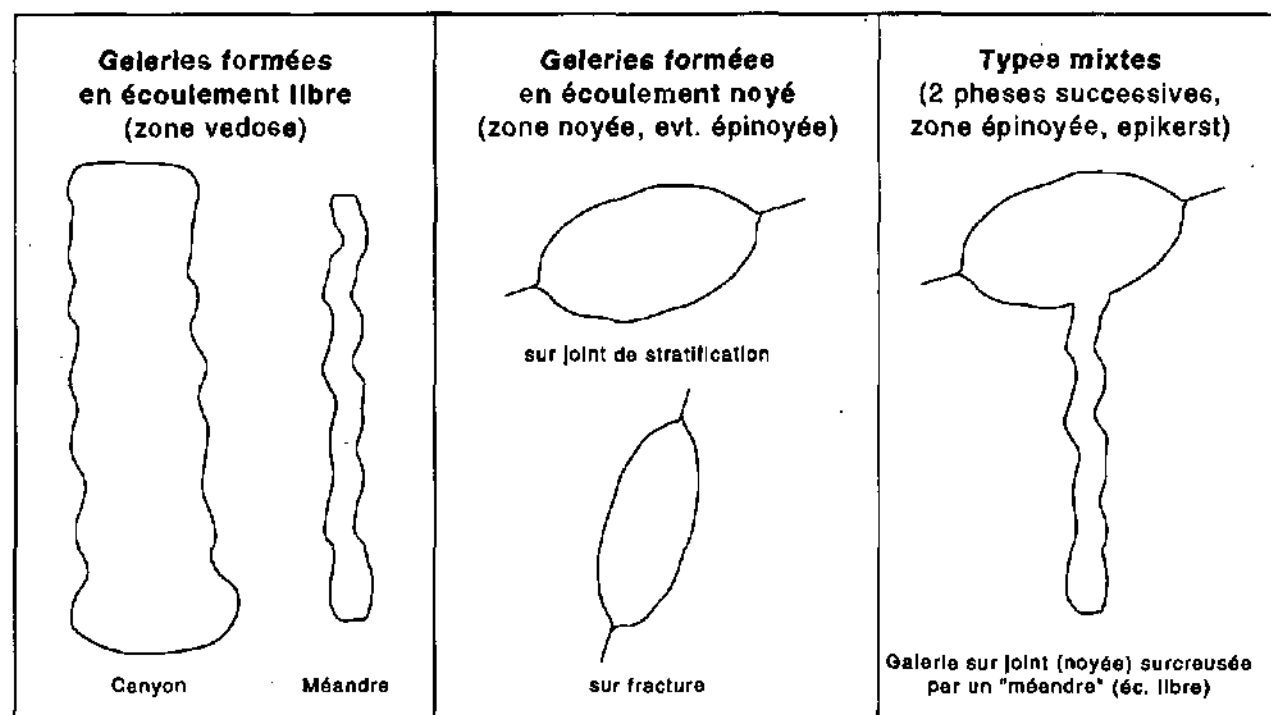


Figure 3.3 : Sections typiques, perpendiculaires à l'axe des conduits karstiques, correspondant à la zone vadose (écoulement libre) ou à la zone noyée (galerie dites "phréatiques").

Les galeries de section carrée sont généralement des galeries d'un des types précédents, mais dont les parois ou le plafond s'est éboulé. On appelle ce phénomène "incasion". Les éboulements peuvent se produire pendant les périodes actives des galeries ou postérieurement. Si l'incasion a lieu pendant la période active, elle favorise un accroissement rapide de la section des galeries car les blocs détachés offrent une grande surface de contact entre la roche et l'eau, accélérant la dissolution. Ce phénomène est particulièrement efficace dans la zone non saturée. Les éboulements sont fréquemment localisés à proximité des interfaces entre marnes et calcaires, ou dans des zones tectoniquement très perturbées (zone de faille, plis). Il peuvent conduire à la formation de très grandes salles (diamètre pouvant dépasser 100 mètres).

Les réseaux d'écoulement présentent une structure organisée, drainant efficacement les eaux. Ceci n'est possible que s'ils sont constitués de conduits tous interconnectés, conduisant directement à l'exutoire du système.

Structure et objectifs de ce chapitre

Le problème qui nous intéresse dans ce chapitre est la détermination des caractéristiques géométriques des réseaux de conduits karstiques noyés, amenant les eaux vers une source karstique. Ces réseaux noyés étant presque toujours inconnus, nous observons les réseaux spéléologiques, à partir desquels nous extrapolons certaines informations sur les réseaux d'écoulements actuels. Cette extrapolation n'est possible qu'en connaissance précisément la géométrie et la genèse des réseaux spéléologiques utilisés comme exemples.

La première partie de ce chapitre (§3.2) présente globalement la géométrie et la genèse du réseau spéléologique de la région du nord du Lac de Thoune. Le but est de donner une image de la géométrie de ce réseau de façon que le lecteur comprenne par lui-même –sans entrer dans des descriptions trop fastidieuses– "à quoi ressemble un réseau spéléologique" et "comment il se forme". Il est particulièrement important de connaître ces deux aspects avant de songer à schématiser un réseau de conduits. Rappelons ici que la communication sur un support en papier atteint réellement ses limites et que les quelques images présentées dans ce mémoire ne sont que de pâles répliques des images tridimensionnelles visibles sur les écrans d'ordinateur.

La deuxième partie du chapitre (§ 3.3) présente un aperçu de quelques approches qui visent à schématiser les réseaux karstiques afin de pouvoir les générer aux endroits où ils ne sont pas connus. Les principes de chacune des méthodes et les principaux résultats obtenus

sont présentés et comparés aux images réelles tirées à partir de l'étude de nos sites.

Conformément à KIRALY (1978 p. 105), nous distinguons deux groupes d'approches de la géométrie des réseaux karstiques :

1) *L'approche déductive (déterministe)* considère les champs physiques actuels (donc le réseau karstique) comme le résultat de champs et des conditions aux limites qui ont entièrement déterminé la karstification (processus non-linéaires, feed-back positif).

2) *Les approches inductives (statistiques, fractales ou autres)* analysent la partie explorée des réseaux karstiques pour tenter d'extrapoler l'allure de l'image complète et pour essayer de comprendre les phénomènes qui ont engendré cette image. Ces approches peuvent être purement descriptives et aboutir à des modèles stochastiques ou fractals. Elles peuvent aussi tenir compte de certains processus physiques (influence de la géologie, de la géomorphologie ou des facteurs bioclimatiques sur les images des réseaux karstiques). Les approches multivariées tiennent compte de plusieurs de ces paramètres en même temps.

Dans la pratique, les deux approches sont indispensables. Les modèles déterministes doivent être calibrés sur des images bien comprises qui ne peuvent être obtenues que par des approches inductives. Nous verrons au chapitre 3.2 que le réseau des Sieben Hengste présente une image tridimensionnelle complexe qui correspond à un mélange de toute une succession de réseaux d'écoulement qui se sont formés dans des conditions très diverses (champs et conditions aux limites). L'image du réseau complet ne correspond à aucun système d'écoulement comparable au système d'écoulement actuel. Il est donc indispensable de reconstituer d'abord la genèse du réseau spéléologique complet, avant d'espérer obtenir une image utilisable pour une comparaison avec les résultats des modèles déterministes.

RÉFÉRENCES CITÉES

- KIRALY L. 1978 : La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* No 2 (1978), 83 - 220.
- MAIRE R. 1980 : Eléments de karstologie physique. – *Spelunca spécial* No 3, 56 p.
- FARINE J. 1995 : NVELOPE : logiciel de visualisation 3D intégrant la mensuration souterraine, la topographie et la géologie. – *Actes du 10ème congrès national de spéléologie, Breitenbach, Suisse, 1995*, 425-431.
- HELLER M. "on line" : TOPOROBOT : Computer assisted cave cartography. – *Internet*, <http://www.uinzh.ch/~heller/toporobot>

3.2. Géométrie et genèse d'un grand réseau spéléologique : l'exemple du réseau du nord du Lac de Thoune (canton de Berne, Suisse)

Introduction

Comme nous l'avons esquissé au paragraphe 3.1, la géométrie d'un réseau karstique résulte de la dissolution des calcaires (processus de transport), qui dépend des conditions d'écoulement (hydrodynamique) qui dépendent de la distribution des vides dans les calcaires, donc de la géométrie du réseau karstique (feedback positif). Les principaux paramètres contrôlant la dissolution et donc la géométrie des réseaux sont les suivants (voir aussi paragraphe 3.3) :

- position de l'exutoire par rapport au bassin versant;
- ouverture initiale et connectivité initiale des vides dans les calcaires;
- conditions climatiques, en particulier la quantité de précipitation.

Tout au long de la genèse d'un réseau karstique, certains de ces paramètres peuvent changer. Les cas suivants sont fréquemment rencontrés :

- surrection des massifs et approfondissement simultané des vallées; la conséquence est un abaissement du niveau de base régional et par conséquent de la zone noyée des systèmes karstiques;
- "courts-circuits" à travers des barrières géologiques; la conséquence est un abaissement de la zone noyée plus ou moins indépendamment du niveau de base régional;
- mouvements tectoniques le long de fractures ou de joints de stratification, ouvrant de nouveaux passages aux eaux souterraines; la conséquence est une diminution du gradient hydraulique et une modification du système d'écoulement;
- remplissage de vallées, subsidence, glaciations, etc.; la conséquence est une montée du niveau noyé dans les massifs;
- capture ou perte d'une partie de bassin versant; la conséquence est une modification considérable du débit moyen et du régime hydrologique du système;
- passage d'une période chaude à une période froide (glaciaire); la conséquence est l'érosion des sols qui sont emportés dans le karst;

- passage d'un climat humide à un climat plus sec; la conséquence est une diminution des débits moyens et généralement une augmentation du contraste de l'intensité des pluies et donc de l'érosion.

Rappelons que les hydrogéologues s'intéressent généralement au réseau d'écoulement actuel d'un massif karstique (cf. § 3.1). Le but du présent chapitre est d'essayer d'extraire du réseau spéléologique du nord du Lac de Thoune des informations qui permettent de se faire une idée qualitative de la géométrie des réseaux d'écoulement et facilite l'extrapolation dans les massifs où les réseaux ne sont pas explorables directement. Pour ce faire, l'évolution –ou genèse– du réseau spéléologique a été reconstituée et plusieurs "stades ou phases d'évolution" ont été distingués. Pour chaque stade, les conditions hydrogéologiques et la géométrie du réseau karstique correspondants ont été reconstruites.

Cette reconstitution apporte les informations suivantes:

- Image de la géométrie de quelques réseaux d'écoulement (idée qualitative de l'allure du réseau d'écoulement karstique);
- Relation empirique entre les facteurs contrôlant la karstification et la géométrie des réseaux d'écoulement karstique;
- Comparaison entre les modèles théoriques (présentés au § 3.3) et les images reconstituées;
- Comparaison des images obtenues avec les représentations schématiques de réseaux de conduits développées par les hydrogéologues à partir d'observations indirectes (voir § 3.3).

Situation

Si l'on considère les "normal meteoric water karstic systems" définis au chapitre précédent, le réseau des Sieben Hengste, avec 140 km de galeries est le troisième plus important du monde après Mammoth Cave et le Hölloch. Il est entouré de plusieurs autres cavités et la longueur totale de galeries explorées dans le secteur dépasse les 250 km. Cet ensemble est nommé "réseau spéléologique

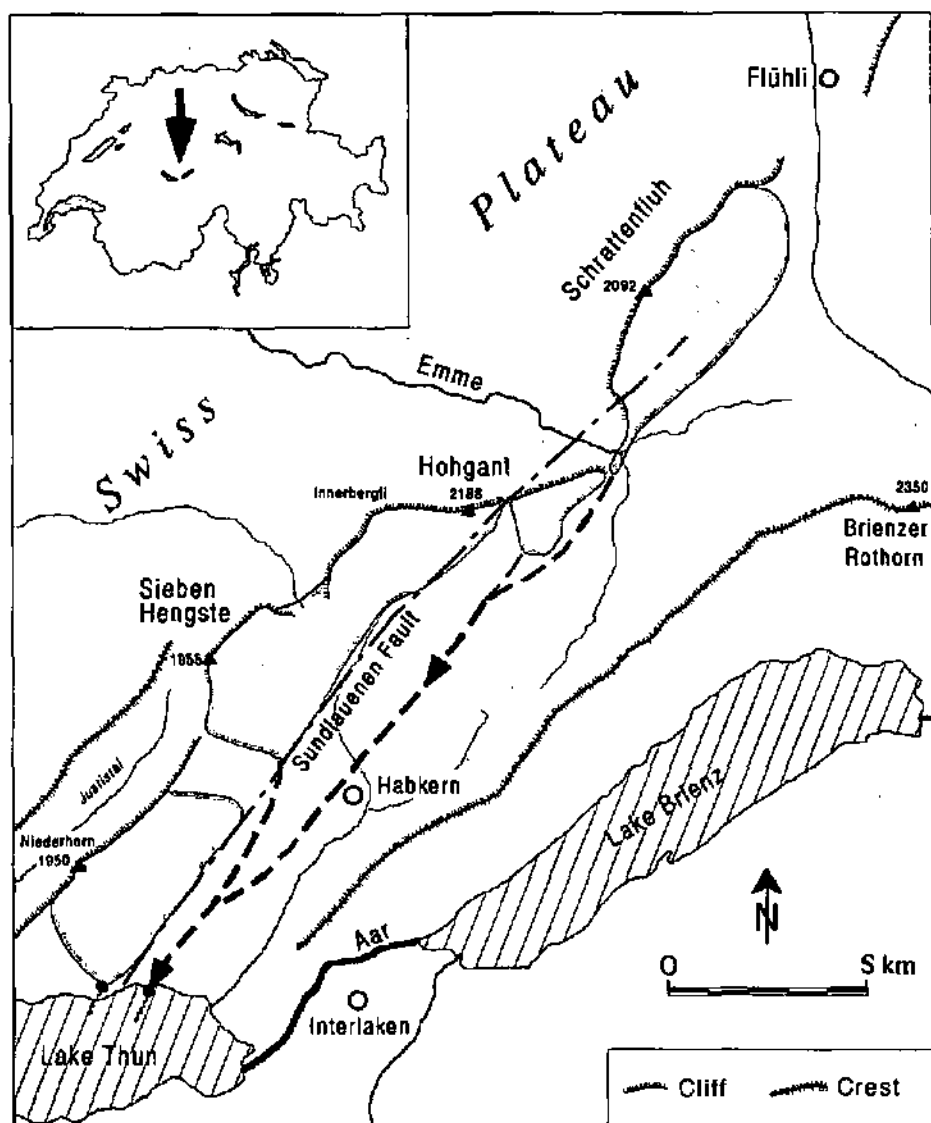


Figure 3.4 : Situation du système karstique du nord du lac de Thoue. Les massifs dominant directement le Plateau Molassique vers lequel se dirige l'Emme. Les zones hachurées délimitent les divers bassin versants (d'après BITTERLI 1988).

du nord du Lac de Thoue". Il constitue un sous-ensemble du "système karstique du nord du Lac de Thoue". Ce système se trouve dans l'Oberland bernois, dans la chaîne bordière helvétique, en bordure sud-est du Plateau suisse ou Plateau Molassique (figure 3.4). Du bord du Lac de Thoue, où se trouve l'émergence principale (Bätterich), il s'étend vers le nord-est jusqu'à la Schrattefluh, massif situé à plus de 20 km du Lac, au-delà de la profonde vallée de l'Emme. La Chaîne bordière est constituée essentiellement d'une pente structurale, limitée au nord-ouest par d'importantes falaises, et plongeant régulièrement vers le sud-est sous les Flyschs des nappes pennines. La végétation y est dépendante du substratum rocheux et de l'altitude. Les calcaires forment des surfaces dénudées et lapiasées qui affleurent généralement au-dessus de 1600 mètres d'altitude. Ailleurs, entre 550 et 2200 m d'altitude, le substratum est formé de grès plus ou moins imperméables qui favorisent la formation de zones marécageuses. Au-dessous de 1700

mètres, les forêts de sapins sont largement développées. La pluviométrie annuelle dans le secteur est comprise entre 1500 et 2000 mm.

La région a été étudiée en détail par BECK (1911), puis par GIGON (1952), après quoi des travaux thématiques se sont succédés: en sédimentologie, BREIT-SCHMID (1978), et en tectonique, JAMIER & SIMEONI (1979), JEANNIN (1989, 1990).

Le système karstique appartient intégralement à la "Chaîne bordière", la plus septentrionale des nappes helvétiques. Les grandes lignes de la géologie structurale sont simples (fig. 3.5): une dalle monoclinale inclinée de 15 à 30° vers le sud-est est déjetée par une grande faille normale longitudinale, qui s'étend du lac de Thoue jusqu'à la Schrattefluh (Faille de Sundlaugen). Le rejet de la faille, de 150 m à 550 m, rompt la continuité de la couche calcaire. Au NW

des Sieben Hengste se trouvent les plis frontaux de l'Helvétique, bien visibles dans la Chaîne du Sigriswilergrat. Ils permettent de situer le sommet de l'anticlinal quelque 1 à 3 kilomètres à l'avant de falaises actuelles. Au SE de la faille de Sundlaugen se trouve le synclinal de Habkern, rempli de Flyschs.

La fracturation de la dalle calcaire a été marquée par deux phases bien distinctes: d'abord une fracturation Crétacé supérieure à Eocène représentée surtout par des failles normales orientées NE-SW, puis une fracturation plus tardive (Oligocène-Miocène ?) représentée par un système de décrochements dextres (E-W), sénestres (N150°) et de fractures associées (fentes de tension, Riedel, etc.).

Les failles normales et les décrochements dextres constituent les familles de fractures les plus karstifiées. Dans le "Réseau des Sieben Hengste", les parties actuellement actives du drainage karstique sont situées principalement

le long des décrochements dextres alors que les parties fossiles se trouvent plutôt sur les failles normales.

La karstification s'est développée principalement dans le Schrat-tenkalk (Barrémien à Aptien, Crétacé, faciès urgonien), épais de 150 à 200 m. Les réseaux karstiques actifs percent verticalement ces calcaires par des zones de puits. Les calcaires reposent sur les marno-calcaires du Drusberg (Barrémien inférieur),

épais de 30 à 50 mètres, qui représentent généralement un niveau imperméable. Les rivières souterraines s'écoulent sur ce toit imperméable en suivant plus ou moins les accidents tectoniques principaux. Le Schrat-tenkalk est surmonté des grès du Hohgant (Eocène), dont l'épaisseur atteint localement plus de 200 m.

Les rivières souterraines actuelles traversent souvent les marnes du Drusberg et se perdent dans les calcaires sous-jacents de l'Hauterivien. Ces pertes se trouvent toujours quelques centaines de mètres à l'amont de failles normales majeures. La faille représentant un ressaut important du toit imperméable, c'est par érosion régressive que l'eau s'est creusé un chemin à travers les couches de Drusberg. Ce phénomène d'érosion régressive ne se développe que si les écoulements sont libres (récents et actuels), pour lesquels le gradient hydraulique est vertical. Pour les écoulements noyés (anciens), il est possible d'admettre que les marnes de Drusberg ont constitué la base imperméable de l'aquifère, car aucune galerie fossile ne semble plonger franchement à travers les couches de Drusberg.

Les grès du Hohgant ont une épaisseur qui peut atteindre 200 mètres; ils contiennent 3 ou 4 horizons de grès à ciment calcaire, karstifiés, dans lesquels peuvent se développer des grottes. Au profit de ces horizons et de failles, les eaux superficielles traversent les grès et rejoignent les calcaires urgoniens sous-jacents. Par exemple, le Faustloch traverse plus de 100 mètres de grès avant d'atteindre les calcaires, alors que le Bärenschacht se développe dans un mince horizon calcaire entre 200 et 600 mètres de profondeur. D'autres cavités sont connues dans les grès; l'ensemble de ces cavités représente environ trois kilomètres de galeries.

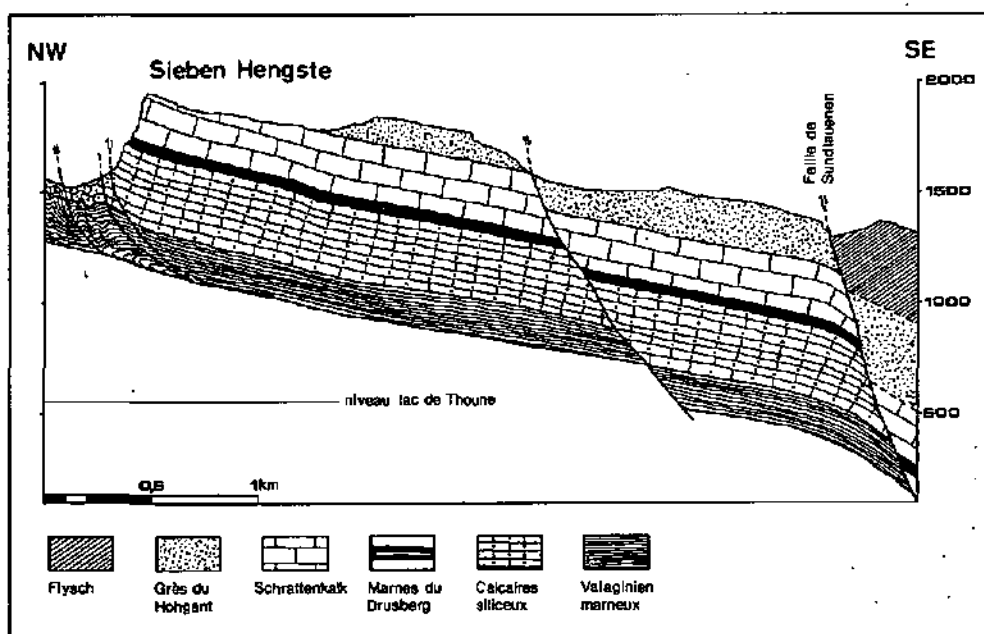


Figure 3.5 : Coupe géologique de la région des Sieben Hengste et succession lithologique.

Hydrologie

Deux bassins karstiques (fig. 3.4) ont été mis en évidence par des essais de traçage (KNUCHEL, 1973) :

1) Le bassin de la Beatushöhle draine la région Beatenberg - Niederhorn; la zone d'exutoire de ce système est bien connue grâce à la Beatushöhle qui est une grotte active (voir aussi figure 3.6). Le reste du bassin est encore assez mal connu. L'eau semble traverser les calcaires très verticalement, puis s'écouler, selon le pendage, sur les couches de Drusberg jusqu'à la Beatushöhle, située peu en amont de la faille de Sundlauenen.

2) Le bassin des émergences de Bätterich et Gelber Brunnen (fig. 3.6) peut être séparé en deux sous-bassins: celui de la région Sieben Hengste - Hohgant et celui de la région Hohlaub - Schrat-tenfluh.

– Le système Sieben Hengste - Hohgant est bien connu au niveau de son bassin d'alimentation, mais ce n'est qu'avec les dernières découvertes dans le fond du Bärenschacht que le niveau de la zone noyée et une partie du collecteur souterrain ont été atteints. Le Réseau des Sieben Hengste forme un immense labyrinthe de galeries actives et fossiles. Les galeries actives, vadoses, sont orientées vers le SE et suivent grossièrement les décrochements dextres. L'eau traverse la faille de Sundlauenen pour rejoindre le Bärenschacht, puis les émergences.

– Le système Hohlaub - Schrat-tenfluh est nettement moins bien connu. En amont (Schrattenfluh), quelques rivières souterraines importantes rappellent celles des Sieben Hengste. Entre le Bärenschacht et ces rivières, le collecteur souterrain rassemblant les eaux du Hohlaub et de la Schrat-tenfluh est encore complètement inconnu. Les traçages ont montré un écoulement très rapide (de-

puis la Schrattenfluh, un traceur a mis 38 heures pour parcourir 21 kilomètres, soit env. 550 m/h); une partie du trajet au moins est noyée.

En résumé, les rivières souterraines des deux sous-bassins versants du système Bätterich/Gelber Brunnen présentent un régime vadosé au NW de la faille de Sundlaenen, où les rivières connues sont perchées bien au-dessus de la zone noyée située au SE de la faille. Le Bärenschacht permet d'accéder à la partie aval de la zone noyée. Le bassin de la Beatushöhle est perché au NW de la faille de Sundlaenen, dont le rejet important place des grès au SE de la faille face aux calcaires situés au NW. L'eau longe cet accident en direction du SW sans pouvoir le traverser; il s'agit d'un karst barré.

Le réseau spéléologique actuellement connu

L'essentiel des observations spéléologiques effectuées dans la région sont publiées dans la revue "Spéléologie dans la région du Hohgant" dont quatre numéros ont paru depuis 1985 (HOF, ROUILLER & JEANNIN 1985; HOF *et al.* 1986; BITTERLI 1990; GERBER, BITTERLI, JEANNIN & MOREL 1994). Plusieurs articles ont été publiés ailleurs, les principaux pouvant être trouvés dans "Stalactite" revue de la Société Suisse de Spéléologie, parmi lesquelles la publication de BITTERLI (1988) apporte plusieurs éléments repris ci-dessous.

Dans la suite de cette présentation, les régions du Hohlaub et de la Schrattenfluh ne seront pas considérées, bien qu'elles appartiennent au même système karstique.

La région étudiée (sans Hohlaub et Schrattenfluh) peut être subdivisée en quatre (figure 3.6) :

- 1) le secteur de la Beatushöhle;
- 2) le secteur du Bärenschacht;
- 3) le secteur A2 - Sieben Hengste - Zone Profonde - Faustloch;
- 4) le secteur de Innerbergli.

Nous savons que le secteur 1 (Beatushöhle) appartient aujourd'hui à un système karstique distinct des trois autres. Les observations effectuées indiquent qu'il en est ainsi depuis assez longtemps dans la genèse des cavités de la région.

Ce secteur renferme 5 grottes importantes (figure 3.6). La Beatushöhle, avec environ 14 kilomètres de galeries, est de loin la plus longue. Elle est parcourue par un ruisseau souterrain qui émerge peu en dessous de l'entrée de la grotte. Aujourd'hui essentiellement vadoses, les écoulements étaient autrefois noyés sur l'ensemble de la cavité, malgré plus de 300 mètres de dénivellation entre l'entrée et l'amont de la grotte. La cavité se situe entre 650 et 1050 mètres d'altitude. Les quatre autres cavités sont formées principalement de galeries fossiles

recoupées par des puits plus ou moins actifs. Les écoulements y sont aujourd'hui très réduits. La Waldheimhöhle se trouve à environ 1000 mètres d'altitude, le Fitzli-schacht entre 1200 et 1400 m, le Känzli-schacht vers 1500 m et le Haliloch entre 1450 et 1750 m.

Le secteur 2 (Bärenschacht) correspond à la zone d'exutoire du système hydrologique de Bätterich/Gelberbrunnen incluant les régions Sieben Hengste - Hohgant - Schrattenfluh. La cavité principale de ce secteur est le Bärenschacht qui développe actuellement (juin 1996) environ 42 kilomètres. Le contexte géologique dans lequel se développe ce gigantesque labyrinthe souterrain est encore mal connu. Quelques petites cavités sont connues à proximité de la partie aval du Bärenschacht. Les plus importantes sont le Laubloch et l'Akkordloch qui présentent de vastes galeries phréatiques fortement comblées. Les émergences de Bätterich (B) et de Gelberbrunnen (G) ont pu être plongées sur quelques centaines de mètres.

Le secteur 3 (région des Sieben Hengste) peut être subdivisé en trois parties. Au NW, soit immédiatement au-dessous de la zone de calcaires dénudés et lapiasés, (zone d'infiltration des eaux) se trouve le grand labyrinthe du "Réseau des Sieben Hengste" (fig. 3.7). Les galeries fossiles y sont orientées selon la direction du pendage (SW - NE), alors que les rivières actives suivent le plongement des couches vers le SE. La combinaison de ces deux directions de galeries forme un système maillé caractéristique. A partir de cette zone se prolongent six conduits actifs (rivières souterraines) plongeant vers le SE (fig. 3.6 et 3.7); ceux-ci se développent grossièrement à l'intersection entre les décrochements dextres et le toit des marno-calcaires du Drusberg. Après environ 1.5 km, les rivières se perdent dans les couches de Drusberg, mais les galeries se prolongent et rejoignent un axe essentiellement fossile, de grandes dimensions et localement labyrinthique. Depuis le F1 et éventuellement le fond du K2, cet axe se dirige vers l'immense labyrinthe de la "Zone Profonde", vers le Faustloch et finalement doit rejoindre le Bärenschacht. C'est au niveau de la partie profonde du Faustloch qu'il traverse la faille de Sundlaenen (dédoublée à cet endroit) et plonge de 300 mètres environ pour atteindre le niveau du Bärenschacht (figure 3.8). Le labyrinthe de la Zone profonde (figure 3.9) contraste avec l'aspect peu ramifié de ce collecteur en amont et en aval. Le labyrinthe est provoqué par l'existence d'une faille normale importante (la Topographenkluft, rejet environ 150 m) que le conduit traverse. Située à la base des calcaires au nord de cette faille, la galerie se trouve soudain au sommet de ceux-ci. Moins conditionnée par le toit des marnes, la galerie a alors creusé différents conduits qui pour la plupart se rejoignent en amont du Faustloch.

Le secteur 4 (Innerbergli) renferme deux cavités principales : le F1 et le K2 (figure 3.6). Elles sont globalement

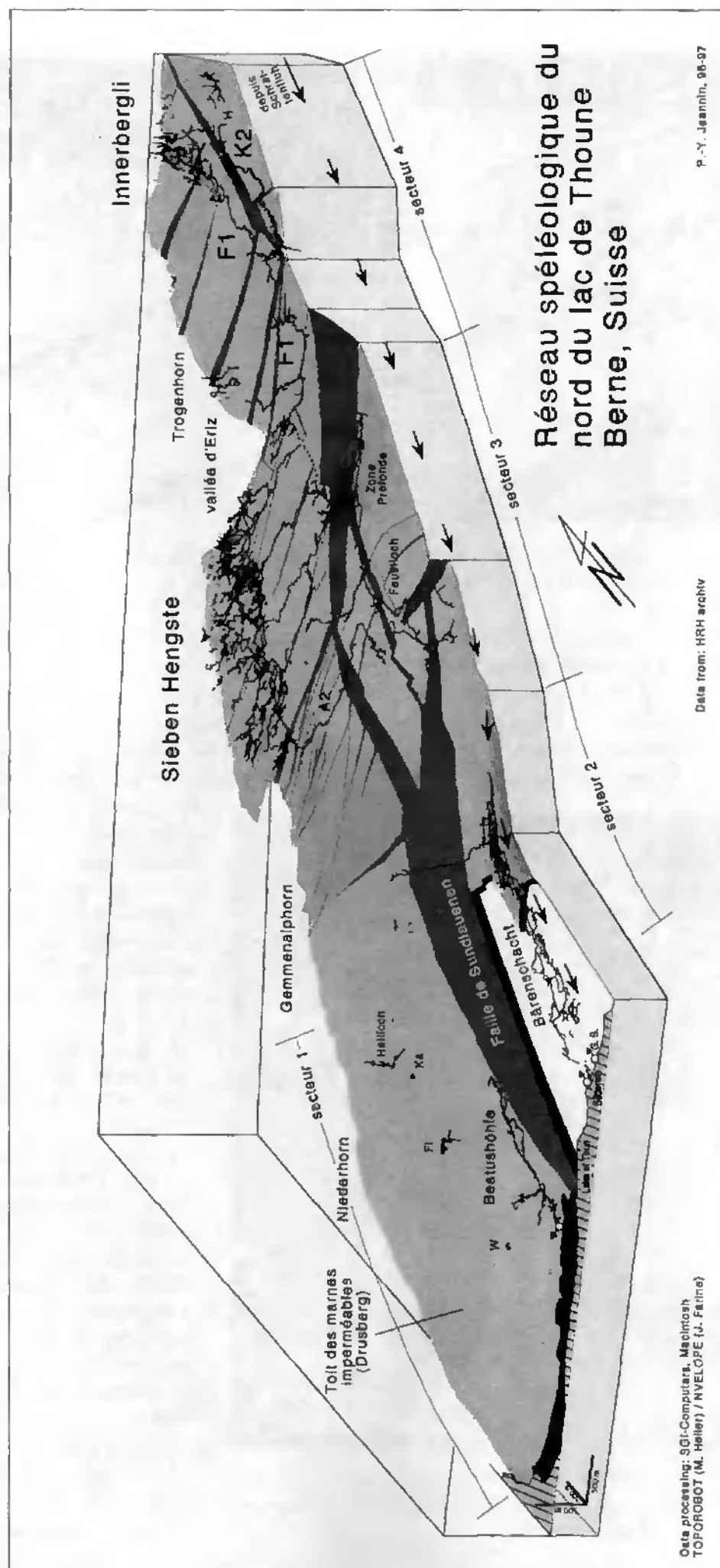


Figure 3.6 : Bloc diagramme présentant le toit des marnes imperméables (couches de Drusberg) et le réseau spéléologique.

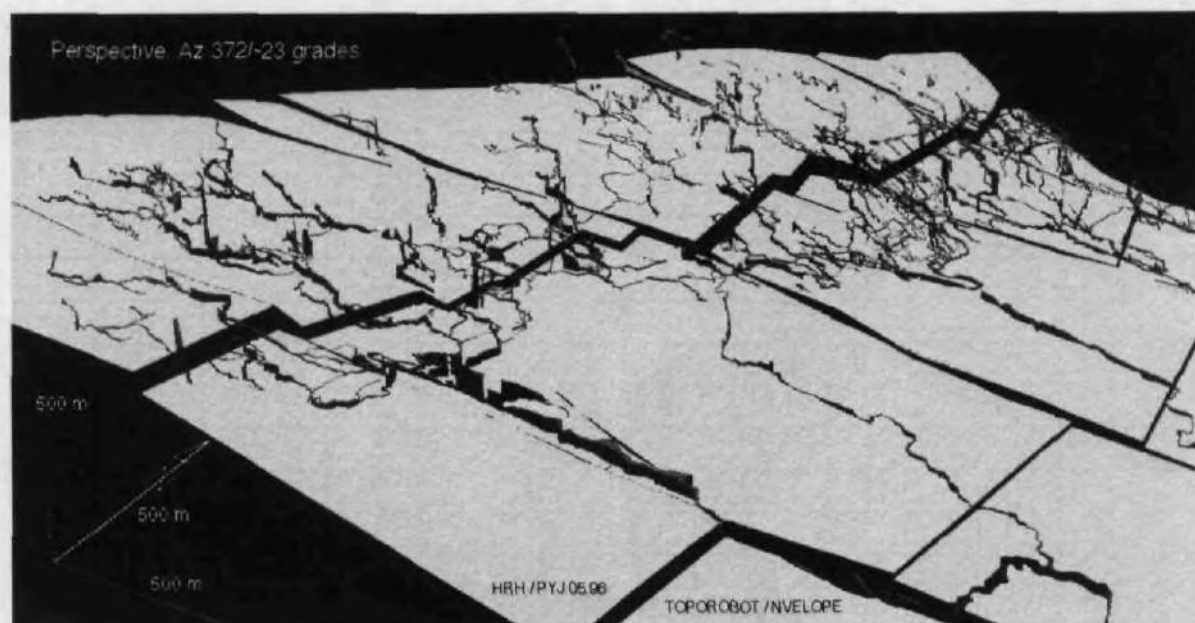


Figure 3.7 : Réseau maillé des Sieben Hengste avec le toit des marnes de Drusberg. Les galeries fossiles sont dirigées parallèlement à la direction des couches, les rivières souterraines suivent le plongement du toit des marnes.

de type dendritique, avec des galeries posées sur les marnes de Drusberg. Le F1 présente plusieurs affluents convergeant vers le conduit principal qui rejoint la partie profonde (rivières) du réseau des Sieben Hengste. Les affluents sont particulièrement nombreux à l'amont du F1, c'est-à-dire sous la zone d'affleurements calcaires

d'Innerbergli. De très nombreux puits de surface sont connus dans ce secteur.

Ouvrons ici une brève parenthèse à ce sujet : La prospection systématique et complète du lapiaz d'Innerbergli est maintenant terminée, ce qui permet de se faire une idée de la densité de puits (zone de transfert vertical)

qui drainent les eaux d'un lapiaz d'environ 0.25 km². Les images de ces puits peuvent être visionnées sur les ordinateurs; hélas, les essais d'impression sur papier n'ont donné aucun résultat satisfaisant. Les puits explorés correspondent à une fraction des conduits reliant l'épikarst à la base des calcaires (réseau basal). Leur densité est de l'ordre de 10 à 100 conduits par km² avec un diamètre supérieur à un mètre environ. En incluant les conduits décimétriques et métriques, on peut estimer que cette densité est de l'ordre de 100 à 1000 conduits par km². En estimant le nombre d'arrivées d'eau rencontrées dans le réseau basal, ce chiffre paraît raisonnable; il n'est certainement pas plus faible que 100, mais guère plus élevé que 1000. La concentration des infiltrations vers ces conduits doit se faire dans l'épikarst.

En aval du secteur 4, le K2 bute sur la faille de Sundlauenen où un dense labyrinthe de galeries s'est formé (image de couverture de ce mé-

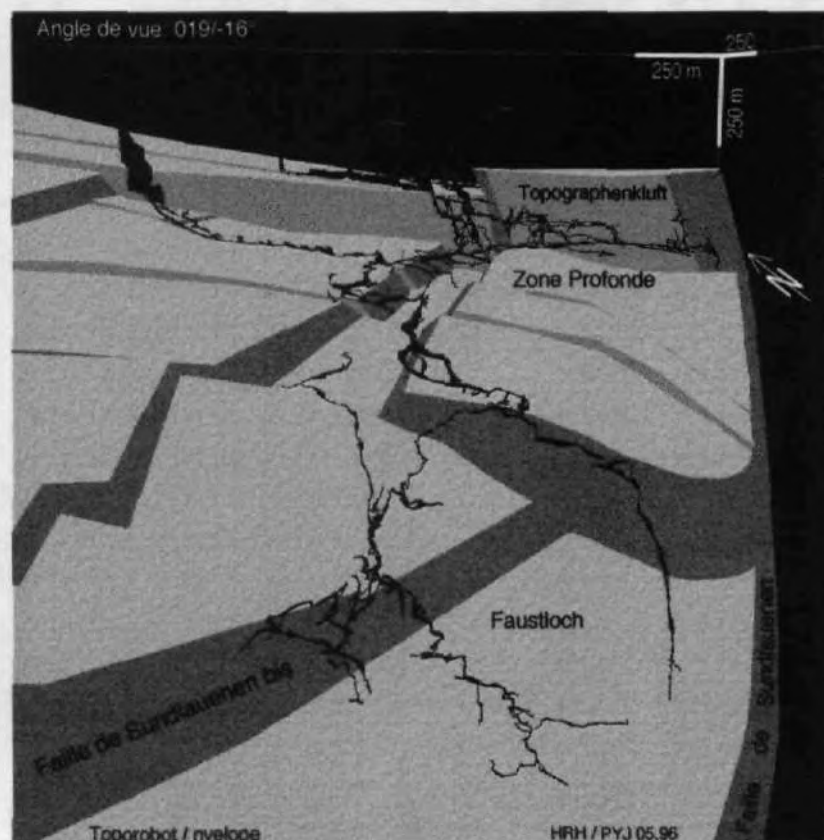


Figure 3.8 : La Zone Profonde et le Faustloch. C'est dans la partie profonde du Faustloch que les galeries traversent partiellement la faille de Sundlauenen qui est séparée en deux.

moire). La rivière actuelle traverse le plan de la faille et plonge sous le synclinal de Habkern (voir aussi figure 3.6); les explorations y sont encore en cours. Plusieurs cavités moins importantes (Haglättsch, le Réseau Stéphane, le Trou Marc, et quelques autres) sont perchées plus de 100 mètres au-dessus du F1 et du K2, et donc de la base imperméable de l'aquifère (Drusbergs). Ces cavités sont presque entièrement fossiles et présentent des galeries phréatiques apparemment dirigées vers l'ouest.

Genèse du réseau

La présentation qui suit a pour objectif de décrire les grandes phases de la genèse du réseau spéléologique tel qu'il est connu aujourd'hui, et d'en tirer des images des réseaux de conduits noyés correspondant à un exutoire.

INTERPRÉTATION DE LA MORPHOLOGIE DES GALERIES EN TERMES DE SPÉLÉOGENÈSE ET DE DIRECTION D'ÉCOULEMENT

L'observation de la morphologie des conduits permet souvent de définir des phases –ou stades– d'évolution des réseaux spéléologiques. Une nouvelle phase commence lorsque de nouveaux conduits (inférieurs) commencent à se former et que simultanément, d'autres (supérieurs) deviennent semi-fossiles ou complètement fossiles. La plupart du temps ces changements sont reliés à une modification de l'altitude de la source.

Dans le réseau du nord du Lac de Thoun, un exemple illustratif a été décrit dans le "réseau des Lausannois" où BITTERLI (1990) a observé deux petits conduits situés 50 mètres sous la galerie principale (phréatique). Tous deux présentent à la même altitude un changement de morphologie caractéristique (figure 3.10), passant d'une section en "méandre" (écoulement libre) à une section en tube (écoulement noyé). Le conduit NE présente aussi un changement de direction, passant d'un plongement dans le pendage des couches, à une direction perpendiculaire, peu en aval du point de changement de morphologie. En plus, les deux conduits présentent un plongement régulier à l'amont du point de transition morphologique, et un cheminement ondulant entre 1410 et 1440 m d'altitude à l'aval de ce point.

Ces observations sont très similaires à celles de PALMER (1987) dans la grotte de McFail. Cet auteur les attribue clairement à l'existence d'une "limite piézométrique".

Les deux conduits observés par BITTERLI (1990) sont éloignés d'environ 200 mètres. Les outils de visualisation 3D utilisés dans le cadre de cette thèse, associés à une étude complémentaire des plans des galeries, permettent facilement d'extrapoler cette limite piézométrique à l'ensemble du réseau. En effet, depuis le F1 jusqu'au A2, distant de 5 km environ, des changements de direction et des ondulations dans le profil longitudinal des galeries à des altitudes comprises entre 1410 et 1445 m se retrouvent dans pratiquement toutes les galeries du réseau.

De tels "niveaux piézométriques" doivent être considérés comme des niveaux d'exutoires, surtout s'ils sont corrélables à l'échelle kilométrique (PALMER 1987).

En faisant l'hypothèse d'un approfondissement progressif du niveau de base régional au cours du temps (surrection et creusement des vallées sans inversion au cours du temps), on peut penser que les conduits les plus élevés en altitude sont les plus anciens. L'étude des sédiments que renferment les galeries et l'observation de la morphologie des galeries permet de suivre les axes de drainage souterrain et de reconstituer l'allure d'un réseau d'écoulement correspondant à un paléo-exutoire. Ce type d'interprétation a permis de distinguer 8 phases dans la genèse du réseau du nord de Lac de Thoun. Toutes ne sont pas aussi bien identifiables que la phase "1440 m".

Remarquons ici que l'hypothèse de l'enfoncement progressif du niveau de base est discutable, en particulier à cause des glaciations. Elle n'aboutit cependant pas à des incohérences flagrantes dans la reconstitution présentée ci-dessous. La remontée des niveaux noyés dans les massifs karstiques pendant les périodes glaciaires est attestée à de nombreux endroits du réseau par la présence de sédiments. Elle semble cependant ne pas avoir produit des modifications importantes de la morphologie des conduits, mais plutôt une sédimentation accrue. Pendant ces périodes, l'augmentation du nombre



Figure 3.9 : Le labyrinthe de la Zone Profonde et la Topographenkluft.

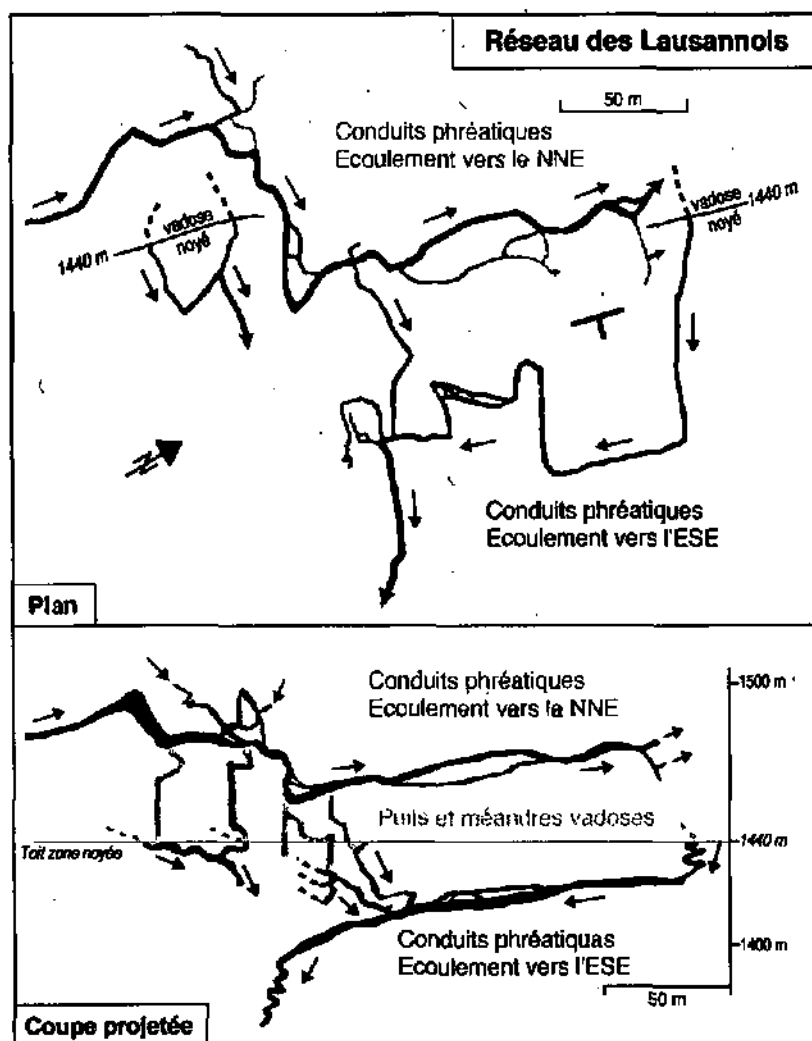


Figure 3.10 : Observations détaillées dans le réseau des Lausannois (d'après BITTERLI 1990). Trois petits conduits phréatiques présentent un changement de morphologie, passant d'un profil de méandre (vadoses) à celui d'un tube (phréatique). Un changement de direction est également bien visible dans le conduit nord, et la pente générale des trois conduits devient presque horizontale entre 1410 et 1440 m d'altitude.

de conduits noyés (transmissivité élevée de l'aquifère) associée à des infiltrations réduites a dû entraîner une diminution des vitesses d'écoulement dans le massif, diminuant les processus de dissolution et augmentant la sédimentation.

PHASE 1950 "L16-P2" : CONDUITS NOYÉS COMPRIS ENTRE 1800 ET 1950 MÈTRES D'ALTITUDE¹

Quelques tronçons de vastes galeries phréatiques existent à proximité des crêtes des Sieben Hengste et dans les parties élevées d'Innerbergli et du Hohgant. Bien que trop courts pour en tirer des conclusions définitives, ces tronçons de galeries phréatiques semblent indiquer des directions d'écoulement SW-NE, c'est-à-dire subparallèles à la direction du pendage (figure 3.11). Ces conduits ont dû se développer en relation avec une paléo-source située environ 1300 mètres au-dessus du niveau de base actuel.

PHASE 1720 "GLACIÈRE - HAGLÄTSCH" : CONDUITS NOYÉS COMPRIS ENTRE 1500 ET 1720 MÈTRES D'ALTITUDE

Cette phase est extrêmement bien mise en évidence dans le réseau des Sieben Hengste. Elle correspond à la formation de la majorité des galeries du réseau maillé. L'image du réseau formé à cette époque est donnée aux figures 3.11 et 3.12. L'axe "Voie express (VE) - AKG - Balcon (B) - Höhlenstrasse - Glacière (G)" est typique de ce réseau qui serpente le long du massif en passant de 1460 mètres d'altitude dans l'AKG à 1720 mètres dans la Glacière. Morphologiquement, il ne fait aucun doute que cette galerie correspond à un axe phréatique unique, c'est-à-dire formé dans une zone noyée unique. La direction d'écoulement dans ce réseau était du SW vers le NE. Cette galerie drainait les eaux provenant de plusieurs galeries parallèles, situées plus en amont. Tous les axes principaux de ce réseau étaient orientés SW-NE, mais certains confluent, bien que noyés, rejoignent ces conduits en plongeant selon le pendage des couches, c'est-à-dire vers le SE. En coupe, on constate que les deux altitudes de 1460 et 1720 mètres correspondent respectivement à la base et au sommet du réseau maillé caractéristique du "Réseau des Sieben

Hengste". Celui-ci s'est par conséquent essentiellement formé pendant cette période. La figure 3.12 présente donc l'image d'un réseau spéléologique correspondant à une bonne partie des conduits pénétrables d'un réseau d'écoulement karstique relié à une source située vers 1720 m d'altitude, au NE du massif des Sieben Hengste (7H), dans la vallée d'Eriz.

A Innerbergli, cette phase est marquée par quelques tronçons de galeries phréatiques dont le diamètre atteint pour certains d'entre-eux plusieurs mètres. Dans les zones supérieures du F1 et du K2 se trouvent également quelques tronçons phréatiques de faible diamètre situés entre 1500 et 1720 mètres. Les galeries phréatiques découvertes à Innerbergli sont en accord avec un écoulement en direction du SW, c'est-à-dire vers la source du

¹ Les altitudes citées sont des altitudes actuelles. A cause de la surrection alpine, elles ne correspondent pas forcément aux altitudes des galeries au moment de leur formation.

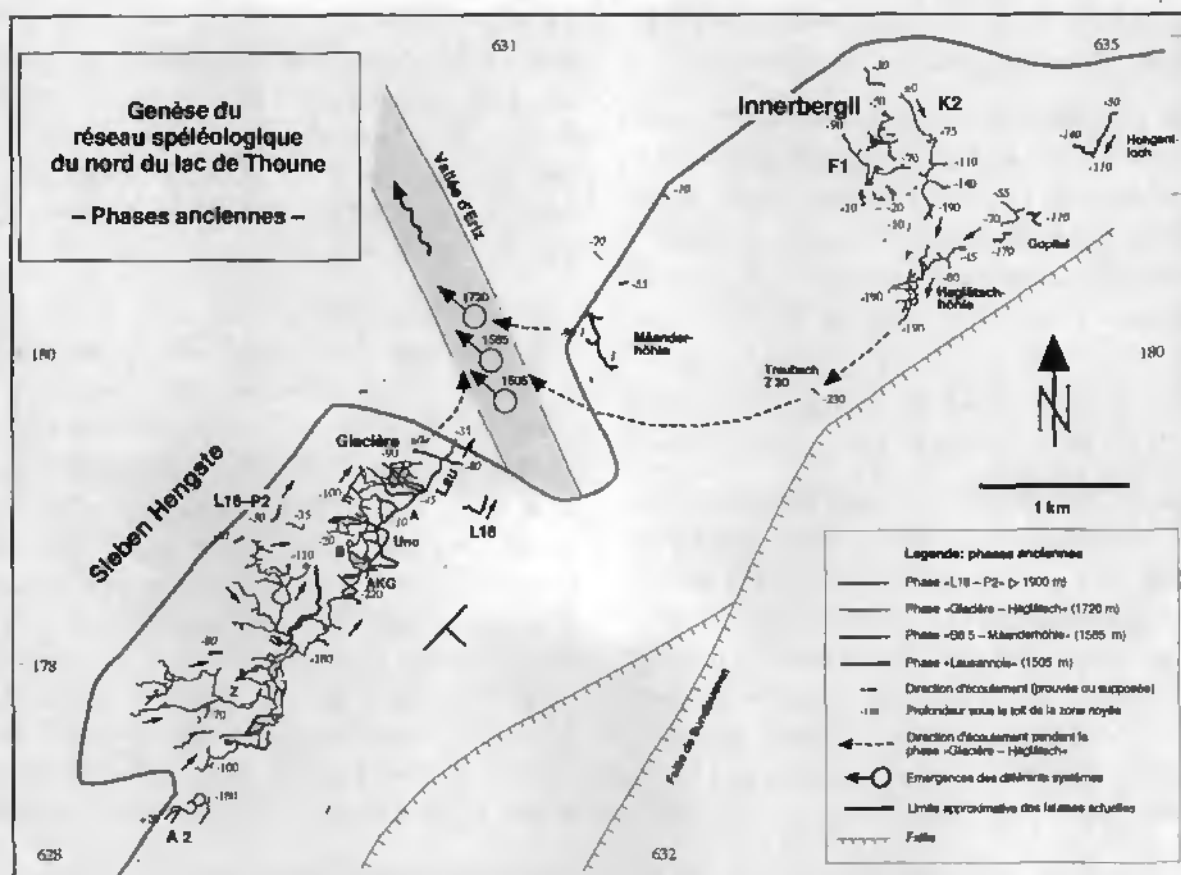


Figure 3.11 : Plan des phases anciennes de la genèse du réseau spéléologique du nord du lac de Thoun. L'écoulement des eaux se faisait en direction de la vallée d'Eriz.

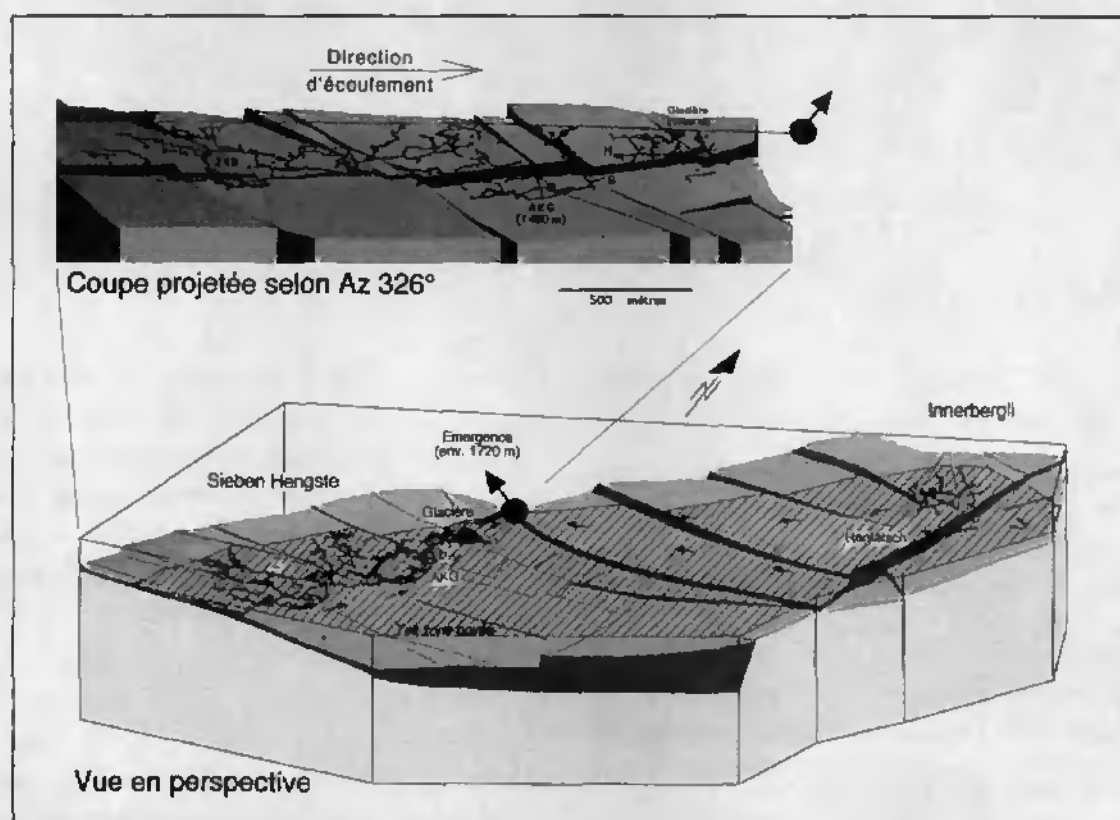


Figure 3.12 : Bloc diagramme et projection dans un plan vertical du réseau de conduits karstiques pendant la phase 1720 (Glacière - Haglättsch). Les conduits actifs pendant cette phase se sont développés jusqu'à plus de 250 mètres sous le niveau de la zone noyée.

réseau des Sieben Hengste. Elles sont toutefois trop fragmentaires pour en tirer des conclusions définitives.

Au SW d'Innerbergli se trouvent plusieurs autres cavités renfermant d'importantes galeries phréatiques qui s'étagent entre 1500 et 1700 m : la Haglättsch, le réseau Stéphane et le Trou Marc. Certaines parties de la Haglättsch présentent des directions d'écoulement vers l'ouest compatibles avec l'exutoire dans la vallée de Eriz.

**PHASE 1585 "B6.5 - L18 - MÄANDERHÖHLE" :
CONDUITS NOYÉS SITUÉS AU-DESSOUS DE 1585 M**

Les galeries creusées pendant la phase précédente (1720: Glacière - Haglättsch) descendaient profondément sous le niveau de la zone noyée, rendant difficile l'identification de la phase 1585. Un niveau à 1585 m a cependant été reconnu dans le B6-5 par BITTERLI (à paraître). Il correspond également assez bien à l'altitude des "sous-tirages"² les plus élevés trouvés dans la galerie du Balcon (B), ainsi qu'à la galerie principale du L18 et à certaines galeries de la Mäanderhöhle.

veau à 1440 m. Pendant la phase à 1505 m (fig. 3.13), l'écoulement se faisait, au moins partiellement, en direction du NE, alors que dès la phase à 1440 m, l'écoulement était dirigé intégralement vers le SE et le SW (fig. 3.14). Il est possible qu'en période de hautes eaux le niveau montât vers 1585 m et qu'un trop-plein (L18) se mît à fonctionner.

La galerie principale de la phase à 1505 m était la galerie des Lausannois, faisant suite à la galerie des Amours (A fig. 3.11), et au réseau Blanc (B). L'amont de ce dernier est constitué de trois galeries phréatiques: la galerie de jonction du P53 (a), l'aval du réseau des Anglais (b) et des nombreux laminoirs situés sous la Salle Ami (c). Ces trois galeries représentent en fait des "sous-tirages" de la galerie AKG - Balcon (axe important creusé pendant la phase 1720). Plus en amont (vers le SW), plusieurs galeries phréatiques existent, de direction SW-NE et situées en dessous de 1505 m d'altitude. Une partie d'entre elles s'était déjà formée pendant la phase 1720. Vu leur faible altitude, elles sont restées noyées pendant la phase 1505. Il est possible de les suivre vers

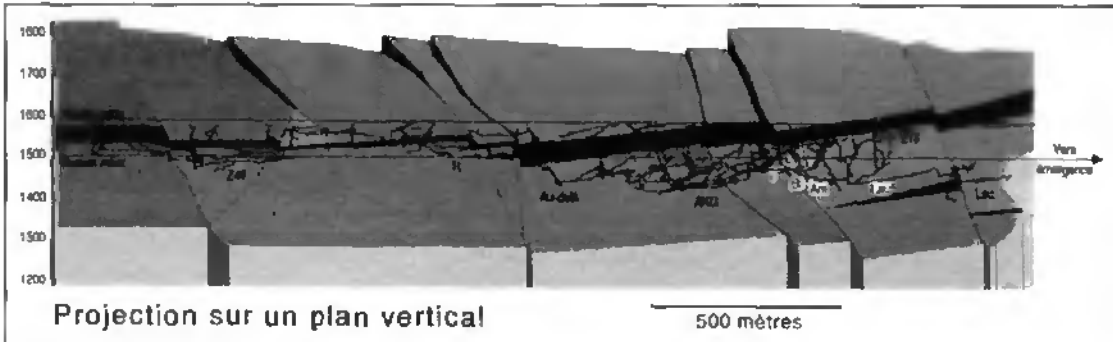


Figure 3.13 : Projection dans un plan vertical du réseau de conduits actifs et semi-actifs pendant la phase 1505 (Lausannois).

**PHASE 1505 "LAUSANNOIS" : CONDUITS NOYÉS
SITUÉS ENTRE AU-DESSOUS DE 1505 M**

C'est encore dans le réseau des Sieben Hengste que cette phase est bien mise en évidence. L'étude détaillée du "réseau des Lausannois" (BITTERLI 1990) a clairement montré l'existence d'une phase avec un niveau phréatique à 1505 m d'altitude, puis d'une autre avec un ni-

l'amont jusque dans la région de l'Au-delà et éventuellement jusqu'à la galerie des Rhomboédres (R). Plus en amont, toutes les galeries connues se trouvent au-dessus de 1505 m d'altitude. Il est probable que certains axes situés au dessous de 1505 m puissent encore être trouvés, à moins que cette partie du réseau n'ait précocement appartenu à la phase suivante (1440).

JEANNIN (1990) observe des rejets tectoniques cisailants de 20 à 30 cm d'amplitude le long de fractures E-W. Ils recoupent les galeries de la phase 1505 et les galeries plus anciennes. Ces rejets liés à un champ de contraintes compressif selon une direction NNW-SSE ont créés des ouvertures le long de ces fractures, qui ont influencés les écoulements souterrains et la géométrie du réseau d'écoulement de la phase suivante (1440).

² Sous-tirage : Suite à l'abaissement du point d'exurgence, les eaux circulant dans les conduits noyés qui étaient encore noyés avant l'abaissement sont progressivement sous-tirées dans de nouvelles discontinuités conduisant au nouvel exutoire. Comme résultat de ce processus, des conduits de petit diamètre s'échelonnent le long du conduit principal avant de se reconcentrer pour former un nouveau collecteur. Ce phénomène est typique dans plusieurs secteurs du réseau.

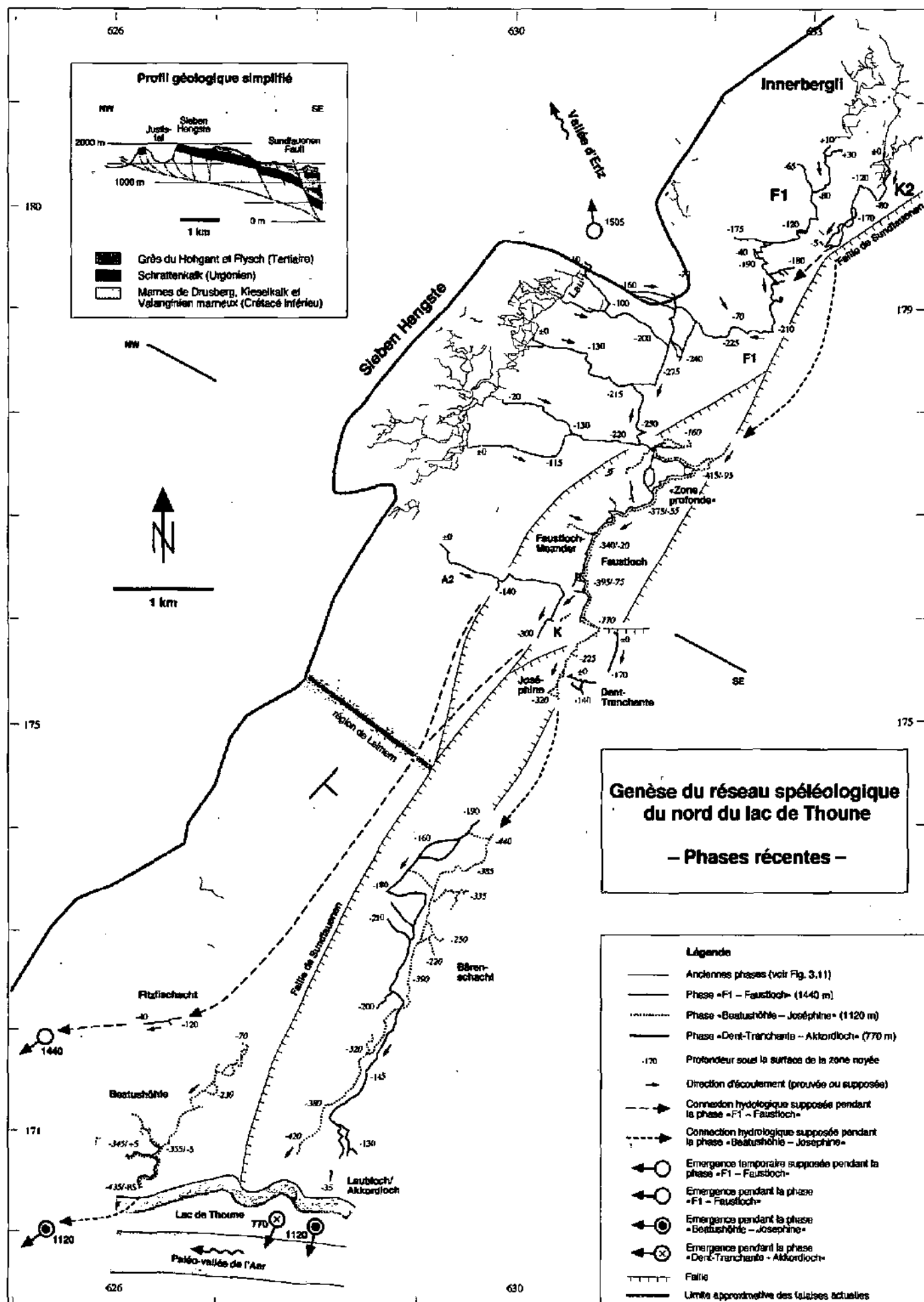


Figure 3.14 : Plan des phases récentes de la genèse du réseau spéléologique du nord du Lac de Thoue. Pendant ces phases, les eaux s'écoulaient principalement vers le SW, en direction de la vallée de l'Aar.

**PHASE 1440 "F1 - FAUSTLOCH" : CONDUITS NOYÉS
SITUÉS ENTRE 800 ET 1440 MÈTRES D'ALTITUDE,
BATTEMENT DE LA NAPPE ENTRE 1440 ET 1505 M.**

Le niveau de la zone noyée descend à 1440 m et la direction générale d'écoulement change considérablement (voir fig. 3.14).

A cette époque, la partie inférieure du F1 et le labyrinthe du fond du K2 ont dû se former en régime noyé (figure 3.15), formant un véritable collecteur qui conduisait les eaux jusqu'à la "Zone Profonde" (ZP), puis au Faustloch (F), puis en direction de la vallée de l'Aar. Dans le F1, comme dans le K2, on trouve de nombreuses galeries phréatiques au dessous de 1500 mètres; elles sont fréquemment de grandes dimensions et présentent des indices nets de l'existence d'un niveau noyé vers 1440 m (passage d'une morphologie d'écoulement libre à noyé, ondulation du profil longitudinal, etc.).

Depuis les Sieben Hengste, l'eau s'est frayé un passage en direction de ce collecteur en suivant les décrochements dextres, profitant de l'activité tectonique de ceux-ci (JEANNIN 1990). Ces eaux rejoignaient un gros conduit phréatique (5 à 10 mètres de diamètre), reliant le F1 au Faustloch et situé quelque 200 à 400 mètres sous le toit de la zone noyée. Il est probable que pendant cette période, l'eau s'écoulât vers le SE en basses eaux et débordât au NE, par la galerie des Lausannois (L), en hautes eaux. Les écoulements dans le réseau maillé des Sieben Hengste sont alors devenus essentiellement vadoses, donc orientés selon le plongement des couches vers le SE. Les galeries phréatiques creusées précédemment et orientées selon cette direction ont été surcreusées par des méandres. Par endroits, de nouveaux méandres se sont formés. Les axes importants en direction du SE, dans lesquels s'écoulaient aujourd'hui encore les rivières souterraines, ont dû se former à ce moment-là; ils étaient noyés au dessous de 1440 mètres d'altitude. La cote 1440 est marquée dans presque toutes les galeries (cf. pages 173-174).

Hypothèse 1 : Les écoulements ne traversaient pas la faille de Sundlaenen et se dirigeaient vers la région de Leimern. Le collecteur du Faustloch remontait vers le fond du A2 (Keller) puis longeait la Topographenkluft (T) et la faille de Sundlaenen (FS) en direction du SW pour émerger vers 1400 m d'altitude, soit dans la région du Fitzlischacht (Fi), soit plus à l'ouest dans le Juststal (Ju). Les indices de diffuence du collecteur du Faustloch en direction du A2 sont trop peu nombreux pour confirmer ou infirmer cette hypothèse, et, à partir du A2, les tronçons de galeries connus sont extrêmement peu nombreux (Fitzlischacht, éventuellement Känzlischacht). Remarquons que cette hypothèse implique l'existence d'une zone noyée épaisse de 400 mètres au maximum.

Ce cheminement était certainement le plus facile pour les eaux, car, jusqu'aux zones d'exutoires possibles, la couche calcaire est continue et au moins partiellement située sous le niveau supérieur de la zone noyée.

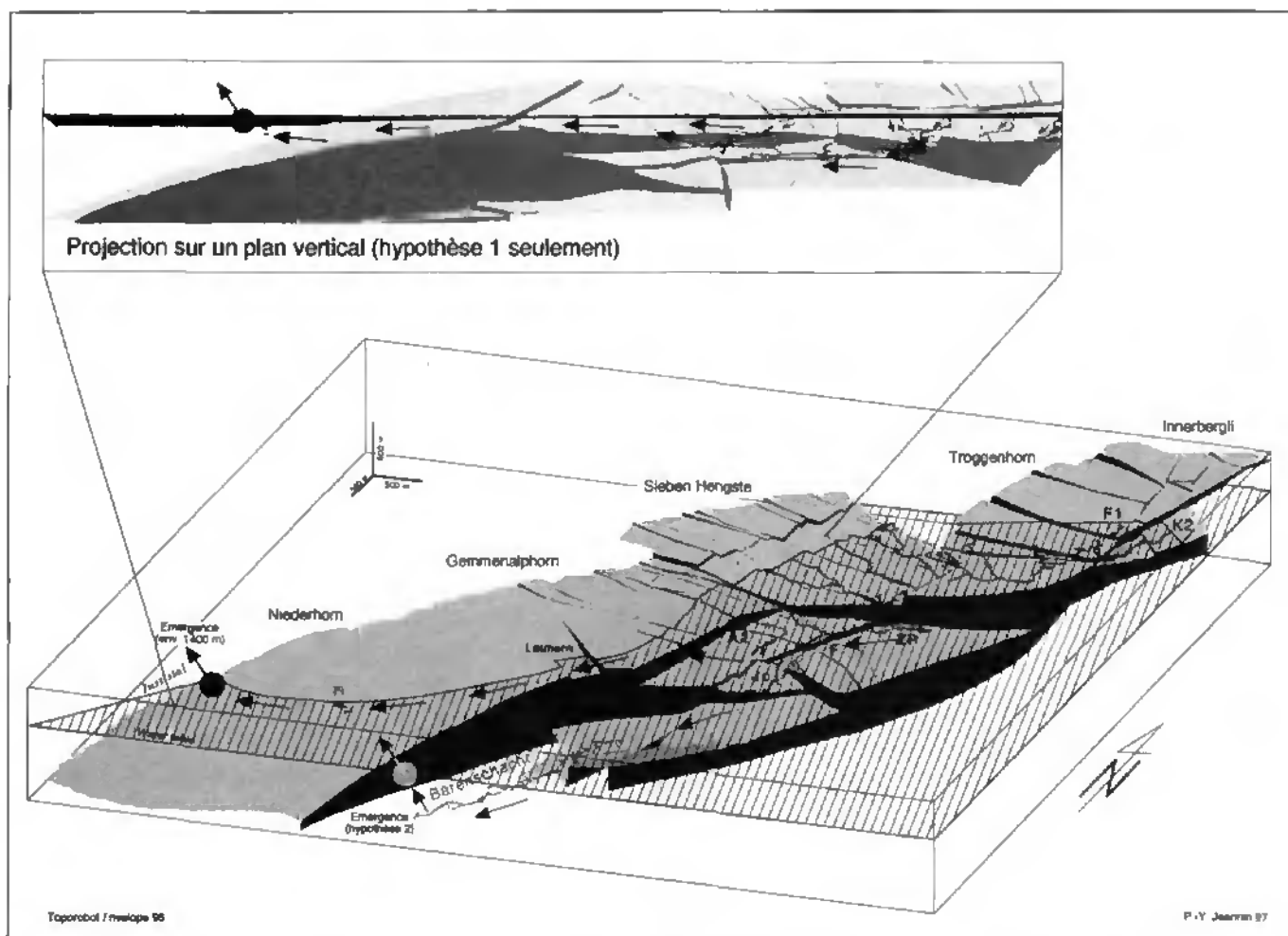
Hypothèse 2 : L'axe formé par la galerie Joséphine (Jo) situé entre 800 et 900 mètres d'altitude représente la suite du cheminement du collecteur F1-Zone Profonde-Faustloch. Il correspondrait ensuite à l'étage supérieur du Bärenschacht (Ba), situé entre 700 et 800 mètres d'altitude. En suivant cette hypothèse, la zone noyée, à cette époque, comprenait donc des conduits noyés, actifs, situés entre 700 et 1440 mètres d'altitude (même 1505 m en hautes eaux) ! Les gradients hydrauliques dans les conduits karstiques étant, au plus, de l'ordre du pour-cent, il faudrait admettre que l'émergence se trouvait alors quelque part dans la vallée de l'Aar aux alentours de 1400 m d'altitude. Or, dans ce secteur, le sommet du Schrattenkalk se trouve à environ 800-900 mètres d'altitude, forçant les eaux à descendre profondément avant de remonter vers l'exutoire depuis la partie aval du Bärenschacht. La couche calcaire remontait-elle en aval du Bärenschacht ? L'eau traversait-elle plusieurs centaines de mètres de grès et de flyschs avant d'émerger ? Une étude détaillée de la morphologie des galeries du Bärenschacht pourrait fournir quelques indices à ce sujet, mais il est probable que la question reste encore bien longtemps sans réponse claire. La remontée des eaux est difficile à imaginer et ce cheminement paraît relativement compliqué, donc moins probable que celui de l'hypothèse 1.

**PHASE 1120 "BEATUSHÖHLE - JOSÉPHINE" :
CONDUITS NOYÉS SITUÉS ENTRE 650 ET 1120
MÈTRES D'ALTITUDE**

Dès que le niveau des sources est descendu au dessous de 1400 mètres d'altitude, le passage dans la région de Leimern, le long de la faille de Sundlaenen, devenait impossible (fig. 3.16). Le seul chemin possible pour les eaux était alors de traverser la faille de Sundlaenen et de rejoindre les calcaires situés dans le compartiment abaissé, au SE de la faille. A partir de ce moment, deux sous-systèmes se séparent: le bassin de la Beatushöhle au SW et le bassin Sieben Hengste - Hohgant à l'E.

La galerie principale de la Beatushöhle –une galerie entièrement phréatique– descend au moins 350 mètres sous le niveau noyé de l'époque.

Toutes les galeries du secteur des Sieben Hengste (7H) et de Innerbergli (Inn) sont alors dénoyées. La Zone Profonde et le Faustloch sont encore partiellement noyés. L'existence d'un niveau noyé à 1120 mètres d'altitude est bien visible au Faustloch. Des niveaux bien marqués sont également présents dans la Zone Profonde vers



Figures 3.15 : Bloc diagramme et projection dans un plan vertical du réseau de conduits de la phase 1440 (F1 - Faustloch). L'émergence de ce système se trouvait probablement dans le Justistal vers 1400 mètres d'altitude.

1100 mètres d'altitude (pour les connaisseurs : Einheimischergang et Parc de Princes Amont) et la morphologie typiquement phréatique de la totalité de la Beatushöhle (altitude comprise entre 650 et 1050 m) est tout à fait compatible avec l'existence de cette phase de l'évolution du système. Le réseau "Joséphine" du Faustloch (Jo sur fig. 3.16), ainsi que l'étage supérieur du Bärenschacht (altitude 700 - 800 m) se seraient formés pendant cette phase. La source de ce système devrait se situer dans la vallée de l'Aar, à une altitude voisine de 1100 mètres.

PHASE 770 "DENT-TRCHANTE - AKKORDLOCH" : CONDUITS NOYÉS SITUÉS AU DESSOUS DE 770 MÈTRES D'ALTITUDE

Pendant cette phase, l'extrême aval de la Beatushöhle et du Faustloch sont encore noyés, ainsi qu'une bonne partie du Bärenschacht, où le niveau intermédiaire a dû se former. Le Laubloch et l'Akkordloch (B/A sur la figure 3.6) sont les émergences du système.

PHASE 558, PHASE ACTUELLE : CONDUITS NOYÉS SITUÉS AU DESSOUS DE 558 MÈTRES D'ALTITUDE

C'est la phase actuelle, la zone noyée est fixée par le niveau du Lac de Thoune sous lequel émergent les eaux (fig. 3.4 et 3.6). L'étage inférieur, noyé et inexploré, se forme dans le Bärenschacht. Ce collecteur se prolonge vers le NE en direction de la Schrattenfluh. Il longe la faille de Sundlauen en son compartiment SE. Il doit être rejoint par toutes les rivières souterraines de la région Sieben Hengste et d'Innerbergli. Il est alimenté depuis l'amont par les eaux collectées au Hohlaub et surtout à la Schrattenfluh, située 20 kilomètres à l'amont du Bärenschacht. Les connaissances actuelles ne permettent pas de savoir si ce collecteur est noyé sur toute sa longueur ou si certaines parties sont vadoses. Le battement de la nappe en hautes eaux est de 20 à 50 mètres dans le Bärenschacht. Les caractéristiques hydrologiques actuelles ont été esquissées dans le paragraphe consacré à l'hydrologie.

Datation

L'âge absolu de chacune de ces phases n'est pas connu. Le seul repère relativement sûr a été obtenu par l'analyse des remplissages de quelques galeries (JEANNIN 1991), qui permettent de penser que la phase 1720 (Glacière - Haglättsch) est plus ancienne que 450'000 ans. Des discussions avec les géologues du Quaternaire, ainsi que les travaux des géomorphologues dans d'autres karsts alpins (MAIRE 1990, AUDRA 1995 etc.) nous laissent penser que les phases 1950 (L16-P2) et 1720 (Glacière - Haglättsch) remontent à plus d'un million d'années et sont probablement pliocènes. Des datations absolues permettraient de calibrer l'échelle chronologique relative décrite ci-dessus.

Conclusion

Le premier objectif de ce chapitre était de présenter la géométrie tridimensionnelle et la genèse du réseau spéléologique du Nord du Lac de Thoun. Bien que fortement limité par les moyens d'impression et par le fait incontournable qu'une feuille de papier est un support bidimensionnel, nous espérons avoir donné une illustration du développement spatial et temporel d'un grand réseau karstique. Le sentiment "tridimensionnel" n'est obtenu que sur l'écran de la Silicon Graphics et les images ont dû être simplifiées pour pouvoir être imprimées.

Bien que grossières, les images respectives des différentes phases de la genèse du réseau permettent de visualiser l'allure d'un réseau de conduits noyés, tel qu'il se trouve à l'amont d'une source. Ce type d'image n'est pas fréquent car les réseaux noyés, pour des raisons techniques évidentes, ne sont jamais explorés de façon aussi détaillée.

QUELQUES CARACTÉRISTIQUES GÉOMÉTRIQUES DES RÉSEAUX D'ÉCOULEMENT KARSTIQUES

A partir des images présentées et de leur analyse, nous pouvons relever quelques caractéristiques importantes du réseau karstique du Nord du Lac de Thoun. Elles peuvent être directement comparées aux prédictions des modèles et ainsi être utiles à l'extrapolation des réseaux inconnus.

1) Il n'est pas rare, même dans un contexte alpin bien tectonisé, d'avoir des conduits qui se forment 200 ou 400 mètres sous la surface de la zone noyée, ceci même dans des bassins versants relativement petits (les bassins versants des phases 1505 et 1720 du réseau des Sieben Hengste ne devaient pas dépasser 10 ou 15 km²).

2) La genèse d'un réseau d'écoulement semble relativement rapide par rapport à l'évolution du paysage alen-

tour. En effet, la genèse du réseau apparaît comme une succession discrète de réseaux plutôt que comme un réseau en évolution progressive.

3) La densité de conduits pénétrables par l'Homme de la partie noyée d'un réseau d'écoulement est de l'ordre de 2 à 20 conduits pénétrables par 1000 m (en fréquence), ce qui correspond environ à des longueurs de 3 à 20 km de conduits pénétrables par kilomètre carré (de zone noyée, pas de bassin versant !). Ces valeurs semblent assez représentatives des réseaux karstiques de type "normal meteoric water" de FORD & WILLIAMS 1989.

4) Les réseaux d'écoulement sont souvent développés dans des plans correspondant aux joints de stratification (inclinés dans l'exemple étudié). Seules certaines parties assez bien localisées se développent vraiment en trois dimensions. Cette affirmation n'apparaît pas clairement sur les images présentées, mais elle est évidente devant l'écran de l'ordinateur. Cette constatation n'est pas valable pour les réseaux spéléologiques qui se développent réellement en trois dimensions.

5) La géométrie de la zone noyée (base et toit de l'aquifère, sommet de la zone noyée) fixe précisément les limites de l'extension possible du réseau karstique noyé. Cette affirmation peut paraître triviale, mais pour les extrapolations de la géométrie des réseaux, elle est fondamentale car elle permet de limiter spatialement les variantes possibles. Toute tentative d'évaluation de la géométrie d'un réseau d'écoulement karstique doit commencer par la délimitation aussi précise que possible de la géométrie de la zone noyée sur la base des données géologiques, spéléologiques et hydrogéologiques. C'est à partir de là que la réflexion (modèle) peut commencer. Dans l'exemple du nord du Lac de Thoun, l'hypothèse 1 de la phase 1440 (fig 3.15) n'a pu être formulée que lorsque la possibilité d'un passage des eaux dans la région de Leimern a été visualisée. Sans cela, cette hypothèse n'aurait jamais été formulée. Pour ce type de travail, la représentation tridimensionnelle est une aide très précieuse.

6) La fracturation influence clairement les directions des conduits (failles normales pour l'écoulement vers le NE et décrochements dextres pour les écoulements vers le SE). Les grandes failles kilométriques jouent plutôt des rôles de barrages que de drains, en particulier à cause des rejets importants qui décalent les calcaires de part et d'autre. Ce sont plutôt les accidents hectométriques qui influencent le plus les directions des conduits. L'exemple présenté montre clairement que la fracturation ne suffit pas à expliquer à elle seule la géométrie des réseaux et les directions d'écoulement, puisque dans un contexte comparable, tant la géométrie que les directions

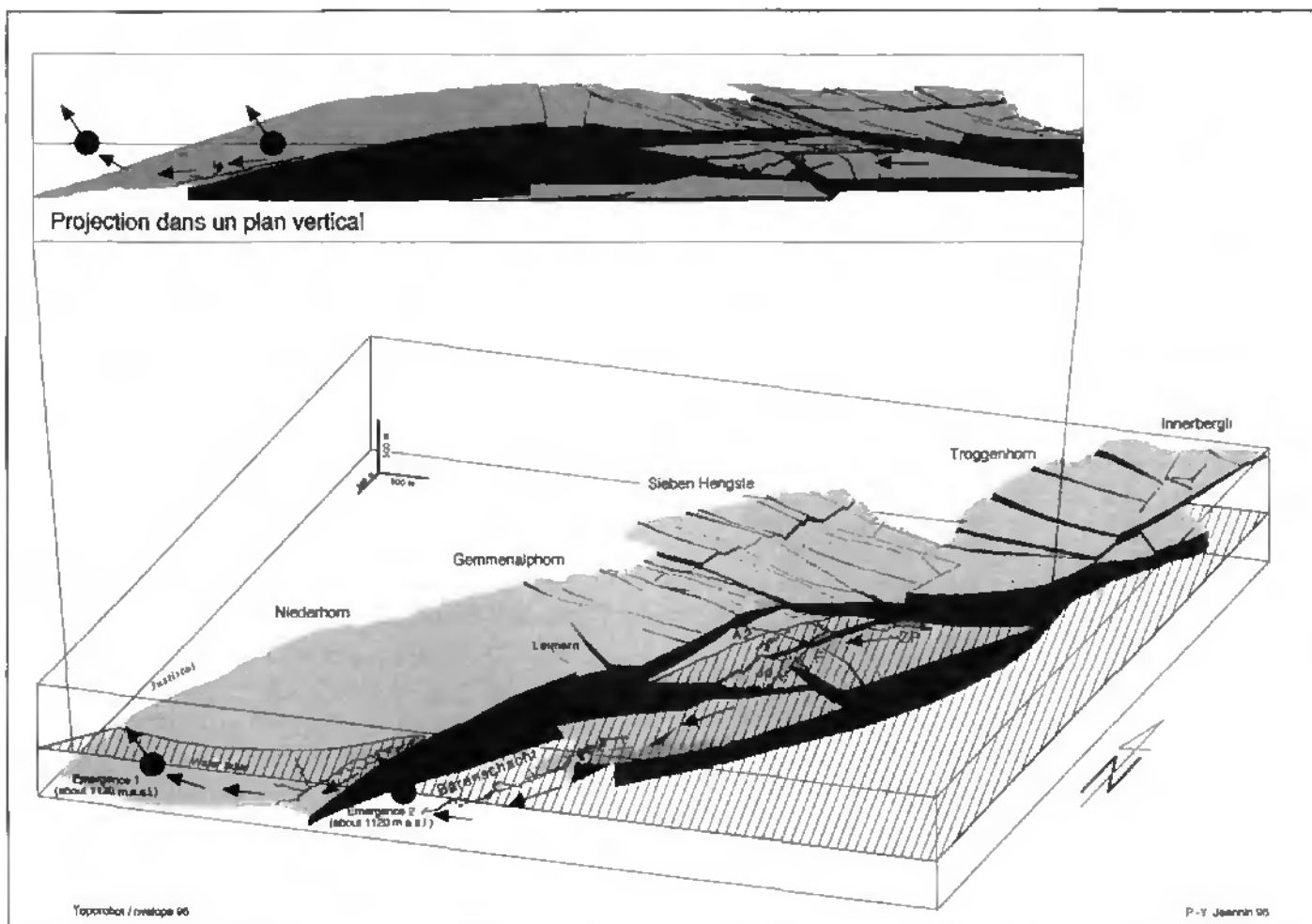


Figure 3.16 : Bloc diagramme et projection dans un plan vertical du réseau de conduits actifs pendant la phase 1120 (Beatushöhle - Joséphine) de la genèse du réseau spéléologique du nord du lac de Thoune. Le système d'écoulement de la Beatushöhle se sépare du reste du système.

d'écoulement ont fortement varié au cours du temps. La position de l'exutoire du système semble conditionner bien davantage l'allure des réseaux.

7) La densité de conduits verticaux reliant l'épikarst au réseau "basal" est de l'ordre de 10 à 100 conduits pénétrables (diamètre sup. à 1 m) par kilomètre carré. Les explorations détaillées de la surface des lapiés et des arrivées d'eau dans le système basal permettent d'évaluer à un ordre de grandeur de 1000 conduits/km² la densité de conduits d'un diamètre supérieur à 1 cm qui relient l'épikarst au réseau basal.

Remerciements

Chaque spéléologue explorant les grottes de la région a contribué à cette recherche : qu'il soit ici remercié. Nous tenons cependant à remercier plus particulièrement certains d'entre eux (par ordre alphabétique) :

Thomas Bitterli, infatigable observateur d'une rigueur impressionnante, qui n'a pas hésité à communiquer ses connaissances et observations et qui a contribué grandement à l'aperçu présenté ci-dessus.

Jacques Farine, étranger à la région qu'il connaît à peine. Les programmes qu'il a développés sur la Silicon Graphics lui permettent de la visiter sans se fatiguer (ce qui n'est pas tout à fait exact si l'on tient compte des heures qu'il a consacrées à son programme et à mes fantaisies de dernière minute !)

Luc Funcken, un des "cinglés" du Bärenschacht, qui, suite aux décès de Beat, Philippe et Tom a su retrouver de nouveaux équipiers pour descendre et ramener topographies et observations géologiques.

Philippe Häuselmann, arrivé plus récemment, mais qui a repris intégralement la topographie de la Beatushöhle et la prospection détaillée de plusieurs parties du massif. Il m'a fait bénéficier de ses connaissances et observations, en particulier concernant la Beatushöhle.

Martin Heller, un vieux routinier de la région et de l'informatique. C'est lui le pionnier de la représentation 3D des grottes puisqu'il y travaille depuis 1972. Sans lui et ses programmes, les vues présentées ne seraient tout simplement pas imaginables.

Alex Hof, archiviste rigoureux du "Réseau des Sieben Hengste" qui est le premier à avoir présenté des hypothèses générales sur la genèse de "son" réseau.

Tom Poucet, un autre "cingle" du Bärenschacht, qui commença des travaux analogues aux miens, mais que son décès précoce a empêché de mener à terme.

Philippe Rouiller, un troisième passionné du Bärenschacht, que je considère comme mon "maître" dans le domaine de la spéléologie et qui par son enthousiasme, son intérêt pour mes recherches et sa vitalité a contribué singulièrement à ces travaux.

Références citées

- AUDRA Ph. (1995) : Karst alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). – *Karstologia Mémoires No 5-1994*, 280 p.
- BECK P. (1911) : Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz (NF.)* 29.
- BITTERLI Th. (1988) : Das Karstsystem Sieben Hengste - Hohgant - Schrattefluh : Versuch einer Synthese. – *Stalactite 38 (1/2-1988)*, 10-22.
- BITTERLI Th. et al. (1990) : Réseau des Lausannois. – *Höhlenforschung im Gebiet Sieben Hengste - Hohgant No 2*, 2-65.
- BITTERLI Th. (à paraître) : Le B6.5 (lapias des Sieben Hengste, BE, Suisse). – *Höhlenforschung im Region Hohgant No 5*, en préparation.
- BREITSCHMID A. (1978) : Sedimentologische Untersuchungen in der Eocänen Hohgant-Serie nördlich von Interlaken. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 143-157.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W. (1989) : Karst Geomorphology and Hydrology. – *Unwin Hyman, London*, 601 p.
- GERBER M., BITTERLI Th., JEANNIN P.-Y. & MOREL Ph. (1994) : A2 - Loubenegg. – *Höhlenforschung im Region Hohgant (HRH)*, Heft 3/1994, 63 p.
- GIGON W. (1952) : Geologie des Habkerntales und des Quellgebiets der Grossen Emme. – *Verh. Naturf. Ges. Basel* 63, 1-1952, 49-136.
- HOF A. et al (1986) : Sieben Hengste : prospection et réseau. – *Höhlenforschung im Gebiet Sieben Hengste - Hohgant / explorations spéléologiques dans la région Sieben Hengste - Hohgant No 1*, 127 p.
- HOF A., ROUILLER Ph. & JEANNIN P.-Y. (1985) : Das Höhlensystem / Le Réseau. – *In : Explorations dans la région Sieben Hengste-Hohgant, No 0*, 107 p.
- JAMIER D. & SIMÉONI G. P. (1979) : Etude statistique de la distribution spatiale des éléments structuraux dans deux massifs des Alpes helvétiques, conséquences pour l'hydrogéologie karstique. – *Bull. centre d'hydrogéologie Univ. Neuchâtel No 3 (1979)*, 1-26.
- JEANNIN P.-Y. (1989) : Etude géologique de la région Burst - Sieben Hengste (Chaîne bordière helvétique, canton de Berne : Apports de l'étude des cavernes à la connaissance structurale et à la mise en évidence de phases tectoniques quaternaires. – *Mémoire de diplôme de géologie, Université de Neuchâtel*. 122 p.
- JEANNIN P.-Y. (1990) : Néotectonique dans le karst du nord du lac de Thoune (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 83/2, 323-342.
- JEANNIN P.-Y. (1991) : Mise en évidence d'importantes glaciations anciennes par l'étude des remplissages karstiques du Réseau des Sieben Hengste (Chaîne bordière helvétique). – *Eclogae geol. Helv.* 84/1, 207-221.
- KNUCHEL F. (1973) : Les cinq principaux essais de coloration de la région karstique situées au Nord des Lacs de Thoune et Brienz. – *Cavernes* 17 (3), 87-93.
- MAIRE R. (1990) : La haute montagne calcaire, Karsts, Cavités, Remplissages, Quaternaire, Paléoclimats. – *Karstologia-Mémoires No 3-1990*. 732 p.
- PALMER A. N. (1987) : Cave levels and their interpretation. – *The NSS Bulletin*, 49, 50-66.

3.3. Résumé de quelques approches possibles de la géométrie des réseaux de conduits karstiques et comparaison avec nos sites d'étude

Le réseau de conduits karstiques est à l'hydrogéologue du karst ce que le réseau hydrographique est à l'hydrologue de surface. La connaissance du réseau est fondamentale pour la gestion, la protection et le captage des eaux karstiques. Ce chapitre passe en revue les diverses approches possibles de l'analyse et de la modélisation de la géométrie des réseaux karstiques. Il devrait aider

les hydrogéologues à connaître les moyens (méthodes) qui peuvent faciliter le travail de prévision de la géométrie des réseaux, ou, du moins, ce chapitre permet de faire le point sur cette question. Les méthodes sont rassemblées en quatre groupes : les approches déterministes directes, indirectes, les approches statistiques et les approches fractales.

3.3.1. Approches déterministes directes: modèles de spéléogénèse

Introduction et historique

L'approche déterministe est certainement celle qui est la plus "explicative" et qui donnera à long terme les résultats les plus intéressants. C'est aussi la plus complexe puisqu'elle passe par une description détaillée de chaque mécanisme physique intervenant dans la réalité et, ceci en chaque point de l'espace. D'un point de vue pratique, cette méthode sera toujours difficile à mettre en oeuvre de par la nécessité de passer par la détermination exhaustive des paramètres physiques du milieu et des conditions aux limites.

La première publication proposant de coupler les aspects de l'écoulement à ceux du transport semble être celle de RHOADES & SINACORI (1941). KAYE (1957) démontra expérimentalement l'accélération de la dissolution de la calcite en fonction de la vitesse d'écoulement de l'eau (positive feedback). La première publication à coupler la cinétique de la dissolution de la calcite aux écoulements (laminaires) est celle de WEYL (1958). WHITE & LONGYEAR (1962) ont relevé le passage des écoulements d'un régime laminaire à un régime turbulent lorsque l'ouverture des fissures dépasse 5 à 10 mm. Ce passage représente un seuil (threshold) à partir duquel la vitesse de dissolution augmente énormément; ils nomment ce seuil "hydraulic jump".

La figure 3.17 présente le schéma le plus simple que l'on puisse imaginer du processus de karstification. Ce

schéma peut être commenté et complété par la description suivante du processus de karstification (d'après DREYBRODT 1988) :

La karstification est un processus lié à l'action de dissolution des calcaires par les eaux souterraines. Elle apparaît au moment où une circulation d'eau s'installe à travers la masse de calcaire, induisant une circulation à travers le système interconnecté des discontinuités primaires de la roche dont l'ouverture est de quelques dizaines de microns (ou plus).

La phase initiale de la karstification est mal connue car les observations directes y sont impossibles. Il est admis qu'un système initial de discontinuités existe, qui est progressivement élargi par une dissolution lente (écoulements très faibles et diffus), provoquant l'apparition progressive d'une perméabilité secondaire se développant de l'amont vers l'aval. Les écoulements dans ces fractures sont certainement laminaires (à cause la taille des fissures et des gradients supposés). Le premier cheminement dans lequel l'élargissement par dissolution atteint l'aval du système va soudain représenter un cheminement préférentiel des eaux à travers le massif (micro-conduit). Le flux hydraulique va y augmenter, élevant aussi le taux de dissolution. Sa conductivité hydraulique augmente alors, diminuant le gradient hydraulique, ce qui draine progressivement les autres fissures qui vont à leur tour former d'autres micro-conduits. Si les conditions sont favorables, ces micro-conduits vont évoluer

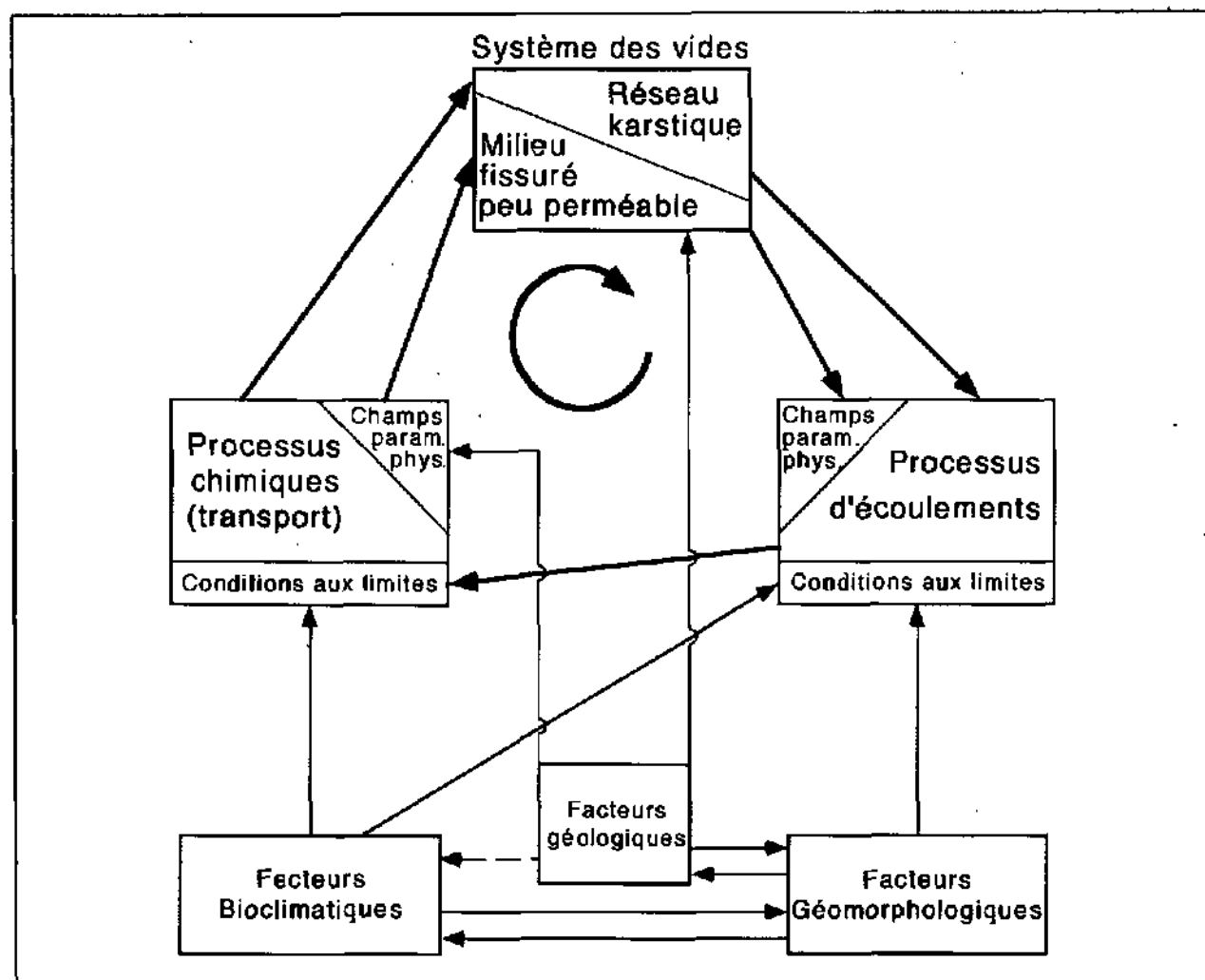


Figure 3.17 : Système "karstification" et ses sous-systèmes. Deux processus couplés conduisent à l'évolution du "système des vides" : les processus d'écoulement et les processus chimiques. Les processus d'écoulement dépendent des caractéristiques du système des vides et sont contrôlés par les facteurs bioclimatiques (infiltration) et géomorphologiques (position des exutoires principalement). La dissolution (processus chimique) est proportionnelle à la vitesse d'écoulement (processus d'écoulement), mais aussi contrôlée par la nature de la roche (facteur géologique) et les caractéristiques physico-chimiques des eaux infiltrées (facteur bioclimatique). Le système des vides évolue en fonction de la dissolution, occasionnant un agrandissement du "réseau karstique" par rapport à la partie fissurée peu perméable. Les processus d'écoulement et chimique contribuent à s'accélérer mutuellement, engendrant une "autocatalyse" (positive feedback) de développement des conduits.

jusqu'à former un réseau de conduits des quelques millimètres ou centimètres de diamètre dans lesquels un écoulement turbulent va s'installer. Le régime turbulent va accroître la vitesse de dissolution du calcaire pour deux raisons :

- 1) la turbulence des écoulements accélère le transfert des ions dissous entre la surface de la roche dissoute et la solution aqueuse;
- 2) le flux d'eau agressive dans le tube peut augmenter, donc le pouvoir de dissolution également.

A partir d'un certain diamètre de conduits, il y a donc apparition d'un véritable système de drainage qui va modifier la configuration des écoulements, et faciliter l'infiltration des eaux dans les calcaires. Progressivement

la proportion d'écoulements diffus diminue, alors que la perméabilité globale du massif augmente. L'évolution parallèle des deux parties (diffuses et des conduits) et leurs influences respectives aboutissent finalement à un stade mature de karstification (état d'équilibre par rapport aux flux hydrauliques qui traversent le système).

Notons que ce modèle conceptuel de la karstification est déjà compliqué car non linéaire (autorégulation), mais il pourrait être compliqué davantage par la prise en compte d'autres processus couplés, induisant d'autres non-linéarités dans le système (par exemple l'effet de la karstification sur la distribution des températures de l'eau, donc de la viscosité, comme le suggère WORTHINGTON 1991). Dans ce chapitre, nous nous limiterons à considérer le processus décrit précédemment.

Sur la base de ce modèle conceptuel, trois approches peuvent être distinguées :

1) "L'approche des physiciens" qui vise à décrire chaque processus par des lois physiques dans le but de quantifier la karstification (par exemple évaluer le temps nécessaire à former un réseau de conduits). Cette approche est déductive, elle utilise des modèles déterministes. La publication de WHITE & LONGYEAR (1962) représente le premier pas de cette approche qui a été poursuivie dans les années '70 principalement par White (WHITE 1977) et dès les années '80 par Dreybrodt (BUHMAN & DREYBRODT 1985a, b, DREYBRODT 1988, 1990, 1995). DREYBRODT (1988) est le premier à proposer un modèle mathématique de la karstification couplant les processus de transport et les processus hydrauliques. Son modèle est toutefois assez rudimentaire et plusieurs processus importants font encore l'objet de recherche actuellement. Sur le même principe, GROVES & HOWARD (1994a,b) et HOWARD & GROVES (1995) ont proposé un modèle mathématique plus sophistiqué, couplant les processus chimiques et hydrauliques. Nous en sommes maintenant à l'émergence des premiers modèles utilisant cette approche. Ils sont encore rudimentaires et souvent difficilement comparables à la réalité (voir également CLEMENS *et al.* 1996).

2) "L'approche des géographes" considère les réseaux de conduits réels comme une conséquence nécessaire des conditions hydrologiques et hydrogéologiques régionales. Cette approche est plutôt inductive, partant de l'analyse du résultat final pour remonter aux processus. Elle a été initiée principalement par Ford qui, au travers de plusieurs publications (Ford 1965, 1968, 1971, Ford & EWERS 1978, etc.), esquisse les relations entre la géométrie des réseaux de conduits, les paramètres géologiques (stratigraphie et structure) et le relief, ceci dans un cadre cohérent avec les processus de l'écoulement et du transport, qui ne sont introduits dans le modèle que de façon conceptuelle (modèle discursif). Plusieurs auteurs ont suivis cette approche, essayant de mettre en évidence les "contrôles" opérés par la lithologie, la structure géologique, le type de recharge, etc. (PALMER 1975, 1984, 1991 ou WHITE 1969, 1977, 1988).

3) "L'approche analogique" est une approche déterministe où le processus étudié est remplacé par un autre, analogue, plus facile à observer que la karstification des calcaires. Deux types principaux de modèles analogiques sont utilisés : les modèles électriques et les modèles en matériaux solubles (gypse ou sel).

Ces trois approches ne sont pas contradictoires, mais complémentaires, puisqu'elles étudient le même processus (karstification) par des moyens différents : l'une partant d'un modèle simple et le rendant de plus en plus complexe pour le rapprocher de l'image réelle, l'autre analysant l'image réelle en vue de la simplifier pour en

faire ressortir les processus essentiels, la troisième étudiant empiriquement un phénomène analogue, plus facile à observer. Chacune des approches peut bénéficier des résultats de l'autre, pour autant que leurs langages soient les mêmes. Certaines publications récentes tentent de mettre ces différentes approches en relation (PALMER 1991, DREYBRODT 1988, chapitre 8, HOWARD & GROVES 1995, WHITE 1988).

Approche déterministe des physiciens

Cette approche a été développée pour répondre à des questions telles que : Quelle est l'ouverture minimale des fractures et l'allure du champ des écoulements dans "l'aquifère fracturé initial" ? Quelle distance peut parcourir l'eau dans une fracture avant de perdre son pouvoir de dissolution nécessaire à élargir la fracture ? Combien de calcaire peut être dissous par un certain volume d'eau transitant dans une fracture ?

Seuls des modèles déterministes utilisant les processus du système chimique calcaire-eau-CO₂ couplés à la physique des écoulements dans les milieux fracturés et dans les conduits peuvent donner des réponses à ces questions.

Les phénomènes physiques peuvent être décrits à l'aide de l'équation différentielle généralisée de la dispersion :

$$\omega \frac{\partial C}{\partial t} + \bar{q} \nabla C + \text{div}(-D \nabla C) - Q_c = 0$$

advection dispersion source

avec

w :	porosité totale	[-]
C :	concentration	[kg·m ⁻³]
q :	flux de Darcy (vitesse filtration)	[m ³ ·s ⁻¹ ·m ⁻²]
D :	dispersion hydrodynamique	[m ² ·s ⁻¹]
Q_c :	terme de source	[kg·m ⁻³ ·s ⁻¹]

Le terme de source Q_c correspond à tous les processus de la dissolution des carbonates dans l'eau. La thermodynamique du système calcaire-eau-CO₂ ne suffit pas à décrire le terme Q_c . Les aspects cinétiques et le transport de masse en solution sont nécessaires pour estimer le temps qu'il faut à un système karstique pour se développer.

Le taux de dissolution (Q_c par unité de surface de contact) doit être fixé en considérant le taux le plus faible issu de trois mécanismes susceptibles de le limiter : cinétique, transfert de masse entre roche et eau et vitesse d'hydratation du CO₂. GROVES & HOWARD (1994) décrivent ces différents termes de la façon suivante.

L'équation décrivant la cinétique de la réaction est variable en fonction du taux de saturation de la solution; elle est de la forme :

$$\text{taux} = k_x \cdot (C/C_s)^{n_x}$$

avec

$n_x = 1$ si $C/C_s < 0.6$ ou 0.9 ;

$n_x = 4$ si $C/C_s > 0.6$ ou 0.9 ;

k = constante dépendant de la température et de la densité de la roche

Le taux lié au transfert de masse entre la surface de la roche et la solution est de la forme :

$$\text{taux} = h_x \cdot (Ca_{\text{surf}}^{2+} - Ca_{\text{sol}}^{2+})$$

avec Ca_{surf} = concentration en calcium dissous à la surface du minéral;

Ca_{sol} = concentration moyenne en calcium dans la section du conduit;

h_x = coefficient de convection donné dépendant du coefficient de diffusion du calcium, du nombre de Sherwood (c'est-à-dire de l'écoulement) et du diamètre du conduit.

Le taux lié à la vitesse d'hydratation du CO_2 est de la forme :

$$\text{taux} = k_{\text{CO}_2} \cdot [\text{CO}_2] \left(\frac{V}{A} \right)$$

avec k_{CO_2} = constante de dissolution du CO_2 gazeux dans l'eau;

$[\text{CO}_2]$ = concentration de CO_2 ;

V = volume de solution;

A = surface de contact entre eau et roche.

Ces calculs permettent de déterminer quel sera le taux de dissolution d'une fissure ou d'un conduit au cours du temps et donc, couplés à un modèle d'écoulement (laminaire et/ou turbulent), ils permettent de générer des réseaux karstiques. Le concept de longueur de pénétration dérivé de ces calculs permet de mieux comprendre intuitivement la relation entre le développement d'un réseau et la cinétique chimique (voir aussi DREYBRODT 1988, p. 230) : Si les conditions engendrent une dissolution très rapide de la calcite dans l'eau (cinétique très rapide), la saturation est atteinte très rapidement et la dissolution n'est possible qu'à la surface des massifs calcaires (faible longueur de pénétration). Si la calcite se dissout très lentement (cinétique très lente), l'eau restera agressive tout au long de son cheminement, les fractures s'élargiront de façon presque homogène et le temps de développement d'un système karstique serait alors extrêmement long (très grande longueur de pénétration).

Il convient donc de tenir compte dans le détail des aspects thermodynamiques, cinétiques et hydrauliques des écoulements dans le karst pour tenter de modéliser le processus de la karstification. La présentation la plus

complète de cette approche est proposée par DREYBRODT (1988, 1990) ou GROVES & HOWARD (1994a, b) et HOWARD & GROVES (1995). Le but de notre travail n'étant pas de résumer in extenso ces auteurs, le lecteur s'y référera.

RELATION FRACTURATION - KARSTIFICATION

A la base de toutes les approches, il est admis qu'au début de la karstification l'eau circule préférentiellement dans les discontinuités de la roche (diaclasses, failles, joints de stratification). DREYBRODT (1988, 1995) par exemple considère la fracturation des calcaires comme un des paramètres fondamentaux de la karstification. Il relève cependant que, par rapport aux joints de stratification, l'effet des fractures sur le développement des conduits varie en fonction des conditions locales et régionales. Cet auteur résume un certain nombre de travaux qui ont abordé la relation fracturation-karstification, pour en conclure qu'une relation existe, mais qu'elle varie considérablement d'un exemple à l'autre, passant d'un contrôle presque total par les fractures à un contrôle presque total par les joints de stratification. GROVES & HOWARD (1994b) présentent plusieurs simulations qui permettent d'évaluer l'effet joué par la fissuration (ouverture principalement). Quoiqu'il en soit, les discontinuités jouent un rôle majeur.

Relevons ici le fait surprenant que Dreybrodt présente la relation discontinuités-fracturation sans tenir compte explicitement de l'influence des gradients hydrauliques sur la karstification, bien qu'il considère cette relation dans ses modèles. Tant Groves & Howard que Dreybrodt utilisent des modèles 2D qui les incitent à oublier le rôle fondamental des joints de stratification qui garantissent une bonne connexité entre les discontinuités.

KIRALY (1969) présente la relation mathématique entre les mesures de fissuration (fréquence, orientation, ouverture) et le tenseur de perméabilité en résultant. Moyennant quelques hypothèses (fissures planes et continues, écoulement laminaire et isotrope dans les fissures), il obtient en admettant que l'écoulement se fait dans le plan des fissures :

$$[K] = \frac{g}{12\nu} \cdot \sum_{i=1}^N f_i \cdot d_i^3 \cdot [I - \bar{n}_i \otimes \bar{n}_i]$$

avec

f_i = fréquence moyenne de la famille i de fissures;

d_i = ouverture moyenne de la famille i de fissures;

$\bar{n}_i$ = normale moyenne de la famille i de fissures;

$[I]$ = matrice unité;

$g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$;

ν = viscosité cinématique de l'eau.

Si on admet que l'écoulement ne se fait qu'à l'intersection des fissures, on obtient :

$$[K] = \frac{g \cdot \pi}{128 \cdot v} \cdot \sum_{i=1}^N F_i \cdot D_i^4 \cdot [\bar{m}_i \otimes \bar{m}_i]$$

où

F_i = fréquence des intersections de fractures;

D_i = diamètre moyen des intersections;

$\bar{m}_i$ = orientation moyenne du faisceau.

Ces deux formules permettent en théorie de calculer en tout point un tenseur de perméabilité, anisotrope, qui, conjugué au gradient hydraulique, permet de calculer les directions d'écoulement. A partir de là, il est possible d'obtenir une idée des directions préférentielles de karstification.

Cette approche permet de faire un modèle très simple pour estimer les directions principales de karstification : le champ des perméabilités initial est dépendant de la distribution des discontinuités (fréquence et ouverture); les conditions aux limites (surtout la position de l'exutoire) et le champ de perméabilité règlent les gradients hydrauliques. En estimant ces paramètres (gradients hydrauliques et discontinuités initiales), on peut raisonnablement faire l'hypothèse que les directions privilégiées de karstification seront les directions d'écoulement initial préférentiel, c'est-à-dire les directions d'intersection des discontinuités qui sont les plus parallèles au gradient hydraulique.

Cette approche a été testée sur de nombreux sites (KIRALY 1968; Kiraly, MATHEY & TRIPET 1971; KIRALY & SIMÉONI 1971; JAMIER & SIMÉONI 1979; ERASO & HERRERO 1986; ROSSIER 1984, JAMIER & SIMÉONI 1979, etc.). Comme pour les exemples présentés par Dreybrodt, elle donne des résultats variables d'un terrain à l'autre. Ce type d'approche est généralement confronté à deux difficultés majeures : 1) les gradients hydrauliques ne sont pas toujours faciles à déterminer et les auteurs ont tendance à admettre que les réseaux karstiques fossiles observés sur leurs terrains d'étude se sont formés sous l'influence de gradients hydrauliques identiques aux gradients actuels, ce qui n'était pas toujours vrai; 2) l'ouverture initiale des fissures est pratiquement impossible à estimer et quand on sait qu'elle intervient à la puissance trois ou quatre (selon le modèle) dans la relation, on peut se poser la question de l'utilité de mesurer précisément la fréquence des discontinuités sans en mesurer l'ouverture.

Les terrains utilisés dans le présent travail ont l'avantage de présenter des réseaux karstiques très développés, et dans le cas des Sieben Hengste, une genèse bien connue. Ces sites sont donc favorables à des comparaisons entre discontinuités et directions de karstification.

Les premières études comparatives sur ces terrains (Nord du Lac de Thoune et Milandre) remontent aux années

'70. Des études de la fissuration (mesures des densités de fissuration et de linéaments) y ont été effectuées (KIRALY, MATHEY & TRIPET 1971; JAMIER & SIMÉONI 1979) et comparées aux directions des conduits des réseaux spéléologiques. Une corrélation entre ces deux paramètres a été mise en évidence.

Au nord du Lac de Thoune, les observations plus récentes sur les champs de fissuration n'ont pas apporté de changements fondamentaux aux connaissances des années '70; par contre la longueur topographiée du réseau spéléologique a passé de quelques kilomètres en 1973, à plus de 220 actuellement. La genèse du réseau spéléologique présentée au § 3.2. montre clairement la rotation du gradient hydraulique régional dans la région des Sieben Hengste suite aux variations de la position des points d'exutoire. La comparaison entre les directions des conduits karstiques fossiles d'une part et la projection du gradient hydraulique actuel sur les discontinuités principales du massif d'autre part doit donc être faite avec prudence. JAMIER & SIMÉONI (1979) comparent directement l'ensemble du réseau spéléologique reconnu (en 1973!) aux directions préférentielles d'écoulement estimées d'après la fracturation et leur connaissance du gradient hydraulique local. La direction principale de karstification est compatible avec le gradient actuel, cependant, la deuxième direction principale de karstification est dirigée vers le NE, c'est-à-dire perpendiculairement au gradient hydraulique (la projection du gradient selon cette direction est nulle, c'est-à-dire que selon le modèle, aucune karstification ne devrait s'y développer). En fait, comme une bonne partie du réseau spéléologique s'est formé selon un gradient dirigé vers le NE (perpendiculaire au gradient actuel) cet exemple n'est pas contradictoire avec le modèle, mais simplement il démontre les difficultés d'observations des paramètres réellement comparables à ceux du modèle.

Dans la région des Sieben Hengste toujours, JEANNIN (1989) a montré la validité de ce modèle à partir d'études détaillées de la fracturation (observée en surface et dans les cavités), des directions des conduits karstiques et des gradients hydrauliques.

Dans la région de Milandre, les travaux de KIRALY, MATHEY & TRIPET (1971) avaient également montré une bonne adéquation entre le modèle et le réseau spéléologique. Aucune contradiction n'apparaît sur ce terrain car le réseau correspond dans ce cas essentiellement au réseau actif actuellement et le gradient hydraulique régional n'a pas changé notablement de direction pendant la formation du réseau spéléologique analysé.

Il ressort de ces deux exemples que qualitativement le modèle simple proposé est correct. Il est applicable pour estimer les directions des conduits karstiques actifs actuellement (réseau d'écoulement actuel) moyennant de

pouvoir estimer avec une certaine fiabilité le gradient hydraulique et les directions des familles de discontinuités du milieu. Une application quantitative de cette approche n'est guère envisageable pour au moins deux raisons : 1) les incertitudes sur les valeurs des paramètres hydrauliques des discontinuités, en particulier sur l'ouverture, sont très grandes; 2) le développement des conduits à partir de l'exutoire du système modifie les champs d'écoulements au cours de la karstification, ainsi les conduits à l'amont du système se développent selon un champ d'écoulement différent de celui qui prévalait lors de la formation des conduits précédemment formés à l'aval du système.

Pour terminer, il faut relever que cette approche "discontinuités-karstification" se limite à prévoir les directions principales de karstification par rapport à la direction générale de l'écoulement. Elle ne permet pas d'approcher la structure des réseaux karstiques (type de réseau, position des galeries, diamètre, tortuosité). Seuls des modèles numériques peuvent en théorie calculer complètement la géométrie d'un réseau en fonction des champs des paramètres physiques et des conditions aux limites.

MODÈLES NUMÉRIQUES DE SPÉLÉOGENÈSE

Le seul moyen d'obtenir des images complètes de la genèse des réseaux karstiques est d'utiliser des modèles de genèse des réseaux karstiques. Au stade actuel, même les modèles les plus récents (HOWARD & GROVES 1995, CLEMENS *et al.* 1996) sont encore assez loin de fournir des images vraiment comparables à des réseaux réels (figure 3.18). Il faudra encore une bonne dizaine d'années avant de parvenir à simuler de façon couplée l'ensemble des processus de la dissolution des calcaires (thermodynamique et cinétique) ainsi que l'ensemble des phénomènes hydrauliques (écoulements turbulents ou laminaires), tout ceci en trois dimensions. Des simplifications sont donc envisagées en fonction des problèmes à résoudre. Pour le géomorphologue, il est important de donner des ordres de grandeur aux vitesses de karstification alors que pour l'hydrogéologue, c'est plutôt les caractéristiques géométriques actuelles des réseaux karstiques qui sont importantes. Le premier choisira donc une approche qui simplifie les aspects géométriques (modèles 1 ou 2D) pour lui permettre de résoudre les aspects temporels, le second simplifiera les aspects temporels pour tenter de résoudre mieux les aspects spatiaux (modèle 3D avec un modèle cinétique simplifié). Les deux aspects sont cependant étroitement liés et les simplifications doivent être choisies en fonction des mêmes théories dans les deux cas.

Quelques enseignements intéressants peuvent d'ores et déjà être tirés des modèles de spéleogénèse existants.

GROVES & HOWARD (1994) calculent les conditions minimales nécessaires au démarrage du processus auto-régulateur de la karstification. Pour des conditions de gradient, de dimensions de bassins versants et de pression partielle de CO₂ raisonnables dans des karsts classiques, la karstification ne peut débuter que dans des fissures initiales d'un diamètre supérieur à 0.1 mm (autrement le processus ferait plusieurs millions d'années pour s'initier). La karstification démarre par contre très facilement dès que l'ouverture dépasse 0.5 mm. Comme généralement l'ouverture des fractures les plus ouvertes dépasse ces valeurs, il y a sélection, en fonction de leur ouverture, des fractures qui se karstifient par rapport à celles qui n'évoluent presque pas. DREYBRODT (1988), selon le même principe, donne des valeurs d'ouverture minimale environ 5 fois plus faibles ($4 \cdot 10^{-2}$ mm).

Pour une fracture de 0.1 mm d'ouverture initiale (longueur de 200 m), DREYBRODT (1988) calcule un temps de 3 à 5000 ans pour que la fracture atteigne une ouverture de 10 cm. GROVES & HOWARD (1994) obtiennent des temps au moins dix fois plus longs. DREYBRODT (1995) donne également des temps de l'ordre de 30'000 ans pour qu'une fracture de 0.2 mm d'ouverture initiale ($l=100$ m, $i=0.1$) passe à un diamètre de quelques centimètres. Le modèle de Dreybrodt calcule la dissolution sur les parois de fissures (deux plans parallèles, flux proportionnels au cube de l'ouverture), Groves & Howard font leurs calculs pour des tuyaux (cylindres, flux proportionnels à la puissance 4 de l'ouverture). Pour des ouvertures initiales de 1 mm, GROVES & HOWARD (1994b) ont des durées des quelques milliers d'années avant d'atteindre l'apparition d'écoulements turbulents. A partir de l'apparition d'un régime turbulent, DREYBRODT (1995) donne un taux d'ouverture $\pm$ constant de 0.3 m/1000 ans.

Dans les régions tectoniquement perturbées, comme la Suisse, il existe toujours beaucoup de discontinuités dont les ouvertures atteignent facilement le mm. Sous de telles conditions, quel que soit le modèle (Groves & Howard ou Dreybrodt), le processus de karstification se développe extrêmement rapidement (quelques milliers d'années sont suffisants pour obtenir des conduits de taille métrique). Cette observation permet de penser que, dans le contexte alpin, le développement d'un réseau d'écoulement est très rapide et correspond à des conditions (champs de perméabilités initiales et conditions aux limites) qu'il est raisonnable de considérer comme constantes. Cette déduction, faite à partir des modèles, justifie l'impression de phases discrètes de la genèse du réseau du nord du Lac de Thoun (§3.2).

Les modèles montrent également que la géométrie générale du réseau n'est pas toujours acquise au départ du processus. Dans le cas d'une recharge concentrée et si les conditions aux limites ne changent pas, la géométrie

reste la même au cours de toute la karstification. Dans d'autres cas, particulièrement si les infiltrations sont réparties spatialement sur le modèle, la géométrie finale du réseau peut différer considérablement de la géométrie initiale du champ des écoulements. La géométrie finale est acquise très tôt dans l'évolution du système, elle peut toutefois être encore modifiée pendant la phase d'écoulements turbulents qui tend à faciliter le développement de réseaux anastomosés (HOWARD & GROVES 1995). Cette observation montre les limites de l'approche "simpliste" proposée au § précédent, c'est-à-dire de considérer uniquement le champ initial des écoulements et les conditions aux limites initiales pour définir les directions préférentielles de karstification.

GROVES & HOWARD (1994b) limitent le flux hydraulique traversant leur modèle, c'est-à-dire qu'il admettent qu'il n'y a pas une infinité d'eau qui peut recharger le système, et qu'à partir d'un certain moment, les gradients hydrauliques diminuent. Ceci a deux effets importants : 1) la vitesse d'élargissement des conduits diminue considérablement à partir de cette limite; 2) suite à la diminution des gradients hydrauliques dans les conduits, les cheminements depuis tous les points d'infiltration qui ne sont pas encore élargis s'agrandissent rapidement en direction des premiers cheminements élargis. Ceci conduit à un réseau avec une structure dendritique.

Les modèles en écoulement laminaire conduisent à la formation de réseaux dendritiques, mais pratiquement pas à des réseaux anastomosés ou maillés. Quelques simulations ont conduit à la formation de zones labyrinthiques d'extension limitée, généralement dans la partie aval des modèles. L'apparition d'écoulements turbulents semble considérablement augmenter la tendance à former des zones labyrinthiques, particulièrement si le réseau de discontinuités initial présente en moyenne de grandes ouvertures (>4 mm), et/ou si les gradients hydrauliques sont élevés (recharges importantes ou très concentrées). Des zones anastomosées peuvent ainsi se développer pour court-circuiter un rétrécissement ou un éboulement (élévation locale des gradients), ce qui est conforme aux observations de terrain de PALMER (1975) et à l'exemple du labyrinthe du K2 présenté en couverture de ce mémoire. Ce développement tardif de zones labyrinthiques avec l'apparition d'écoulements turbulents serait dû à deux facteurs principaux (HOWARD & GROVES 1995) :

- 1) La longueur de pénétration des eaux non saturées en calcite est grande en régime turbulent (écoulement rapide), ce qui permet à des eaux agressives de s'infiltrer dans les discontinuités adjacentes au conduit principal, et permet donc le développement rapide de conduits annexes;
- 2) La charge hydraulique augmente vers l'amont du conduit plus rapidement en régime turbulent que laminaire.

Ceci implique que la proportion des pertes de charge entre un conduit principal en écoulement turbulent et un conduit latéral en écoulement laminaire change quelque peu en faveur du conduit latéral, pouvant ainsi favoriser son développement.

La figure 3.18 montre quelques exemples tirés de GROVES & HOWARD (1994b) et HOWARD & GROVES (1995). Il faut relever que le paramètre essentiel qui conduit au développement de réseaux labyrinthiques semble être l'ouverture initiale des conduits. Avec des ouvertures de 1 cm (écoulement turbulent), les réseaux sont très labyrinthiques, avec des ouvertures de 1 mm (écoulement laminaire), il ne le sont pratiquement pas. Les cas présentés par HOWARD & GROVES (1995) pour les écoulements turbulents ne sont cependant pas directement comparables aux cas présentés pour les écoulements laminaires (GROVES & HOWARD 1994b). La distribution initiale des ouvertures dans le cas turbulent est admise homogène sur tout le modèle avec une valeur de 1 cm pour obtenir des réseaux labyrinthiques; est-il raisonnable par rapport à des cas réels d'admettre des ouvertures de 1 cm dans toutes les discontinuités du modèle (ce qui correspond à une perméabilité globale initiale de l'ordre de 10^{-4} m/s pour le modèle considéré) ? Il faut cependant noter que la tendance des écoulements turbulents à rendre les réseaux plus labyrinthiques est démontrée par ces modèles.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION SUR LES MODÈLES NUMÉRIQUES

Il ressort de ces modèles que les réseaux d'écoulement, dans un contexte alpin, se forment rapidement (quelques milliers d'années) et sous des conditions (champs physiques sans dissolution et conditions aux limites) approximativement constantes. Leur géométrie est déterminée très tôt pendant le processus de karstification (phase où les écoulements sont encore laminaires), elle dépend fortement de la distribution initiale des ouvertures des discontinuités. Elle n'est cependant pas déterminée complètement par les conditions initiales (système d'écoulement initial), particulièrement dans le cas où les infiltrations sont réparties spatialement. Les réseaux ont naturellement tendance à devenir dendritiques. Dès que le diamètre des conduits devient important, la vitesse de croissance diminue considérablement et tend à se stabiliser vers un équilibre qui dépend essentiellement des débits (et autres paramètres bioclimatiques) qui transitent à travers le système. Cet état d'équilibre est modulé par les variations climatiques saisonnières (et autres variations). Dès l'équilibre atteint, la géométrie du réseau évolue probablement très peu. Seul un changement important des conditions aux limites (p. ex. surcreusement d'une vallée) ou du champ des paramètres physiques (par

Effet de l'ouverture initiale

$r_{\text{initial}} = 1 \text{ mm}$

$t=0$

$\Delta h = 0.2 \text{ m}$

$Q = 2.83 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$

$r = 1 \text{ mm}$

Turbulent

$\Delta h = \text{const.}$

$t = 1800 \text{ ans}$

$\Delta h = 0.2 \text{ m}$

$Q = 5.64 \text{ m}^3/\text{s}$

$r_{\text{max}} = 2.04 \text{ m}$

Turbulent

$t = 2'359 \text{ ans}$

$\Delta h = \text{variable}$

$Q = \text{max. } 0.06 \text{ m}^3/\text{s}$

$r_{\text{max}} = 1.99 \text{ m}$

Turbulent

$r_{\text{initial}} = 10 \text{ mm}$

$t'=0$

$\Delta h = 0.2 \text{ m}$

$Q = 2.83 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$

$r_{\text{max}} = 10 \text{ mm}$

Turbulent

$Q = \text{limité}$

$t' = 7'131 \text{ ans}$

$\Delta h = \text{variable}$

$Q = \text{max. } 0.06 \text{ m}^3/\text{s}$

$r_{\text{max}} = 2.45 \text{ m}$

Turbulent

Figure 3.18 : Exemples de réseaux générés par le modèle déterministe le GROVES & HOWARD (1984a,b). L'écoulement se fait de gauche à droite à travers le modèle.

exemple mouvements tectoniques) engendre une réorganisation du système d'écoulement, donc la formation d'un nouveau réseau d'écoulement. Notons que l'exemple du nord du Lac de Thonne (§3.2) confirme l'adéquation d'une bonne partie de ces résultats généraux avec la réalité.

Deux remarques pour conclure :

Les fissures présentes dans les "volumes peu perméables" sont généralement en cours de karstification, c'est-à-dire qu'elles ont déjà subi un élargissement par dissolution, mais le "hydraulic jump" (écoulement turbulent) n'y est pas encore atteint. Pour autant que la recharge y soit suffisante, elles se développeront progressivement en conduits et la taille des volumes peu perméables va donc diminuer au cours de la karstification. Le fait que ces fissures soient au début de leur karstification, c'est-à-dire qu'elles sont déjà quelque peu élargies par la dissolution, peut expliquer pourquoi les perméabilités dans les parties "fissurées" des aquifères karstiques sont nettement plus élevées que celles des roches cristallines, où la dissolution est nettement plus faible.

Les mesures de potentiel hydraulique dans des forages en milieu calcaire, telles que celles présentées au chapitre 2, sont non seulement importantes d'un point de vue purement hydraulique (cf. chapitre 2), mais également par rapport à la genèse des réseaux karstiques car elles donnent les ordres de grandeur des gradients qui existent dans les parties fissurées où règnent des écoulements laminaires, comparables à ceux des stades initiaux de la karstification. Les mesures effectuées à Bure et au Hölloch montrent que des gradients de plusieurs dizaines de ‰ sont fréquents entre les volumes peu perméables et les conduits karstiques.

Approche déterministe des géographes (conceptuelle)

Le concept fondamental à la base de l'approche des géographes est que c'est le cheminement le plus "facile" (avec la perte de charge minimum) à travers le réseau de discontinuités de la roche (joints, fractures, etc.) qui est appelé à se développer. Ce cheminement n'est géné-

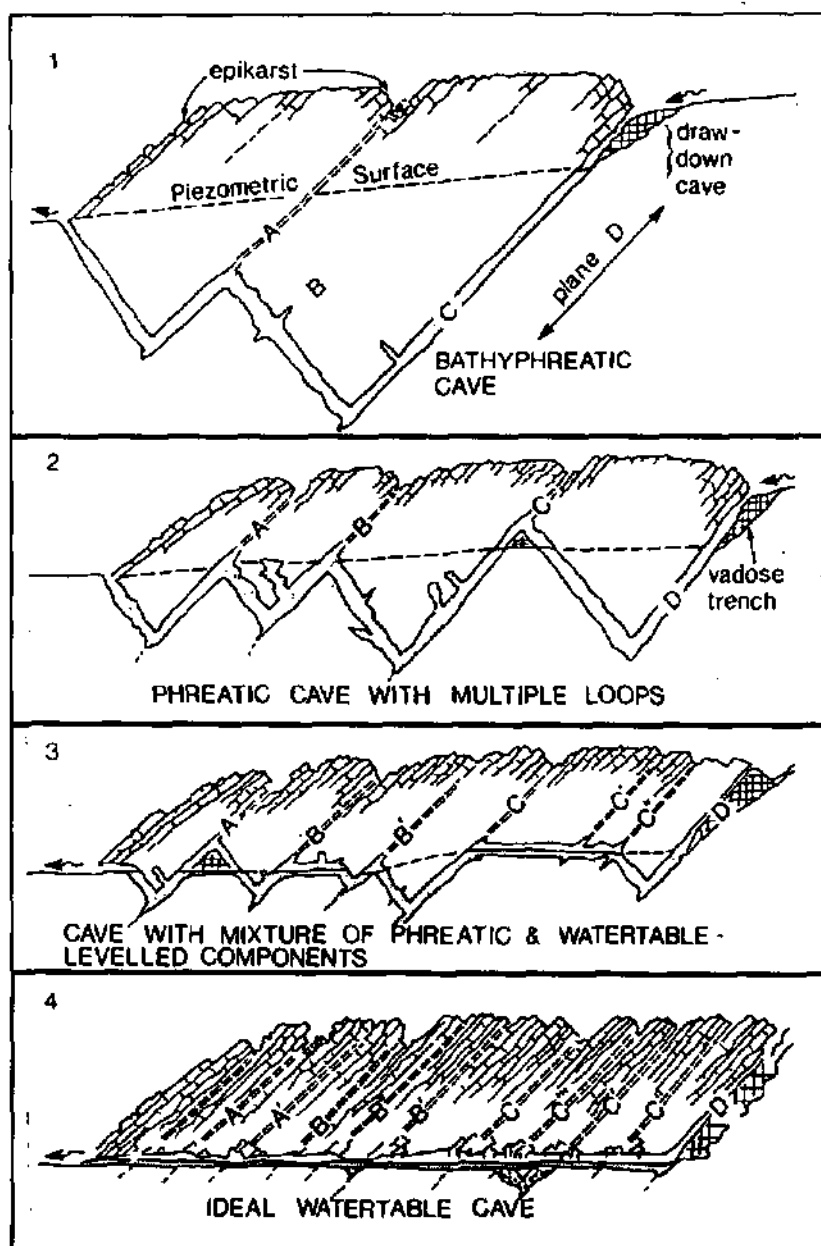


Figure 3.19 : Le "Four state Model" de FORD & EWERS (1978).

ralement pas rectiligne mais dépend du champ des perméabilités. A partir de ce principe, FORD & EWERS (1978) ont classés les réseaux karstiques selon 4 "états" (en Anglais "State") dépendant, dans leur classification, principalement d'un seul facteur géologique : la densité des discontinuités.

La figure 3.19 présente cette classification.

L'état 1 (bathypnéatique) apparaît si la densité de fracturation est très faible et l'épaisseur de l'aquifère suffisante. Elle dépend de la taille du bassin versant.

L'état 2 (phréatique profond) apparaît si la densité de fracturation est faible, mais suffisante pour que plusieurs discontinuités soient utilisées, donnant naissance à des boucles phréatiques qui peuvent remonter jusqu'à la surface libre. La surface de la nappe dans ce modèle

est fixée par le réseau lui-même ou éventuellement par des conditions extérieures, ce qui est conforme aux modèles des physiciens. L'amplitude des boucles est typiquement de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de profondeur. Le Hölloch est cité comme exemple-type de ces systèmes.

L'état 3 (phréatique superficiel) apparaît lorsque la densité des discontinuités est suffisante pour que les boucles soient de taille métrique, c'est-à-dire que la majorité d'entre elles ne soient pas remplies en basses eaux.

L'état 4 apparaît (grottes vadoses, rivières souterraines) lorsque la densité de fracturation est suffisante pour que les conduits se développent à la surface de la zone noyée, où la dissolution est la plus forte. Les pertes de charges sont partout suffisamment faibles pour que l'écoulement reste libre. Si des boucles phréatiques existent, elles sont rapidement comblées.

Les variations régionales du niveau de base occasionnent fréquemment des changements dans la morphologie des galeries (surcreusement en écoulement libre de galeries phréatiques ou inversement noyage de galeries vadoses).

Les auteurs donnent à leur modèle une dimension temporelle (stade 1 = réseau jeune, stade 4 = réseau mature) car ils relèvent que la fracturation et la dissolution lente des petites fissures tend naturellement à augmenter la "densité de la fissuration". Il observent également que les eaux ont naturellement tendance à surcreuser les sommets des boucles avec l'apparition d'écoulements libres ainsi qu'à remonter le plafond du fond des boucles à cause de la sédimentation qui en diminue la sections (processus paragénetique de RENAULT 1967), rendant les gros conduits de plus en plus proches du sommet de la zone noyée.

L'exemple du karst du nord du Lac de Thoun, présenté au § 3.2 montre clairement que la profondeur des boucles ("loops") peut être de plusieurs centaines de mètres, même dans un contexte alpin où la fracturation est intense et assez ouverte. La comparaison des concepts schématiques du modèle avec les images du réseau n'est pas évidente; la relation entre la profondeur des boucles et la fracturation est remise en question par les observations, de même que la dimension temporelle du modèle. En milieu alpin, les niveaux de base descendent considérablement au cours du temps, par conséquent, à chaque chute, un réseau presque complètement nouveau se forme. Le "Four State Model" tel qu'il est présenté, ne s'applique donc que très mal aux karsts alpins. Il correspond certainement beaucoup mieux au cas de Milandre où le niveau de base est peu descendu, et où les écoulements sont restés orientés dans la même direction au cours de l'évolution du système. Selon cette classification et d'après la morphologie des cavités, la rivière souterraine de Milandre est un exemple du stade 4. Le cas du Hölloch est proche de celui du nord du Lac de

Thoun, mais au cours du temps, les directions d'écoulement ont moins varié, même si les niveaux ont changé tout autant.

Il faut rappeler ici que ce modèle a été élaboré à partir des observations effectuées dans les cavités des Mendips Hills près de Bristol (GB), c'est-à-dire dans un contexte plus proche de celui de Milandre que des Sieben Hengste. Le modèle considère comme prépondérant l'effet des discontinuités des calcaires, et dans une moindre mesure les effets des conditions aux limites. Il décrit assez correctement la réalité dans les cas où les conditions aux limites n'ont effectivement pas trop varié, mais dans les autres cas, il ne peut pas être utilisé. Ce modèle est certainement trop restrictif (4 cas) pour décrire l'ensemble des réseaux karstiques (s. s.). C'est pourquoi les détracteurs sont assez nombreux, argumentant que tel ou tel réseau karstique ne correspond pas au modèle.

D'autres études ont donc été faites pour mettre en évidence le rôle des autres paramètres : lithologie, type de recharge, structure géologique à plus large échelle (plis, failles), types de conditions aux limites, etc.

Les auteurs relèvent que dans les régions très plissées, la plupart des grottes se développent plutôt parallèlement aux axes des plis, alors que dans les régions moins plissées, les réseaux sont souvent plus étendus et plus complexes. Ce type d'observation est certainement à rattacher aux conditions aux limites dans les régions plissées, qui favorisent naturellement les écoulements longitudinaux (p. ex. l'existence de cluses).

PALMER (1984) établit une relation entre le type de recharge (concentrée ou diffuse) et la géométrie des réseaux (figure 3.20). Les recharges concentrées induisent surtout des galeries uniques, alors que les recharges diffuses conduisent à des systèmes plus arborescents dont les dolines forment l'extrémité amont.

Lorsque les calcaires sont recouverts par des grès peu épais, ces derniers rassemblent les eaux en subsurface et celles-ci s'infiltrant dans les calcaires par des puits verticaux conduisant directement au réseau de conduits. L'aspect est aussi dendritique, mais le rôle collecteur des dolines est remplacé par celui des grès.

Les conditions d'infiltrations influencent donc certainement la géométrie des réseaux et les observations dans le système du nord du Lac de Thoun confirment cette hypothèse : la densité de puits reconnus à proximité des zones lapiazés (calcaires dénudés) est très élevée par opposition aux quelques cheminées, souvent de gros diamètres, trouvées sous les grès.

Palmer observe que des secteurs de réseaux sont fréquemment anastomosés. Il interprète ceci comme le résultat de l'infiltration des eaux dans toutes les discontinuités de roche pendant les périodes de hautes eaux. Ces anastomoses présentent souvent des cupules de dissolu-

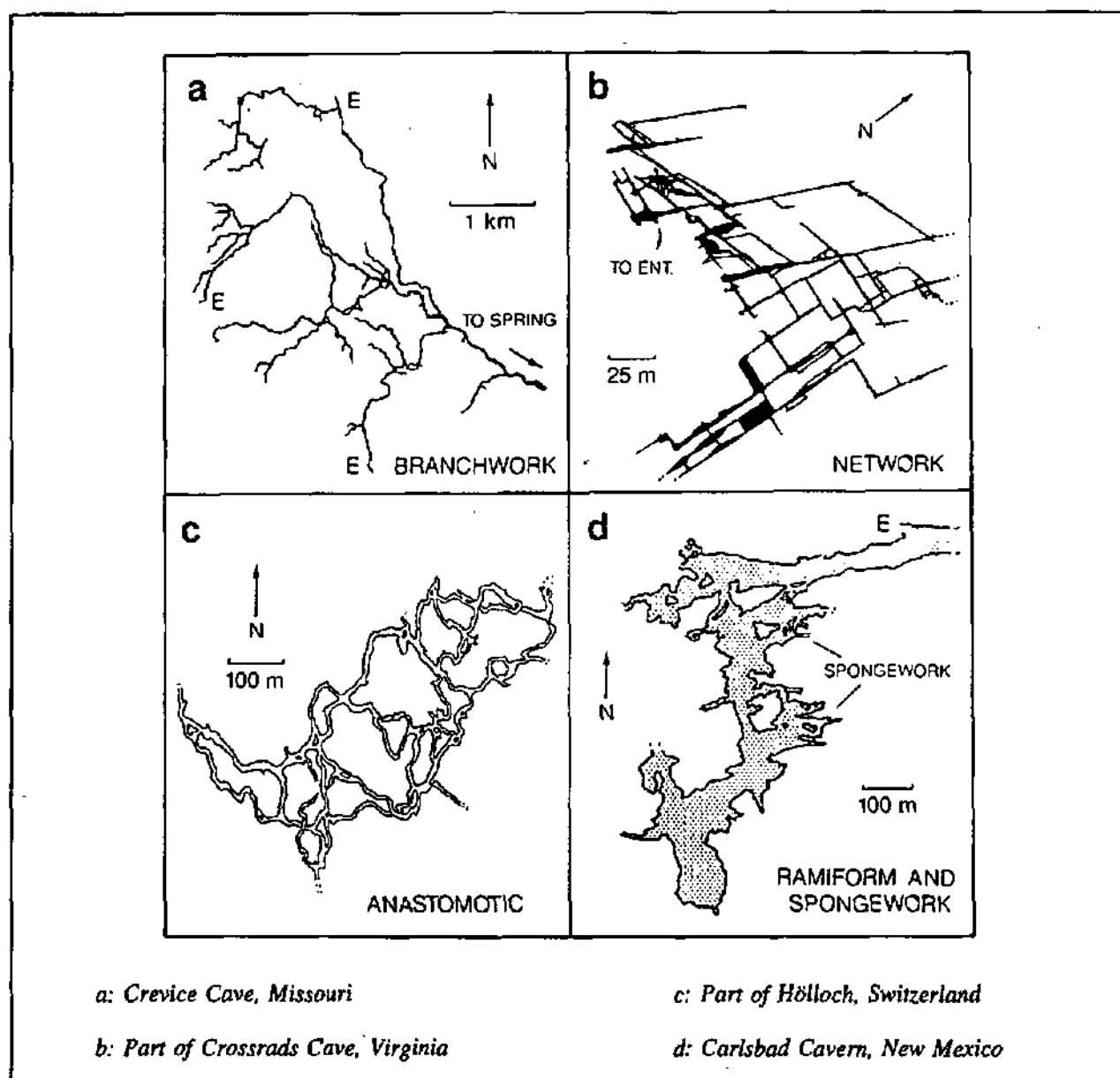


Figure 3.20 : Types de géométrie des réseaux karstiques (tiré de PALMER 1991). Les réseaux sont généralement du type "Branchwork". Le type "network" est associé à une infiltration diffuse et lente, le type "anastomotic" à des recharges très concentrées ou à des zones de mise en charge à l'amont de "barrages naturels" et le type "ramiform" à des karsts hypogéniques.

tion indiquant des vitesses d'écoulement élevées. Ces zones anastomosées apparaissent surtout en aval de points de recharge concentrées où les variations de débit sont considérables entre basses et hautes eaux et en amont de zones éboulées ou étroites qui favorisent les phénomènes de mise en charge. Le labyrinthe du K2 (page de couverture) se trouve dans une zone de mise en charge liée à la faille de Sundlaenen qui bloque les écoulements vers l'aval. Ceci confirme les hypothèses de Palmer.

Les facteurs lithologiques ont aussi été investigués. Par exemple, en fonction de la texture des calcaires, leur réactivité chimique peut varier considérablement; en fonction de leur composition, leur résistance mécanique varie également. Les rôles respectifs de ces paramètres (et d'autres) est difficile à évaluer sur la base des obser-

vations disponibles dans les réseaux connus. Il a été montré, dans des contextes particuliers que les conduits se développent préférentiellement dans certains étages stratigraphiques (certaines lithologies). Les études les plus marquantes dans ce domaine sont probablement celles de RAUCH & WHITE (1970).

Le rôle de la lithologie sur la géométrie du réseau du nord du Lac de Thoun n'a pas été investiguée de façon détaillée; elle y joue cependant un rôle secondaire par rapport aux conditions aux limites et aux discontinuités.

Enfin, PALMER (1975) relève encore le cas particulier de réseaux très denses qui se développent dans des niveaux calcaires peu épais, pris en sandwich entre deux couches poreuses de perméabilité moyenne. Dans ce cas la recharge est complètement diffuse et le reste longtemps,

engendrant l'élargissement simultané mais lent de presque toutes les fractures. Ce cas n'est pas illustré sur nos sites.

Approches analogiques

Chronologiquement, la démarche a été d'abord expérimentale (modèles analogiques), qui, par induction, a mené à des modèles conceptuels (EWERS 1982). DREYBRODT (1988) utilise les résultats expérimentaux des modèles analogiques et les modèles conceptuels qui en découlent pour contrôler expérimentalement les modèles théoriques qu'il élabore. L'approche analogique est donc à considérer comme une approche déterministe où le processus étudié est remplacé par un autre, analogue, plus facile à observer que la karstification des calcaires. Ces modèles

offrent l'immense avantage de pouvoir investiguer assez facilement différents types de conditions aux limites et de champs de perméabilités initiales.

Ce type d'approche a été étonnamment peu exploré puisque seuls deux noms peuvent, à notre connaissance, y être associés : Bedinger et Ewers. Deux types principaux de modèles analogiques ont été utilisés : les modèles électriques et les modèles en matériaux solubles (gypse ou sel).

LES PREMIERS PAS

BEDINGER (1966) présente un modèle électrique qui simule grossièrement la formation des cavernes. Un réseau de résistances électriques d'une centaine de mailles, carrées, schématise un massif calcaire en coupe avec des joints de stratification (résistances horizontales) et des fractures (résistances verticales). La base du modèle est formée d'une couche isolante (imperméable). La source est définie par un point à tension imposée (potentiel) qui schématise une source émergeant en bordure d'une rivière dans une vallée. L'ensemble du modèle ne simule que la zone noyée et en fonction des

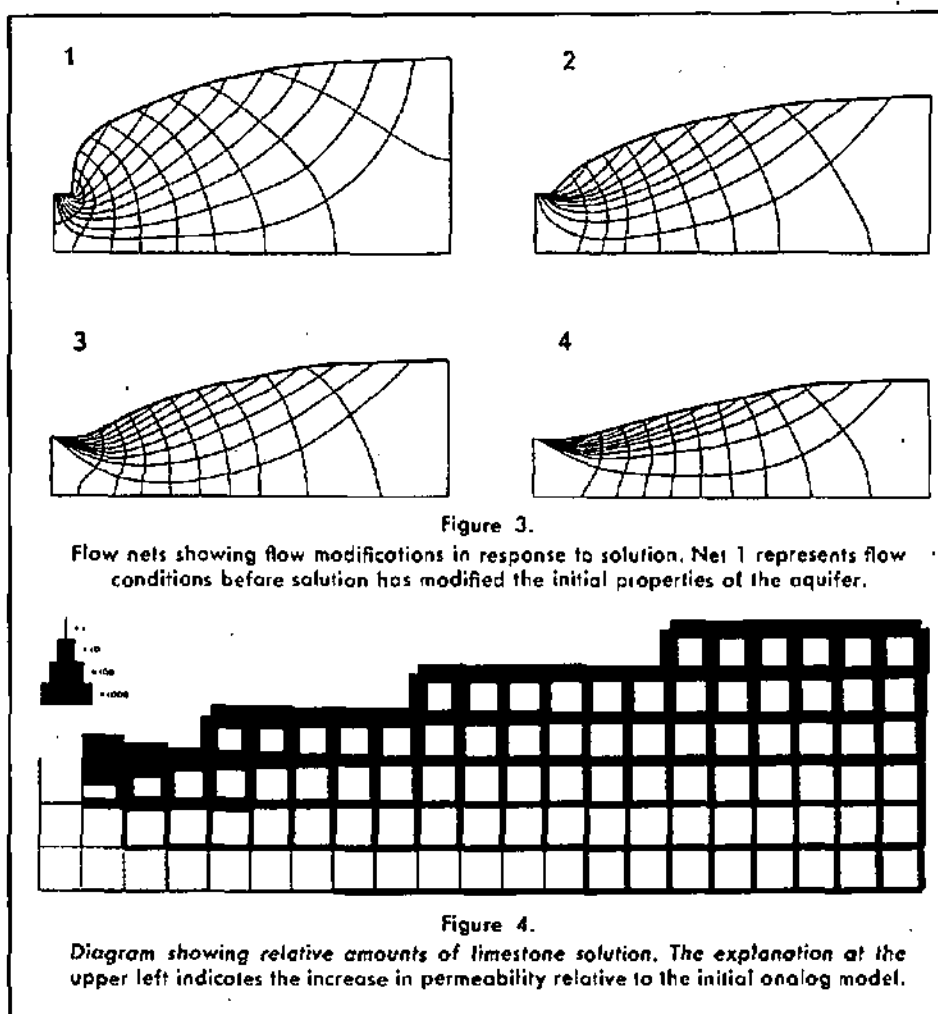


Figure 3.21 : Modèle de BEDINGER (1966). Les conduits semblent se développer surtout dans la partie supérieure de la zone saturée.

conditions imposées l'auteur doit rechercher la position du potentiel 0 (équivalent à celui de la source) et changer les résistances et la géométrie de la surface du modèle de façon à ce que celui-ci ne simule que la partie où les potentiels sont supérieurs à 0.

Il est admis ensuite que l'eau dissout le calcaire proportionnellement au flux et en fonction inverse de la profondeur sous la limite de la zone saturée (limite sup. du modèle). Ceci schématise le fait que l'eau devient de moins en moins agressive en fonction du temps de séjour dans l'aquifère. Dans le modèle électrique, il faut donc diminuer les résistances en fonction du courant électrique (i) et de l'inverse de la profondeur ($1/\text{prof.}$).

Après avoir modifié les résistances, la limite de la zone saturée descend, il faut donc modifier la géométrie du modèle, recalculer les flux et les profondeurs, changer les résistances en fonction de i et de $1/\text{prof.}$, etc.

Après quatre itérations, Bedinger a obtenu les images présentées à la figure 3.21.

Les zones à forte dissolution y apparaissent clairement, la concentration des flux étant maxima près de la sur-

face, c'est là que la dissolution y est maxima. La limite supérieure de la zone noyée passe d'une forme très convexe à une courbe plus aplatie.

A partir de ce modèle, Bedinger en conclut que :

- 1) la dissolution est maxima près de la limite supérieure de la zone saturée;
- 2) les chenaux les plus larges se trouvent à proximité de l'exutoire et se développent à faible profondeur au-dessous de la limite supérieure de la zone saturée.

Ce modèle appelle toutefois quelques remarques :

- 1) La limite supérieure de la zone saturée descend au fur et à mesure de l'évolution du système, provoquant l'abandon des premières galeries formées qui cessent donc d'évoluer;
- 2) Le modèle ne représente que des régimes permanents successifs des écoulements dans le système;
- 3) Le choix des fonctions de dissolution (proportionnel à i et à l/p) est très arbitraire;
- 4) L'effet des conditions aux limites et du milieu ne peut être évalué puisqu'un seul modèle est présenté.

Un tel modèle a avant tout le mérite de montrer que les interactions entre écoulement et perméabilité jouent un

rôle fondamental sur la géométrie du résultat final (phénomène fortement non linéaire). Les conclusions de Bedinger sont cependant un peu hâtives puisque les fonctions de dissolution utilisées sont assez différentes des fonctions réelles et que les effets ni des conditions aux limites, ni des caractéristiques du milieu ne sont investigués. Relevons que le système généré présente une structure hiérarchisée où le diamètre des conduits augmente de l'amont vers l'aval.

DES MODÈLES PLUS RÉALISTES

Les travaux de EWERS (1972, 1978, 1982), WATERMAN (1975), FORD & EWERS (1978) et QUINLAN & EWERS (1981) ont conduit à un modèle acceptable de la formation des réseaux karstiques sous différentes conditions. Les principaux résultats sont résumés par FORD & WILLIAMS (1989) et DREYBRODT (1988).

Les modèles sont généralement bidimensionnels pour des questions de facilité d'observation. Comme une grande partie des réseaux d'écoulement se développent dans un plan assez bien défini (cf. § 3.2), souvent un joint de stratification, cette simplification paraît raisonnable.

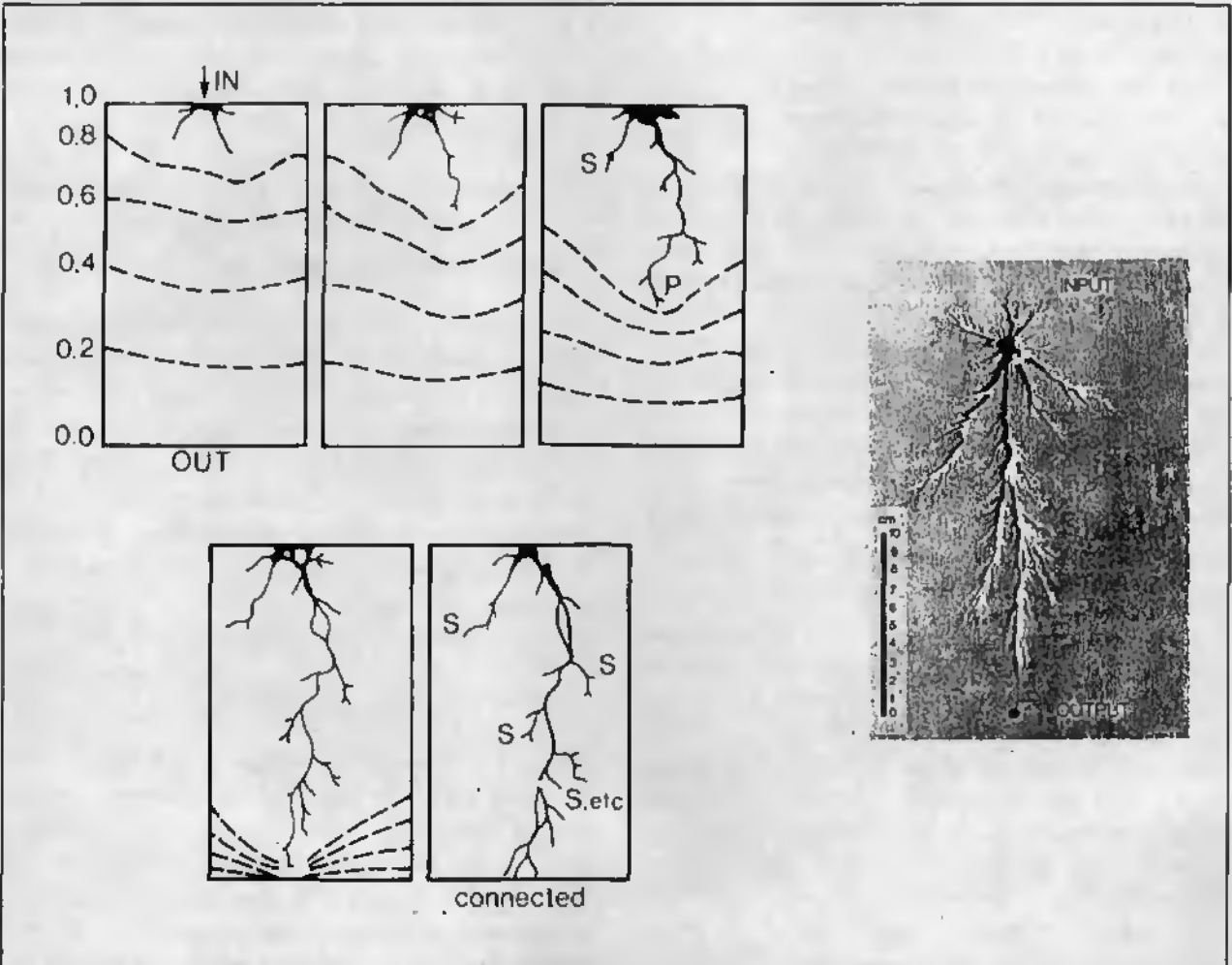


Figure 3.22 : Schéma conceptuel et modèle analogique de la propagation d'un proto-réseau dans un modèle avec un point d'input unique et une zone d'output (tiré de FORD & WILLIAMS 1989, adapté de EWERS 1982).

Ewers a analysé les effets d'un bon nombre de conditions aux limites et de conditions initiales.

Propagation de conduits entre un input ponctuel et un output diffus

C'est le cas le plus simple (figure 3.22) où une charge est appliquée ponctuellement (input) sur une discontinuité reliée à une zone de décharge (output). L'écoulement est d'abord de type Darcy dans le plan de la discontinuité et la dissolution commence progressivement depuis le point d'input en direction de l'output. Au fur et à mesure que la dissolution agit (les conduits se forment), les potentiels hydrauliques se réorganisent et sont "repoussés" vers la zone de décharge. Le gradient hydraulique entre l'extrémité du proto-réseau et la zone d'exutoire augmente au cours du temps. Des diffluences se développent en suivant grossièrement les lignes de courant, leur importance (nombre et longueur) est une fonction inverse de l'ouverture initiale (conductivité hydraulique) de la discontinuité. Si le modèle analogue en gypse permet de visualiser la géométrie, le modèle électrique permet plus facilement de quantifier les flux et les potentiels hydrauliques. La figure 3.23 montre la distribution des potentiels au cours de l'avancement du proto-conduit. Le potentiel reste élevé dans le conduit, aussi longtemps que la traversée complète n'est pas effectuée. Le gradient hydraulique dans la fissure à l'aval du proto-conduit augmente au cours du temps. Dès le percement, la réorganisation des potentiels hydrauliques est majeure, ils s'abaissent soudainement dans tout le modèle, même si le flux est suffisant pour maintenir la charge constante à l'amont. Le fonctionnement est considérablement modifié et de façon soudaine (seuil).

Dès que le percement est effectué, l'évolution du conduit est rapide en raison de sa fonction drainante.

La géométrie du conduit dépend de la nature du plan de la discontinuité. En fonction des hétérogénéités d'ouverture de la discontinuité, le champ des flux initiaux sera déformé par rapport au cas homogène et les directions préférentielles d'écoulement s'écartent du chemin le plus court. Les discontinuités naturelles étant toujours irrégulières (comme celles des modèles analogiques) les proto-conduits ont des cheminements plus ou moins contournés. Plus la discontinuité est ouverte, moins des diffluences auront tendance à se former.

Ce type de modèle décrit la formation de grottes simples résultant de l'infiltration d'une perte concentrée transitant par une discontinuité majeure.

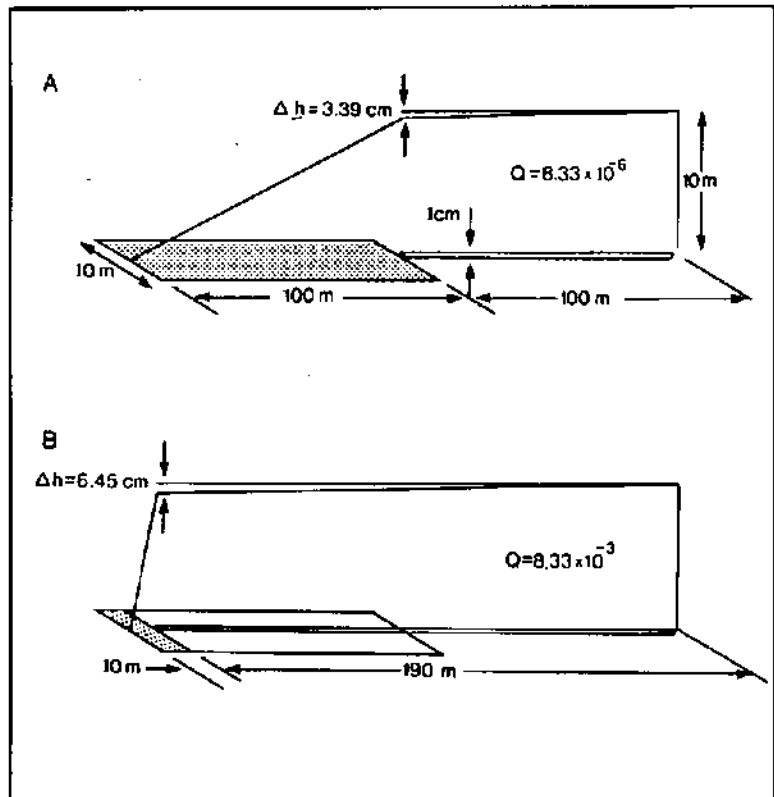


Figure 3.23 : Distribution de la charge hydraulique pendant la propagation d'un proto-conduit. Les charges restent élevées dans tout le conduit jusqu'au moment de sa connexion avec l'exutoire. Aussitôt la connexion effectuée, la charge diminue drastiquement dans tout le conduit, provoquant une réorganisation des écoulements (d'après EWERS 1982).

Propagation de conduits à partir de plusieurs points d'infiltration alignés (modèle à pendage élevé : the high dip model)

La situation est proche de celle du modèle précédent, mais plusieurs points d'infiltrations sont alignés à l'amont du modèle. Ils ont tous le même potentiel hydraulique (figure 3.24). Il est admis que ce type de modèle représente plutôt les cas où le pendage de la discontinuité est élevé ($>5^\circ$) et où elle recoupe la surface selon une ligne le long de laquelle les infiltrations se font de façon préférentielle. Deux cas doivent ici être distingués en fonction des conditions admises pour l'output du système (figure 3.24).

Output initial diffus

La figure 3.25 montre un exemple pour le cas d'un output initial diffus. Au début, les proto-conduits évoluent presque indépendamment les uns des autres, leur géométrie et leur importance respective dépendant de l'allure du champ initial des écoulements (il est admis que la charge de chacun des input est égale et constante). Dès que le premier conduit a traversé le modèle, les écoulements se réorganisent et une partie des conduits voisins s'orientent vers ce conduit.

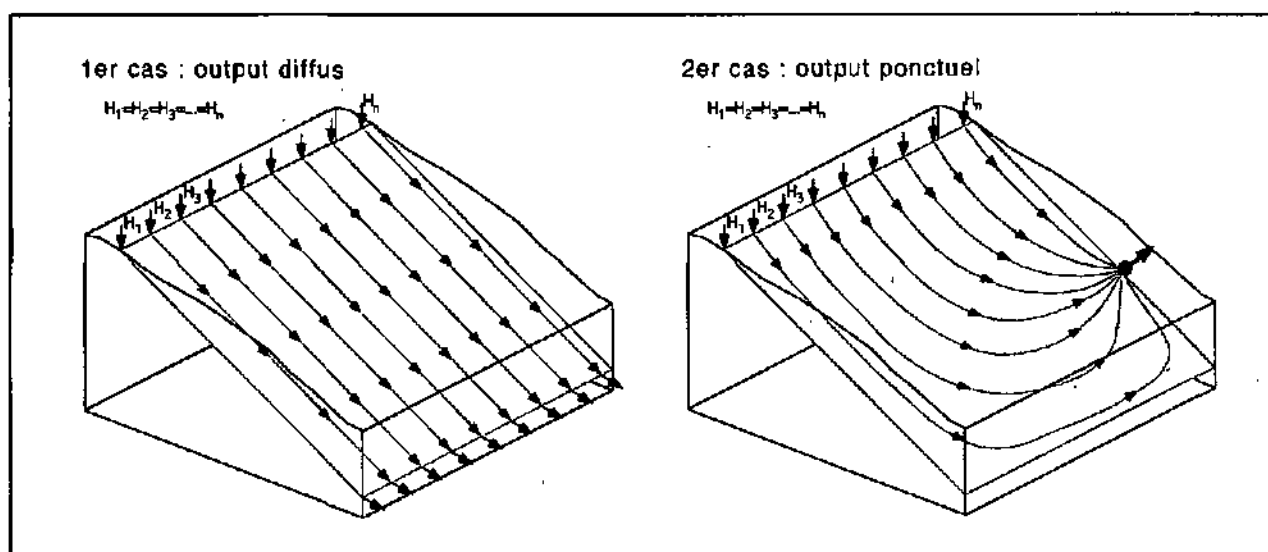


Figure 3.24 : Schéma montrant les deux cas envisageables pour le "high dip model".

Output initial ponctuel

La figure 3.26 montre un exemple où le système ne présente qu'un point d'émergence depuis le début de sa genèse. Le cheminement le plus court est en principe le premier à traverser le système, provoquant une réorganisation du champ des écoulements attirant le deuxième cheminement directement en direction du premier, et ainsi de suite.

A droite, la figure 3.26 présente un autre exemple de réseaux obtenus et montre surtout l'effet de la "percée" du conduit sur le débit à travers le système.

Le Hölloch est l'exemple cité illustrant ce type de genèse. La transposition est critiquable car les points d'alimentation du système de Hölloch ne sont absolument pas alignés sur un joint de stratification et ne l'ont probablement jamais été. Ils ont cependant été limités vers l'aval par une couverture imperméable qui a eu tendance à aligner une partie des alimentations. Les parties du réseau comparées au modèle se sont formées alors qu'une importante zone non saturée existait déjà. Les conditions des inputs étaient donc définies plus par la structure du réseau antérieur que par les conditions aux limites superficielles. Il est difficile, sur les réseaux d'écoulement présentés au § 3.2, de reconnaître ce type d'évolution avec captures successives vers l'amont, qui rappelons-le, concerne les proto-conduits.

FORD & WILLIAMS (1989) suggèrent que la tortuosité des conduits subhorizontaux (strike-oriented) dépend de la conductivité hydraulique initiale de la discontinuité : à une conductivité faible correspondrait une tortuosité élevée, l'eau devant chercher son passage par des zones plus perméables mais moins directes. Ils citent alors le Hölloch comme un exemple de tortuosité élevée, donc de conductivité hydraulique faible. Cette vision nous semble peu réaliste car les discontinuités conductives

forment dans les karsts alpins, et le plan choisi par le réseau pour se développer est forcément un des plus conductifs. C'est certainement beaucoup plus l'hétérogénéité initiale des ouvertures dans le plan que la valeur absolue de sa conductivité hydraulique qui détermine le cheminement des conduits. Les profondes boucles phréatiques observées aux Sieben Hengste argumentent dans le même sens.

Genèse d'un réseau à partir de plusieurs lignes de points d'infiltration (modèle à pendage faible : low dip model)

Si on admet que la discontinuité est subhorizontale, elle peut ne pas recouper la surface topographique. On doit alors admettre que l'alimentation se fait par des fractures subverticales. Un modèle à plusieurs lignes d'inputs a été construit pour simuler ce type de situation (figure 3.27). Les gradients étant plus élevés à partir des points les plus proches de la zone d'exutoire, c'est depuis là que les conduits relient en premier l'input à l'output. Le développement de ces cheminement provoque une réorganisation des écoulements ce qui change l'orientation des cheminements à partir des points plus éloignés et des points latéraux. Le système se développe alors de l'aval vers l'amont par tronçons qui se développent eux-mêmes de l'amont vers l'aval.

L'exemple habituel donné pour illustrer ce type de genèse est celui de Mammoth Cave (Kentucky, USA). Du point de vue des conditions d'infiltration, le réseau du Hölloch ou les Sieben Hengste pourraient se rattacher partiellement à ce type de modèle.

Relevons que le modèle analogique de Ewers ne teste qu'un type de conditions aux limites à l'aval du modèle.

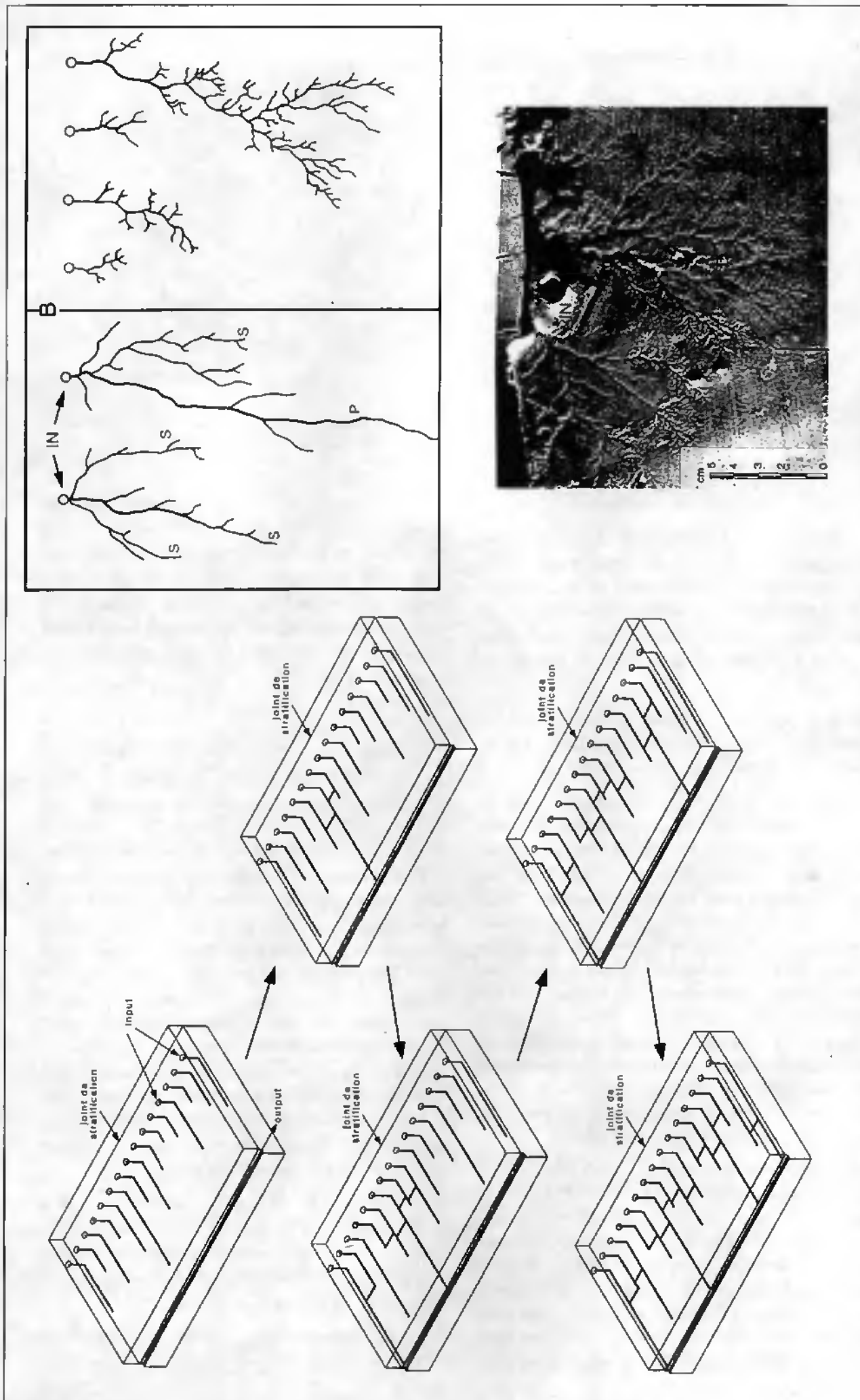


Figure 3.25 : Schéma, modèle analogique et modèle conceptuel du cas d'une lignée d'inputs et d'un output diffus. Il y a compétition à partir des différents points d'input. Dès que le premier conduit a traversé le modèle, il attire les autres vers lui. Le réseau très arborescent obtenu sur le modèle analogue (en haut à droite) résulte d'une conductivité hydraulique très faible du joint ou se développe le réseau (d'après EWERS 1982).

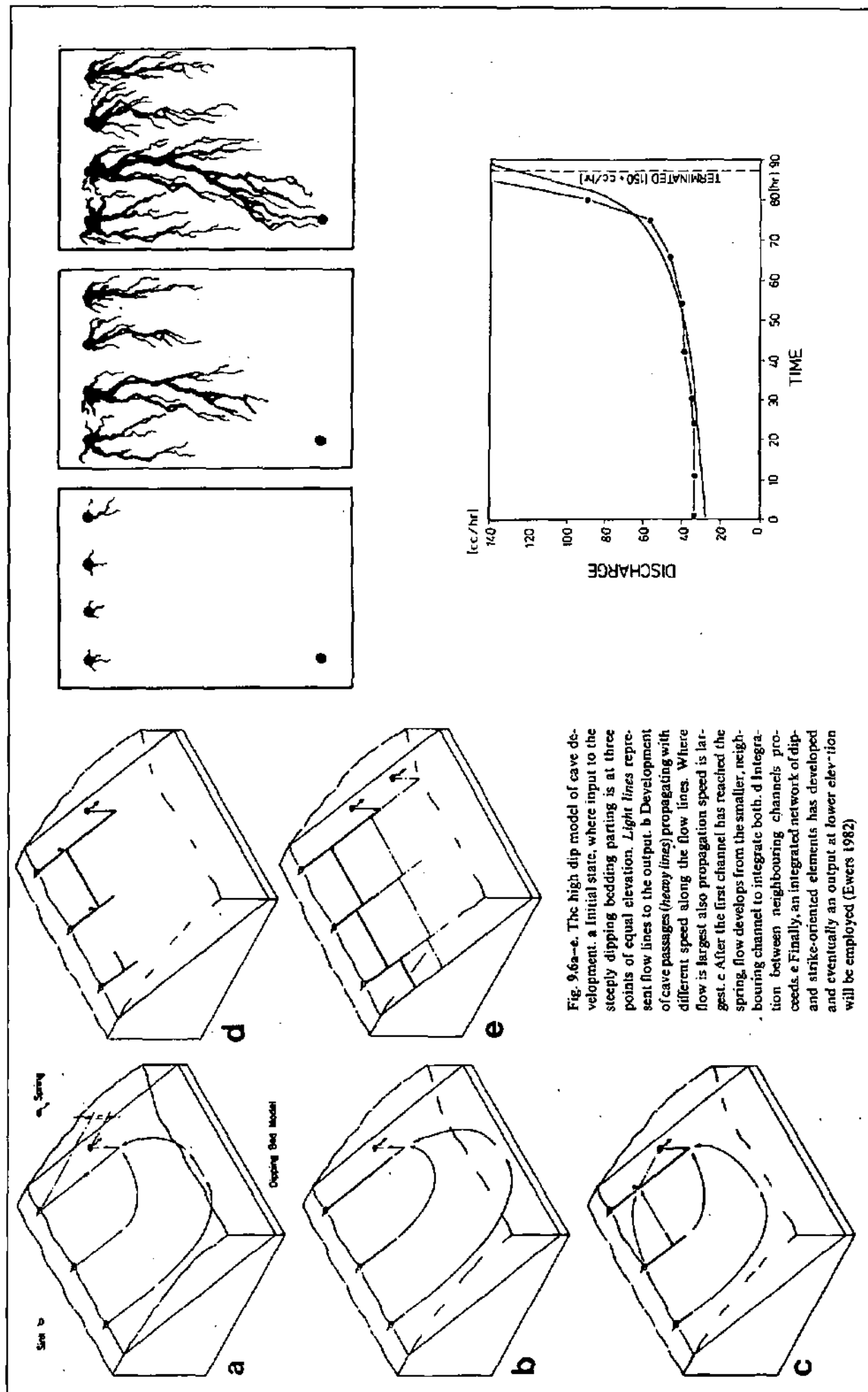


Figure 3.26 : Schéma conceptuel et modèle analogique du cas d'un output concentré. Le débit mesuré à l'exutoire (à droite en bas) augmente fortement dès que le premier conduit a traversé le modèle (d'après EWERS 1982).

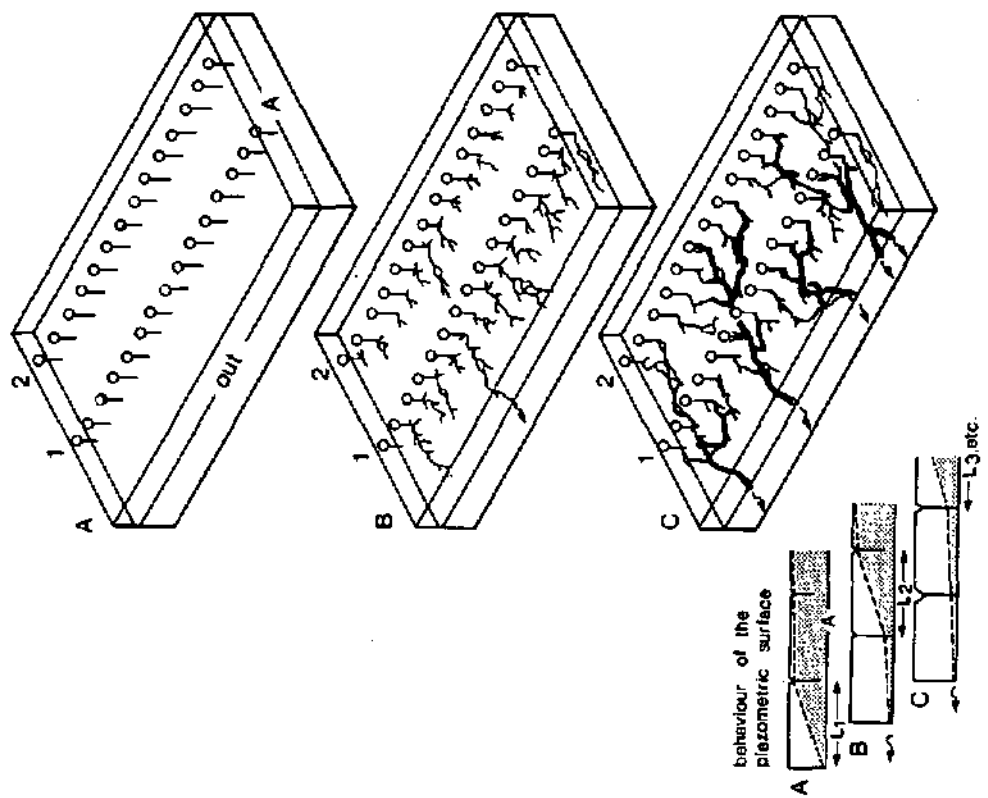
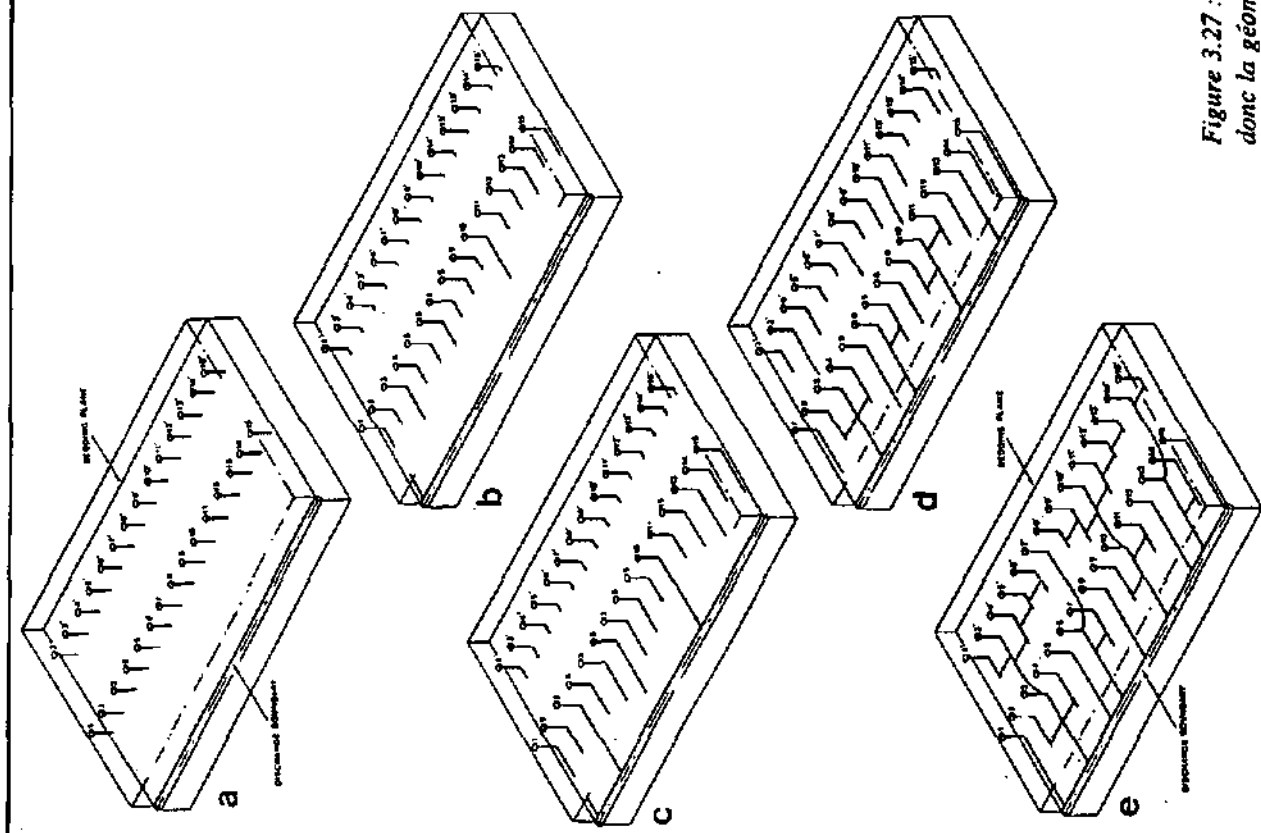


Figure 3.27 : Développement des réseaux avec plusieurs rangées d'inputs. A nouveau, les écoulements, donc la géométrie des réseaux, sont réorganisés après la "percée" des conduits (d'après EWERS 1982).

Le cas de l'input restreint

Il s'agit de simuler les cas où les infiltrations sont restreintes à quelques points isolés, correspondant par exemple à des fenêtres d'érosion ou à une vallée recoupant des couches imperméables qui surmontent la couche calcaire (figure 3.28). Ce cas peut être ramené au cas de l'input et de l'output ponctuels, avec déplacement vers l'amont de l'input (érosion régressive) et de l'output (les conduits déjà formés à l'aval jouant le rôle d'exutoire). Le modèle est acceptable pour autant que le point d'exutoire n'ait pas migré pendant toute la genèse de la grotte. Quelques exemples de grottes décrites correctement par un tel modèle ont été trouvés aux Etats-Unis.

CONCLUSION

Les modèles analogiques ont permis de construire des modèles conceptuels de la formation de proto-réseaux (conduits de diamètres centimétriques) qui sont en accord avec les modèles déterministes. L'extrapolation de ces modèles aux réseaux de conduits karstiques n'est cependant pas triviale pour plusieurs raisons.

- 1) Dans la nature, les charges hydrauliques ne sont pas constantes, ni dans l'espace ni dans le temps, ce qui peut modifier considérablement les images obtenues.
- 2) Avec l'apparition d'écoulements turbulents, HOWARD & GROVES (1995) suggèrent que la proportion de l'agrandissement des conduits annexes par rapport au conduit principal augmente, rendant les réseaux plus labyrinthiques; ce phénomène n'est pas pris en considération dans les modèles analogiques.
- 3) La comparaison entre les images obtenues (réseaux karstiques) et les images connues (réseaux spéléolo-

giques) n'est pas forcément directe, ce que les auteurs négligent fréquemment lors de comparaisons.

- 4) Les images réelles de réseaux karstiques sont dendritiques en direction de l'aval (PALMER 1991), alors qu'elles le sont en direction de l'amont dans les modèles analogiques. Ce phénomène est la conséquence des processus postérieurs au développement des proto-conduits. Ces processus modifient considérablement la géométrie finale des réseaux. La comparaison directe des images des réseaux spéléologiques avec les réseaux modélisés doit donc être faite avec circonspection.
- 5) Dreybrodt remarque encore que le processus de la dissolution du gypse n'est pas le même que celui des calcaires ce qui peut limiter l'extrapolation des résultats des modèles analogiques.

Les modèles analogiques fournissent donc des résultats schématiques (ou conceptuels) utiles et intéressants. Il n'explorent cependant qu'un nombre limité de cas possibles (conditions aux limites et champs physiques), ils sont limités par l'analogie utilisée et ne simulent que le développement des proto-conduits. Ils ne peuvent donc pas prétendre "expliquer" la genèse de n'importe quel réseau karstique.

Le point fondamental illustré par ces modèles est la réorganisation des écoulements en fonction du réseau de conduits qui lui-même évolue. Ce phénomène correspond partiellement aux "sous-tirages" décrits dans le paragraphe 3.2; il s'agit en fait de nouveaux conduits qui se forment à partir d'un conduit préexistant dont la direction est tout à coup "trop" oblique par rapport au gradient hydraulique. L'eau cherche un nouveau passage, plus parallèle à la direction du gradient.

3.3.2. Approche déterministe inverse : Inférence sur la géométrie des réseaux karstiques

Analyse de la réponse globale des systèmes karstiques

La plupart des méthodes d'analyse d'hydrogrammes visent à déterminer l'efficacité du réseau à drainer le système après une averse. Le nombre de paramètres recherchés (structure du réseau, perméabilité du réseau, perméabilité des parties fissurées) étant plus élevé que le nombre d'équations à disposition, seuls des paramètres globaux peuvent être recherchés. MANGIN (1975, 1982, 1994) ou ATKINSON (1977) proposent une série de métho-

des d'analyse et de classification. Les informations obtenues permettent de savoir si un système est évolué ou non, mais il est impossible d'obtenir des valeurs pour chacun des paramètres recherchés. A part le degré d'évolution, l'information la plus utile obtenue à partir de ces méthodes est le volume des réserves écoulables.

Une panoplie de méthodes basées sur un modèle global peuvent être trouvées dans la littérature. On peut citer : l'analyse des courbes de tarissement (MAILLET 1905), la décomposition des hydrogrammes en plusieurs fonctions exponentielles (modèles à réservoirs de PALOC ET FOR-

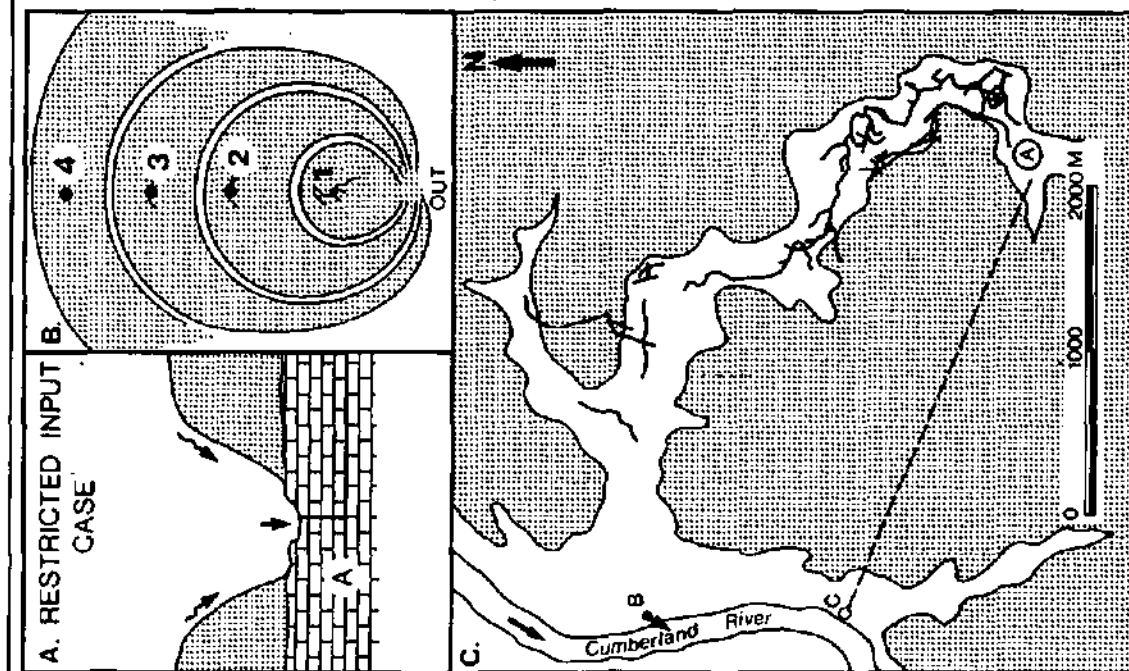


Figure 7.13 The restricted input case of cave system initiation. The example shown is Cave Creek, Ky. (from Ewers 1982). Cover strata are thick shales. Known caves underlie the valley floor and drain to springs at B. A-C is a new groundwater route of inaccessible dimensions.

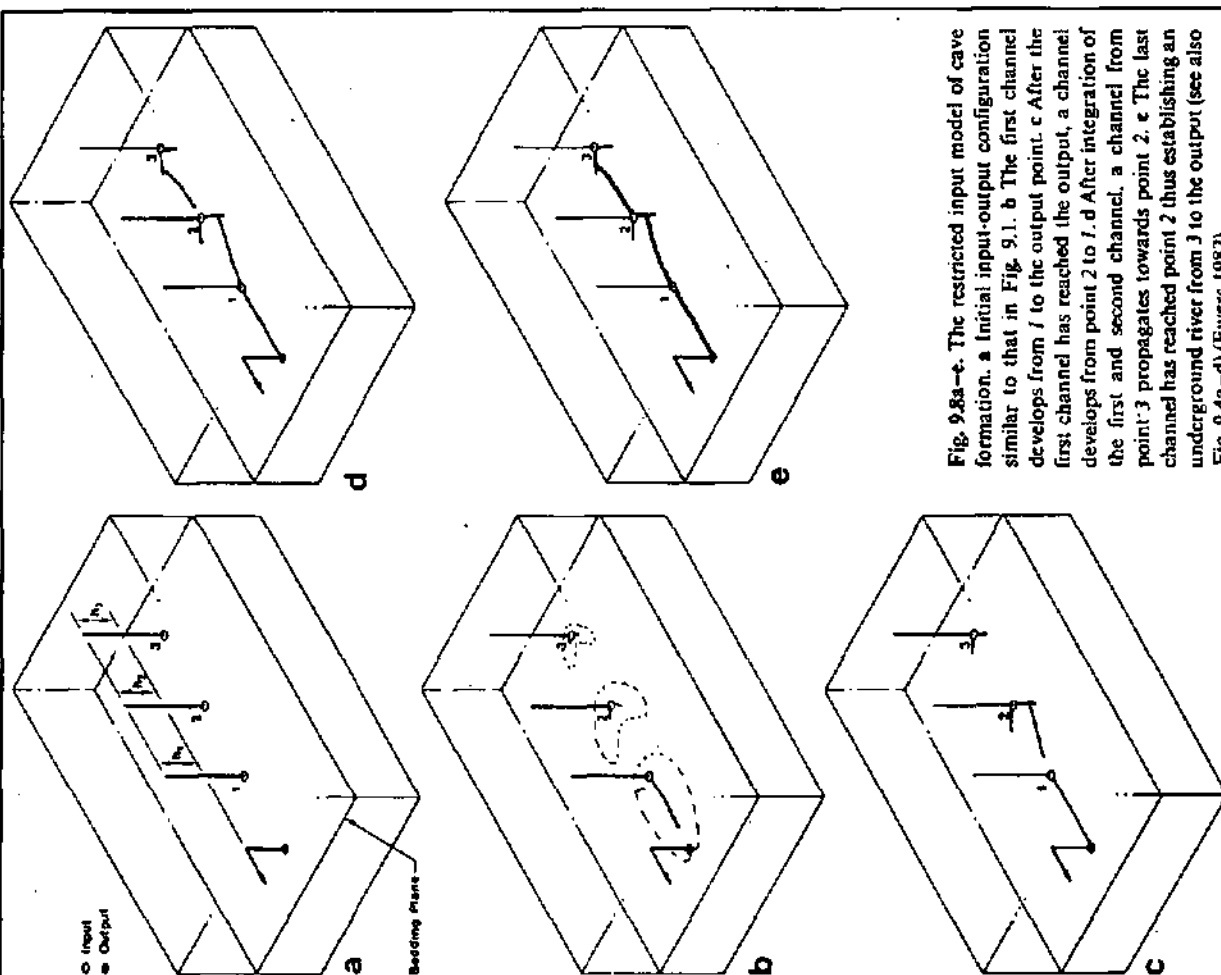


Fig. 9.4a-e. The restricted input-output model of cave formation. a Initial input-output configuration similar to that in Fig. 9.1. b The first channel develops from 1 to the output point. c After the first channel has reached the output, a channel develops from point 2 to 1. d After integration of the first and second channels, a channel from point 3 propagates towards point 2. e The last channel has reached point 2 thus establishing an underground river from 3 to the output (see also Fig. 9.4a-d) (Ewers 1982)

Figure 3.28 : Cas de l'input et de l'output concentrés (d'après Ewers 1982).

KASIEWICZ 1967), l'ajustement d'une fonction hyperbolique (DROGUE 1972) et la décomposition de l'hydrogramme en une fonction exponentielle et une fonction homographique (MANGIN 1975). Cette dernière méthode a permis à cet auteur de proposer une classification des systèmes karstiques à partir des paramètres obtenus lors d'un tel ajustement.

D'autres méthodes, dérivées du traitement statistique des séries temporelles, sont apparues par la suite (MANGIN 1982, DREISS 1989, MARSAUD 1995) : analyse des débits classés, analyse des corrélogrammes simples des chroniques de débit, analyse spectrale, analyse corrélatrice croisée entre pluie et débit, etc.

La plupart des auteurs proposent de tirer des informations sur la structure des réseaux karstiques à partir de ce type d'analyse.

En comparant les résultats obtenus en appliquant ces méthodes au site de Milandre, où le réseau de conduits est bien connu, GRASSO & JEANNIN (1994) illustrent l'ambiguïté des interprétations de ces méthodes. De la même façon, EISENLOHR (1995) et EISENLOHR *et al.* (en prép.) appliquent ce type d'analyse à des séries générées par des modèles. Ils démontrent ainsi clairement qu'une telle approche qui ne peut donner qu'une idée globale de la géométrie du réseau, mais en aucun cas ne permet d'évaluer de façon univoque les caractéristiques physiques et géométriques du réseau d'écoulement.

Pour obtenir les ordres de grandeurs des paramètres recherchés, seule une modélisation inverse peut donner des résultats utilisables. Cette méthode vise à estimer les paramètres hydrauliques du système karstique en comparant la réponse de la source karstique réelle à celle d'un modèle d'écoulement. Le modèle est modifié jusqu'à ce que les deux réponses soient comparables.

Cette méthode a été utilisée par KIRALY & MOREL (1976a, b). Elle peut donner des résultats utilisables pour autant que l'aquifère soit bien délimité et qu'il possède un exutoire unique. En admettant une conductivité hydraulique moyenne dans les blocs, basée sur des mesures ou une estimation (p. ex. 5.10^{-6} m/s), en connaissant les potentiels hydrauliques dans certaines parties de l'aquifère, on peut construire un modèle mathématique en y introduisant un réseau très perméable de géométrie et de conductivité hydraulique hypothétiques. Le programme peut alors calculer la réponse à l'exutoire du modèle que l'on compare ensuite à la réponse réelle observée. Les écarts observés entre les deux réponses permettent de corriger les hypothèses faites sur la structure du modèle (conductivité hydraulique et géométrie du réseau). En répétant cette procédure quelques fois, on peut estimer la densité du réseau karstique.

KIRALY & MOREL (1976a) ont trouvé, pour le bassin karstique de l'Areuse (Jura neuchâtelois), une densité de réseau comprise entre 0.8 et 1.5 km (réseau formé de mailles carrées dont le côté est compris entre ces valeurs). Ces valeurs paraissent un peu faibles par rapport à celles observées dans l'exemple du § 3.2. Elles donnent un ordre de grandeur à la densité du réseau, mais cette valeur est directement des hypothèses faites sur les autres paramètres du modèle : perméabilité du réseau karstique, géométrie, type d'infiltrations, etc. L'hypothèse faite sur le % d'infiltrations concentrées qui atteignent rapidement le réseau karstique (rôle de l'épikarst) joue un rôle fondamental sur l'allure des hydrogrammes et le fonctionnement même de l'aquifère (voir KIRALY *et al.* 1995).

Il ressort de ces simulations que la réponse hydrodynamique des sources karstiques dépend d'au moins quatre paramètres importants et très difficiles à estimer : la géométrie du réseau karstique, de la conductivité hydraulique des conduits, le pourcentage d'infiltration rapide dans le réseau karstique (dépend du fonctionnement de l'épikarst) et les coefficients d'emménagement du réseau et des volumes peu perméables. Il est par conséquent impossible d'inférer la valeur, même globale, d'un de ces paramètres sans connaître les autres. L'indétermination reste donc toujours importante et seules des méthodes complémentaires aux analyses d'hydrogrammes (par exemple des essais de traçages) peuvent apporter des informations plus spécifiques sur l'un ou l'autre de ces paramètres. Parmi celles-ci, la méthode esquissée ci-dessous pourrait contribuer à diminuer l'indétermination.

Les systèmes karstiques en tant que "systèmes dissipatifs d'énergie"

Cette approche globale vise à évaluer la puissance maximale qu'un système karstique donné peut dissiper. Elle se réfère à la thermodynamique. Un événement pluvieux est un apport d'énergie (masse d'eau et chaleur) dans le système. Un système évolué est capable de dissiper une grande quantité d'énergie en peu de temps (il retrouve rapidement un régime permanent après les événements pluvieux). Inversement, un système peu évolué ne peut dissiper qu'une quantité d'énergie limitée et met donc un certain temps pour retrouver un régime permanent après une averse. Ce principe est en accord avec l'approche thermodynamique des systèmes qui prévoit qu'un système évolue naturellement vers une diminution de son énergie interne, c'est-à-dire vers un stockage minimum de l'eau et de la chaleur. Au cours de leur évolution, les écoulements dans les systèmes karstiques s'or-

ganisent de façon à diminuer au maximum l'énergie interne stockée (le taux d'entropie des systèmes tend à devenir de plus en plus faible). La quantification du "pouvoir dissipateur" d'un système karstique (en Watt/km²) devrait pouvoir aboutir à une classification objective du degré d'évolution des systèmes. De plus, l'estimation de l'énergie mécanique stockée dans un système, associée à la connaissance du volume des réserves écoulables, permettrait de donner des indications globales quant à la distribution spatiale des réserves (d'un point de vue énergétique, quelques stocks importants ne sont

pas équivalents à une multitude de petits stocks).

La puissance maximum d'un système (énergie max. dissipée par unité de temps) est donc un indicateur de l'efficacité du drainage, donc de l'évolution du réseau. MANGIN (1985) expose les grandes lignes d'une approche de ce type, cependant aucune publication détaillée sur ce sujet n'a pu être trouvée.

Une telle approche est vite confrontée à des problèmes théoriques conséquents qui dépassent le cadre de cette thèse et justifieraient un travail de thèse à eux seuls.

3.3.3. Approches statistiques

Le but des méthodes statistiques est de mettre en évidence certaines caractéristiques géométriques des réseaux karstiques (distribution des ouvertures, des longueurs, des orientations, etc.) ou des relations entre les caractéristiques géométriques des réseaux et d'autres paramètres (par exemple la position spatiale). L'avantage de ces méthodes est que si une relation est trouvée, il existe généralement une méthode stochastique qui permet de générer une image équivalente par rapport à cette relation.

Nous distinguerons ici trois familles de méthodes : les méthodes simples, les méthodes croisées et les méthodes à processus. Les méthodes simples sont essentiellement des méthodes statistiques standard qui sont appliquées à différents paramètres géométriques des réseaux karstiques (par exemple, étude de la distribution des ouvertures des conduits karstiques dans un réseau). Les méthodes croisées ont pour but de mettre en évidence des relations entre un paramètre du réseau (par exemple l'existence d'un conduit) et un autre paramètre (par exemple la distance à une zone fracturée). Les méthodes à processus modélisent un processus physique (par exemple la relation pluie - débit) en utilisant des fonctions aléatoires (fonction de transfert).

Approche statistique simple

Il s'agit de l'analyse des caractéristiques morphométriques des réseaux de conduits karstiques.

DENSITÉ DE CONDUITS

La densité est définie par la longueur de conduits (km) par unité de volume d'aquifère (WORTHINGTON 1991). Pour des réseaux spéléologiques, cet auteur estime en moyenne la densité au moins supérieure à 100 km.km⁻³.

On peut toutefois se poser la question de la signification d'une telle mesure. Plusieurs arguments semblent indiquer que la mesure de la longueur de conduits par km² serait plus appropriée :

- 1) L'efficacité d'un drainage se mesure par le débit maximum que le drainage est capable d'évacuer. Ce débit est directement proportionnel à la superficie du bassin versant et l'évacuation se fait essentiellement dans un plan subhorizontal.
- 2) La densité des conduits verticaux de la zone non saturée n'est pas forcément comparable à celle de la zone noyée. On devrait donc distinguer entre la densité des conduits subverticaux et celle du réseau noyé (conduits subhorizontaux).
- 3) La densité du réseau noyé doit dépendre davantage de la surface du bassin que de l'épaisseur des calcaires; une densité bidimensionnelle paraît donc plus adaptée à cette partie du réseau.
- 4) La densité des conduits subverticaux (zone non saturée) dépend surtout des conditions d'infiltrations (topographie, fréquence de discontinuités subverticales et surface d'alimentation de chaque conduit). Elle est pratiquement indépendante de l'épaisseur des calcaires sous-jacents. La densité des conduits verticaux est donc elle aussi plutôt une mesure bidimensionnelle (densité de points de drainage de l'épikarst par kilomètre carré).

Par ailleurs, la mesure de la densité de conduits du réseau spéléologique n'a pas grande signification par rapport aux réseaux d'écoulements. En effet, dans une région où l'approfondissement du niveau de base régional a été faible, les étages successifs de réseaux d'écoulement sont rapprochés, donc la densité apparente sera élevée. Pour une même densité de conduits dans les réseaux

d'écoulement successifs, la densité calculée apparaîtra comme plus faible dans une région où les différents étages successifs sont plus éloignés.

Pour obtenir des valeurs utilisables de densités de réseaux d'écoulements, il convient donc de reconstituer les réseaux d'écoulements à partir de la connaissance d'un réseau karstique, puis d'y mesurer la densité de conduits en longueur de chenal par kilomètre carré.

Pour les réseaux spéléologiques du Hölloch et des Sieben Hengste, les densités totales des conduits explorés (réseau spéléologique) sont de l'ordre de 10 à 20 km de conduits par km² (mesure à l'échelle kilométrique). Des valeurs cinq voir 10 fois plus élevées sont atteintes localement (dans certains secteurs hectométriques). La densité des conduits explorés correspondant à un réseau d'écoulement (par exemple la phase 1720 aux Sieben Hengste, fig. 3.12) est de l'ordre de 5 à 15 km/km². CURL (1986) propose une méthode fractale pour extrapoler la longueur du réseau de conduits de petits diamètres (voir § 3.3.4). Sur la base des mesures effectuées aux Sieben Hengste, on aboutit à des valeurs de l'ordre de 10⁴ - 10⁵ km de conduits de plus d'un centimètre de diamètre par km² de zone noyée. Cette estimation admet que l'augmentation de la longueur de conduits en fonction de leur diamètre reste la même de l'échelle décimétrique à l'échelle centimétrique. En admettant une zone noyée épaisse de 100 m, la densité de conduits serait de 1 m de conduits centimétrique pour 1 à 10 m³ de zone noyée. Cet ordre de grandeur paraît relativement raisonnable.

POROSITÉ DUE AU RÉSEAU KARSTIQUE

Il s'agit du rapport du volume du réseau karstique par rapport au volume total de roche karstifiable d'un massif donné. WORTHINGTON (1991) donne des valeurs comprises entre 0.1 et 1 %, et BONACCI (1987) entre 0.2 et 10 %. Les volumes des réseaux spéléologiques sont trop peu souvent mesurés. Quoiqu'il en soit l'estimation de la porosité du réseau d'écoulement par rapport au réseau spéléologique est particulièrement difficile, puisque le spéléologue n'explore qu'une partie des conduits (>0.3 m), mais qu'il cumule plusieurs parties de réseaux d'écoulements successifs.

La relation proposée par CURL (1986) implique que la porosité double approximativement lorsque le diamètre des vides considérés diminue d'un ordre de grandeur. Si la porosité est de 0.1 % pour les vides métriques, elles seraient de 0.2 % pour les vides décimétriques et de 0.4 % pour les vides centimétriques. A nouveau, l'ordre de grandeur paraît raisonnable.

Les approches indirectes à partir des réponses des sources karstiques (BOEGLI 1980) sont probablement tout aussi précises.

SEGMENTS DE GALERIES

D'après FORD (1963), JAMESON (1985) ou DEIKE (1989), un segment est un tronçon de galerie aligné sur un type de discontinuité (p. ex. un joint, une fracture, une intersection, etc.). Différents noms sont donnés selon le type de discontinuité (segment de fracture, segment d'intersection, segment de zone de fracture, etc.). Les mesures de tels segments sont rares. Elles donnent des longueurs qui varient entre 5 et 45 mètres. Ces longueurs sont faibles par rapports à celles des bassins versants.

TORTUOSITÉ

Elle est définie pour une galerie par le rapport de la longueur mesurée dans la grotte (L_p) sur la longueur à vol d'oiseau (L_v) :

$$S = L_p/L_v$$

Ce rapport est en relation directe avec la dimension fractale des conduits karstiques (voir § 3.2.4). Nous verrons que la tortuosité des conduits peut être caractérisée par une dimension fractale de l'ordre de 1.1. D'après WORTHINGTON (1991), les galeries creusées à l'aval de points d'infiltrations très concentrées (recharge allogénique) sont nettement moins sinueux que les galeries résultant d'infiltrations diffuses.

AMPLITUDE DES "U"

Verticalement, il a été reconnu de longue date que les conduits de la zone noyée forment des "U" (llops en anglais) qui se succèdent le long d'un cheminement. Le point le plus élevé d'un "U" est appelé "sommet du U", et le point le plus bas "base du U". Ces U sont couramment inclinés dans le plan des joints de stratification, et les galeries se développent fréquemment à l'intersection entre des fractures et le joint.

La fréquence et l'amplitude de ces U peut être mesurée. D'après FORD (1971), elle dépend surtout de la fréquence de la fracturation (cf. § 3.3.1), étant admis que la tendance naturelle de la karstification est de se développer à proximité de la surface de la zone noyée. WORTHINGTON (1991) met en doute cette hypothèse et pense que c'est surtout l'allure des lignes de courant dans l'aquifère qui dicte la profondeur des U. Le débat paraît voué à l'échec car les profondeurs de U citées par WORTHINGTON (1991) sont très faibles (quelques dizaines de mètres pour des bassins versants de plusieurs kilomètres de long), alors que la "proximité" de la surface de la zone noyée proposée par Ford n'est pas définie...

Les observations des réseaux des diverses phases de formation du réseau du nord du Lac de Thoun (§ 3.2) montrent que des amplitudes de plusieurs centaines de mètres sont très fréquentes en contexte montagneux.

SECTION DES CONDUITS

Les spéléologues mesurent (ou estiment) la largeur et la hauteur des conduits à chaque station de mesure topographique, et normalement également entre deux stations si un changement significatif apparaît. Les données mesurées aux stations sont stockées dans les bases de données informatisées, elles sont donc d'accès facile. Les données mesurées entre deux stations ne sont normalement reportées que sur les plans dessinés et ne figurent pas dans les bases de données informatiques. Leur prise en compte est plus fastidieuse. A partir de ces données, la section des conduits peut être estimée de plusieurs façons différentes. Elle peut être approximée en multipliant la largeur par la hauteur (section rectangulaire); cette estimation surestime quelque peu la section réelle. Il est aussi possible de calculer la section de l'ellipse qui a pour axes principaux la largeur et la hauteur de la galerie. Cette estimation est probablement plus raisonnable que la première. A partir des plans dessinés (si ceux-ci sont de bonne qualité!), il est possible de mesurer les sections "réelles" à presque n'importe quel point d'une galerie. Les études sur la distribution des sections de galeries sont peu nombreuses, les auteurs préférant généralement étudier les sections afin d'en inférer le mécanisme de formation (écoulement libre ou noyé). Les sections des galeries du réseau des Sieben Hengste présentent une distribution lognormale (figure 3.29).

CURL (1966 et 1986) suggère l'utilisation d'une sphère de diamètre variable qu'il nomme "cave modulus" pour mesurer la section des conduits et obtenir une image de leur distribution. Cette méthode tient davantage d'une analyse fractale que statistique au sens classique du terme, elle est donc présentée au § 3.3.4.

ORIENTATION DES CONDUITS

La littérature fourmille de rosaces ou de stéréogrammes représentant l'orientation des conduits karstiques. Le but de ces représentations est de montrer que la distribution des orientations des conduits karstiques n'est pas isotrope. Souvent ce type d'analyse est destiné à comparer l'orientation des conduits à celle de la fracturation. Dans ce cas il s'agit d'une méthode croisée. D'autres fois, ces analyses servent à comparer les résultats d'un modèle de prédiction des directions principales de karstification. Dans ce cas, il s'agit d'un test de l'adéquation d'un modèle.

Quoiqu'il en soit, l'analyse de l'orientation des conduits nécessite quelques précautions :

- 1) Les réseaux karstiques sont des objets tridimensionnels, le report des orientations devrait toujours se faire sur des stéréogrammes. Si l'analyse du stéréogramme montre qu'il est raisonnable de réduire les orientations spatiales à des orientations dans un plan horizontal, alors on pourra dessiner des rosaces.
- 2) La détermination de familles d'orientation (anisotropie) peut être délicate. En effet, les statistiques spatiales ne sont pas faciles à appréhender "à l'oeil". Nous suggérons l'utilisation d'un test statistique (par exemple le test de Vistelius) pour déterminer les

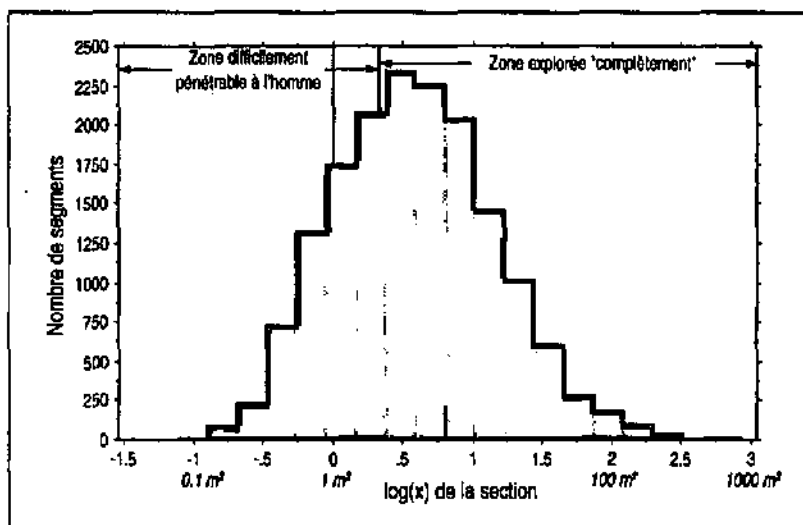


Figure 3.29 :
Distribution des la section des galeries du réseau des Sieben Hengste.

orientations significativement plus représentées ou moins représentées qu'une distribution homogène.

- 3) L'échantillon utilisé peut être biaisé par rapport à la population étudiée. L'échantillon le plus simple à utiliser est l'ensemble des visées topographiques mesurées dans les galeries et rassemblées dans les bases de données informatiques. Bon nombre de visées traversent des galeries de part en part ou recoupent des contours. Le tri minutieux des visées représentatives de l'orientation réelle des conduits est très fastidieux, il est toutefois recommandé pour des études très détaillées. Pour des études plus grossières, un tri à partir des données informatiques est possible en testant le parallélisme entre les parois des galeries et la visée topographique. Les mesures s'écartant de plus de 10° (par exemple) de l'orientation des parois doivent être ignorées ou recalculées.

Le choix des parties des réseaux spéléologiques (un réseau d'écoulement, tout le réseau spéléologique,...) à reporter sur les stéréogrammes est laissé à l'appréciation de chacun en fonction de ses objectifs.

Ce type d'analyse a été effectué dans le karst du nord du Lac de Thoune. Il sert de base à une comparaison fracturation-orientation des conduits (voir JAMIER & SIMÉONT 1973, JEANNIN 1989).

LES CARREFOURS

Dans un réseau d'écoulement, un carrefour peut être défini comme le point de jonction de trois conduits, deux amont et un aval (confluence) ou un amont et deux aval (diffuence). Dans les réseaux karstiques, trois types supplémentaires peuvent apparaître : les croisements qui résultent de l'agrandissement de deux conduits indépendants qui tout-à-coup se recoupent, les captures qui résultent d'un conduit actif qui débouche dans un conduit plus ou moins fossile préexistant et qui le suit (réactivation), enfin, la fusion de deux conduits.

Nous nous intéressons surtout aux deux premiers types, le but étant d'obtenir des informations sur les réseaux d'écoulement. L'angle entre les deux conduits amont donne une mesure de la structure du carrefour : WORTHINGTON (1991) donne des mesures effectuées aux Etats-Unis : à Mammoth Cave (Kentucky), d'après QUINLAN & RAY (1981), l'angle moyen est de $63^{\circ} \pm 25^{\circ}$ (84 mesures); dans le Friars Hole System (West Virginia), WORTHINGTON (1984) obtient une valeur moyenne de $79^{\circ} \pm 25^{\circ}$ (53 mesures) et JAMESON (1985) obtient la valeur de $79^{\circ} \pm 13^{\circ}$ (4 mesures). Les angles semblent être significativement inférieurs à 90° mais supérieurs à 45° .

Quelques mesures ont été effectuées sur les carrefours du réseau de la phase 1720 du réseau de Sieben Hengste, les valeurs obtenues sont $81.6^{\circ} \pm 28$ (16 mesures).

Des mesures de la section des conduits amont par rapport aux conduits aval pourraient être intéressantes, aucune mesure de ce type n'a été trouvée dans la littérature.

Les méthodes croisées

Ces méthodes visent à tester et si possible à quantifier, par des relations statistiques (corrélations), la relation pouvant exister entre deux (ou plusieurs) paramètres. Un exemple assez complet de ce type d'étude est donné par BRUN (1989).

RELATION ENTRE RÉSEAU DE CONDUITS KARSTIQUES ET FRACTURATION

Contrairement à la méthode présentée au § 3.2.1., la relation entre la fracturation et la géométrie des réseaux karstiques est très souvent traitée d'un point de vue purement statistique. Cette approche nous paraît limitée étant donné que la fracturation seule ne suffit pas à expliquer (donc à générer) la géométrie des réseaux karstiques.

L'analyse passe par une estimation des paramètres de la fracturation et de ceux de la géométrie des conduits. Rappelons que l'image réelle de ces orientations est difficile à échantillonner sans biais important.

Malgré ces remarques, la méthode mérite d'être citée car elle peut permettre de formuler des hypothèses intéressantes selon de l'existence ou non de corrélations; la méthode peut aussi contribuer à tester des hypothèses faites à partir d'autres approches (p. ex. BRUN 1989).

Ce type de comparaison est largement utilisé et les publications présentant différents exemples sont nombreuses, particulièrement en Europe latine (France, Italie, Espagne, Roumanie). Elles sont plus rares aux Etats-Unis où le rôle de la fracturation est moins marqué dans les grottes qu'en Europe.

La méthode consiste à comparer l'orientation des conduits à celle des fractures. Les familles d'orientation (conduits et fractures) doivent être déterminées avec une méthode analogue à celle présentée au paragraphe précédant (test de Vistelius). L'analyse consiste alors à comparer les familles. Souvent la comparaison est faite de façon qualitative (existence ou non des mêmes familles). DEIKE (1989) ou BRUN (1989) comparent les distributions correspondantes de fréquences d'orientation de fractures et de conduits en utilisant un test de Chi-carré. Ce test permet de définir si les familles ont des orientations identiques avec un certain seuil de confiance. CHEEMA & ISLAM (1994) quant à eux utilisent un test de Kolmogorov-Smirnov modifié. MIXON (1995) en conteste l'applicabilité à ce genre de problème.

La plupart de ces comparaisons sont effectuées sur la fréquence de mesures des familles d'orientation qui dépend fortement de la façon de mesurer. Il paraît plus raisonnable de comparer les longueurs cumulées de conduits et de fractures par famille d'orientation (voir p. ex. MASSON 1985). Ce type d'analyse est fastidieux, mais semble être le seul qui puisse mener à une quantification plus raisonnable et donc à la mise en évidence de corrélations. Remarquons que la plupart des auteurs ne considèrent que la fracturation et pas les autres discontinuités (joints de stratification, stylolithes, etc.). CHOPPY (1991), au terme d'une importante compilation bibliographique, conclut par ceci : "Jusqu'à présent, ces travaux [prédiction de directions de conduits à partir de directions de fractures] n'ont pas eu de retombées en géomorphologie karstique : les directions annoncées sont, soit connues par les explorations spéléologiques, soit invérifiables". Le scepticisme de l'auteur est imputable à la variabilité importante des relations existant entre fracturation et directions de conduits qu'il a trouvées dans la littérature. Cette variabilité montre bien que la karstification ne dépend pas uniquement de la fracturation, comme le signale très justement MIXON (1995).

L'étude statistique de la relation entre orientation des conduits et fracturation paraît relativement inutile en tant que telle, dans la mesure où les résultats qualitatifs de telles analyses sont connus à l'avance : "la fracturation influence la karstification". La quantification plus précise est forcément impossible, elle varie considérablement d'un endroit à l'autre car, à elle seule, la fracturation ne détermine pas complètement la karstification (cette approche ne tient pas compte des conditions aux limites et des champs d'écoulement). Elle peut par contre servir de base à l'approche déterministe simple présentée au § 3.2.1, qui consiste à admettre que le réseau karstique se développe préférentiellement le long des discontinuités sur lesquelles les gradients hydrauliques, donc les flux, sont les plus élevés. Cette méthode est alors certainement sensée et plus efficace. C'est dans cet esprit qu'elle a été appliquée à la région du nord du Lac de Thoun (JAMIER & SIMÉONI 1973, JEANNIN 1989).

L'étude de la distribution spatiale des conduits par rapport à celle des fractures pourrait aussi être entreprise, mais aucune référence dans cette direction n'a été trouvée.

AUTRES RELATIONS

La karstification dépend de plusieurs paramètres dont l'approche déterministe présentée précédemment a brossé un rapide portrait. En plus de la position des exutoires et du champ initial des perméabilités, la pluviosité, la production de CO_2 dans les sols, la pureté des calcaires, etc. sont des paramètres importants. Le lien physique supposé entre ces paramètres et la karstification peut être testé par une méthode statistique. Dans ce cas, l'approche est déterministe et la statistique n'est qu'un outil utile à tester des hypothèses (modèles). Les statistiques permettent cependant de tester la relation entre des paramètres sans lien physique évident ou direct (p. ex. entre karstification et type de calcaire, végétation ou climat). La mise en évidence d'un lien statistique entre de tels paramètres permet ensuite de rechercher la causalité du lien, donc permet de guider les hypothèses.

La recherche de relations entre la karstification et d'autres paramètres que la fracturation est assez rare. CHOPPY (1987, 1990, 1991a,b) tente d'évaluer les effets de la lithologie sur la karstification en utilisant une approche

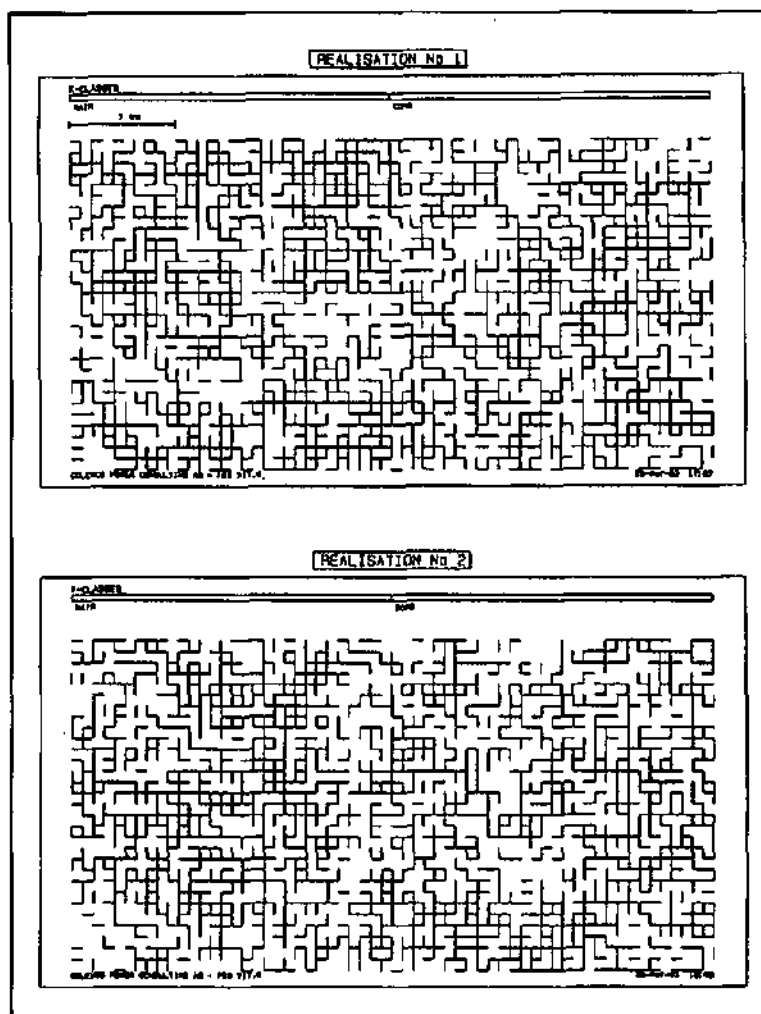


Figure 3.30 : Simulations géostatistiques avec une densité de conduits équivalente à celle du réseau du Hölloch (tiré de JAQUET & JEANNIN 1993).

statistique. BRUN (1989), à partir d'un système d'information géographique étudie les relations entre les cavités karstiques et toute une série de paramètres topographiques, géologiques ou autres. Ses résultats lui permettent de formuler quelques hypothèses intéressantes.

JAQUET & JEANNIN (1993) ont tenté d'appliquer la théorie des variables régionalisées à l'analyse de la densité de conduits. Le principe est d'étudier la variation spatiale (2D) de la variable "densité de conduit" [m/m^2] en fonction de la position dans le plan. L'image d'un réseau spéléologique (le Hölloch dans l'exemple choisi) est partagée en carrés de 200 mètres de côté, et, pour chaque carré, la densité de conduits est calculée. Le variogramme de cette variable est ensuite calculé, ce qui permet ensuite de générer des images dont la densité de conduits est analogue à celle de l'image réelle (même moyenne, variance et échelle de corrélation). Les images obtenues (figure 3.30) sont cependant peu satisfaisantes car la connectivité des réseaux générés n'est pas garantie; un tel modèle est également difficile à conditionner en fonction des connaissances hydrogéologiques du bassin (p. ex. la position de l'exutoire).

ANALYSES MULTIVARIÉES

Les analyses multivariées permettent d'analyser les relations qui peuvent apparaître lorsque plusieurs paramètres sont considérés en même temps. La technique la plus connue est celle des analyses en composantes principales. Ces méthodes ont été, à notre connaissance, très rarement appliquées à l'étude de la géométrie des réseaux karstiques (BRUN 1989).

CONCLUSION SUR LES MÉTHODES CROISÉES

Ces approches ont l'inconvénient d'être hasardeuses car elles sont basées sur le test de l'ensemble des relations qu'il est possibles de calculer entre les paramètres disponibles. Or, comme elles n'impliquent pas de modèle préalable, il peut arriver que les "bonnes" données ne soient pas disponibles ! Ces approches ont cependant l'avantage de parfois mettre en évidence des relations insoupçonnées par une approche déterministe forcément restrictive. Elles permettent également de dégager immédiatement les ordres de grandeurs des phénomènes importants dans l'échantillon analysé. Elles représentent donc souvent un premier pas vers la formulation d'un modèle conceptuel.

Les méthodes à processus

Ces méthodes modélisent des processus déterministes par des lois statistiques. Le principe de base de ces méthodes est d'admettre que la karstification est un processus complexe qui tend naturellement à augmenter l'entropie du système. Les processus sont considérés comme si complexes qu'ils ne sont abordables que par des concepts probabilistes, à l'image de la thermodynamique.

MODÈLES DE MARCHE ALÉATOIRE (RANDOM WALK)

L'utilisation de la méthode de marche aléatoire pour la génération de réseaux karstiques est une conséquence directe de l'analogie existant entre l'équation différentielle générale du transport (mécanique des fluides) et l'équation généralisée de la dispersion (thermodynamique). L'équation différentielle de la dispersion a pu être décrite en termes stochastiques ouvrant la possibilité d'utiliser l'éventail de ces méthodes pour résoudre l'équation générale du transport.

Depuis la fin des années '50, les random walk sont utilisés en hydrologie et en géomorphologie pour générer des réseaux hydrographiques qui résultent des processus de transport (SCHEIDEGGER 1958; LEOPOLD & LANGBEIN 1962; SCHEIDEGGER & LANGBEIN 1966; CHORLEY & KENNEDY 1971, etc.). Jusqu'à très récemment (JAQUET 1995), cette approche ne semble pas avoir été utilisée

pour générer des réseaux karstiques. La présentation qui suit est largement inspirée de la note de JAQUET (1995) et des nombreuses discussions que nous avons eues avec cet auteur.

Principe de la méthode

Équation du transport

Comme signalé aux § 3.2.1, la genèse d'un réseau karstique résulte des processus de transport décrit par l'équation différentielle suivante :

$$\omega \frac{\partial c}{\partial t} + \bar{q} \nabla C + \text{div}(-D \nabla C) - Q_c = 0$$

advection dispersion source

avec

w :	porosité totale	[-]
C :	concentration	[kg.m ⁻³]
$\bar{q}$:	flux de Darcy (vitesse filtration)	[m ³ .s ⁻¹ .m ⁻²]
D :	dispersion hydrodynamique	[m ² .s ⁻¹]
Q_c :	terme de source	[kg.m ⁻³ .s ⁻¹]

Le terme d'advection est influencé par les flux hydrauliques. Le terme de dispersion hydraulique regroupe les phénomènes de diffusion moléculaire sous l'effet des gradients de concentration et les phénomènes de dispersion cinématique liés à la variabilité spatiale du champ de vitesses. Le terme de source a fait l'objet d'une description détaillée dans le § 3.2.1. Il dépend de la cinétique chimique, de la thermodynamique, de l'hydrodynamique et de la surface de contact entre eau et roche par rapport au volume de roche, donc il dépend de la géométrie du réseau karstique.

La non-linéarité du processus de karstification a déjà été relevée (effet de la perméabilité sur la karstification et de la karstification sur la perméabilité).

Équation de Langevin

LANGEVIN (1908) a modélisé le mouvement Brownien en utilisant l'équation différentielle stochastique suivante:

$$\frac{dX(t)}{dt} = v(X(t), t) + \Theta(X(t), t) \cdot \xi(t)$$

où :

$X(t)$ = fonction aléatoire de position de la particule [m]

$v(X(t), t)$ = vitesse du fluide à la position $X(t)$
et au temps t [m.s⁻¹];

$\Theta(X(t), t)$ = coefficient de fluctuation
(dispersion géométrique) [m];

$\xi(t)$ = bruit blanc [s⁻¹].

Cette équation décrit l'influence de deux forces sur le mouvement d'une particule dans un fluide. La première représente l'advection liée au déplacement du fluide; elle peut être modélisée de façon déterministe. La seconde décrit les interactions entre particules aboutissant à leur

dispersion, elle est décrite de manière probabiliste à l'aide d'un "bruit blanc". L'équivalence entre l'équation de Langevin et l'équation de dispersion peut être démontrée, ce qui permet d'utiliser l'équation de Langevin en hydrogéologie pour décrire les phénomènes d'advection et de dispersion dans les milieux poreux (p. ex. UFFINK 1990).

Dans la modélisation des réseaux karstiques, la vitesse correspond à celle de l'écoulement de l'eau dans le milieu. Le coefficient de fluctuation, quant à lui, décrit les effets de la dissolution (terme de source) et ceux des hétérogénéités spatiales du milieu.

Marche aléatoire et gaz sur réseaux

Le processus de marche aléatoire peut être modélisé à l'aide d'un simulateur appelé "gaz sur réseau". Ce simulateur disperse des particules dans un espace discret. Chaque particule suit des règles locales de dispersion et le simulateur permet d'en observer les effets régionaux. Ce simulateur intègre tant les aspects spatiaux que temporels indispensables pour y implémenter la résolution de l'équation de Langevin.

En discrétisant l'espace en deux dimensions, l'équation de Langevin prend la forme :

$$\Delta X_i^{l,k} = v(X_i^{l,k}, t_i) \Delta t_i + \Theta(X_i^{l,k}, t_i) \cdot \Delta W_i$$

où : $W(t)$ est un processus de Wiener (aléatoire), il sert à générer un nombre aléatoire.

Ces simulateurs permettent d'ajuster facilement les conditions aux limites. A chaque pas de temps, les particules se déplacent en deux étapes : 1) advection de la particule selon v ; 2) dispersion de la particule selon l'une des quatre directions possibles, la probabilité de chacune des directions est dépendante d'une variable locale Q (par exemple l'ouverture du conduit au nœud voisin).

Le coefficient de dispersion géométrique q s'écrit donc :

$$\Theta(X_i^{l,k}, t_i) = c^n \left[(\theta_i^{l,k+1})^n + (\theta_i^{l-1,k})^n + (\theta_i^{l,k-1})^n + (\theta_i^{l+1,k})^n \right]$$

avec :

c = paramètre géométrique

q = variable locale

(par exemple le diamètre du conduit au nœud i)

n = coefficient

La direction est tirée au hasard selon le principe suivant :

si

$$\Theta(X_i^{l,k}, t_i) \Delta W_i^{l,k} < c^n \left[(\theta_i^{l,k+1})^n \right]$$

alors le déplacement est $\rightarrow$

si

$$\Theta(X_i^{l,k}, t_i) \Delta W_i^{l,k} < c^n \left[(\theta_i^{l,k+1})^n + (\theta_i^{l-1,k})^n \right]$$

alors le déplacement est $\uparrow$

si

$$\Theta(X_i^{l,k}, t_i) \Delta W_i^{l,k} < c^n \left[(\theta_i^{l,k+1})^n + (\theta_i^{l-1,k})^n + (\theta_i^{l,k-1})^n \right]$$

alors le déplacement est $\leftarrow$

si

$$\Theta(X_i^{l,k}, t_i) \Delta W_i^{l,k} < c^n \left[(\theta_i^{l,k+1})^n + (\theta_i^{l-1,k})^n + (\theta_i^{l,k-1})^n + (\theta_i^{l+1,k})^n \right]$$

alors le déplacement est $\downarrow$

Si la variable locale θ ne varie pas au cours de la simulation, le modèle simule un processus markovien (déplacement indépendant des précédents). La distribution spatiale initiale des θ dans le modèle est facile à ajuster (conditionnement initial du modèle) et la loi de variation de θ et de v en fonction du temps est choisie en fonction du processus que l'on veut simuler.

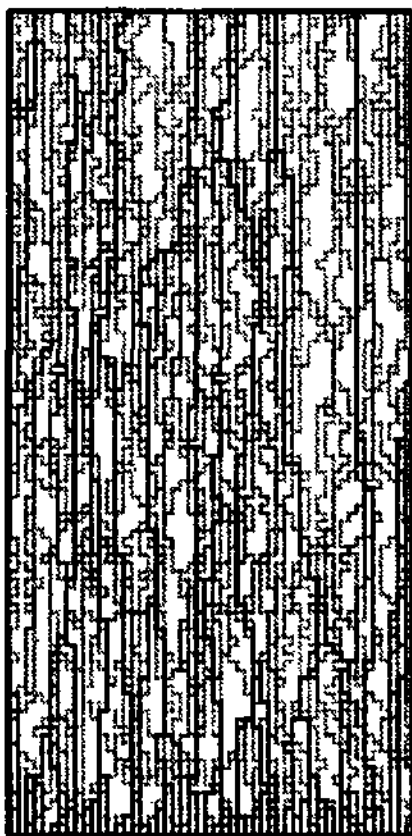
Simulations

Suivant ce principe, JAQUET (1995) a tenté de simuler la formation de réseaux karstiques. Pour cela, il a fait un certain nombre d'hypothèses :

- 1) la variable locale q représente le diamètre des conduits aux nœuds voisins de i ;
- 2) la probabilité Q (dispersion géométrique) dépend du cube de l'ouverture des conduits ($n=3$);
- 3) le réseau a deux dimensions, il est horizontal;
- 4) v est constant (amplitude et direction) dans tout le modèle sauf si un conduit de gros diamètre se trouve dans un des nœuds voisins;
- 5) la zone d'alimentation est homogène (bord gauche) et à débit constant;
- 6) l'augmentation du diamètre des conduits due à la dissolution est linéaire (aucun effet de diminution de la dissolution lié à la concentration qui s'approche de la saturation);
- 7) le bord droit du modèle constitue la zone d'exutoire;
- 8) les conditions aux limites latérales sont de type périodiques, c'est-à-dire qu'une particule sortant par le bord inférieur est remplacée par une autre entrant par le bord supérieur et inversement.

Les paramètres du modèle sont alors : le débit d'entrée des particules, leur vitesse d'advection, le paramètre géométrique (c) et la distribution initiale de la variable locale. Ce dernier paramètre permet de conditionner le

PARAMETRE GEOMETRIQUE=1.0

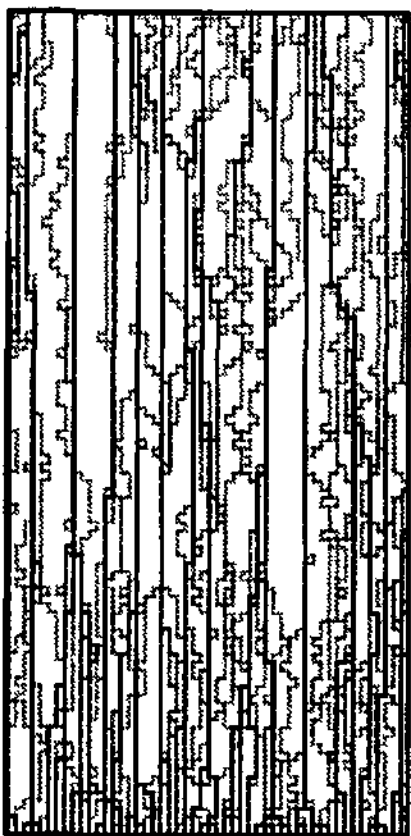


Simulation géostatistique

de zones fracturées

influence du paramètre géométrique

PARAMETRE GEOMETRIQUE=3.5



Simulation par gaz sur

réseau conditionnelle

Figure 3.31 : Réseaux karstiques générés avec le modèle de marche aléatoire de JACOT (1995). L'influence du paramètre géométrique et du conditionnement initial (densité de fracturation) apparaissent. Les images générées sont cependant encore difficilement comparables aux images réelles des réseaux karstiques.

modèle en fonction des connaissances géologiques du milieu (discontinuités).

La figure 3.31 présente les premiers résultats obtenus avec ce modèle. Ces exemples montrent l'influence du paramètre géométrique sur la densité et la structure du réseau, ainsi que l'effet d'un conditionnement en y introduisant des zones fracturées (ici générées aléatoirement).

PERSPECTIVES

Les modèles générés sont encore grossiers et nécessitent plusieurs améliorations. Ils fournissent néanmoins une voie possible vers une résolution probabiliste des phénomènes de transport. Des améliorations sont envisagées, en particulier sur la possibilité de

mieux conditionner le transport par rapport aux écoulements. En effet, dans le modèle présenté, le vecteur v (terme déterministe représentant le flux hydraulique) est constant (ou presque) pendant toute la simulation. O. Jaquet prévoit de faire varier la direction de v au cours du temps en fonction de la distance à un conduit karstique important. Le conditionnement des exutoires est également à l'étude. Des travaux sont également en cours pour tenter d'appliquer ce modèle au réseau des

Sieben Hengste, ce qui forcera O. Jaquet à estimer les ordres de grandeur des paramètres du modèle.

Signalons enfin que sur le même principe, d'autres modèles de marches aléatoires, utilisant toutes sortes de fonctions de dispersion des particules sont possibles. L'exemple de la figure 3.32, tiré de LEOPOLD & LANGBEIN (1962) montre le type d'image obtenu pour un réseau superficiel.

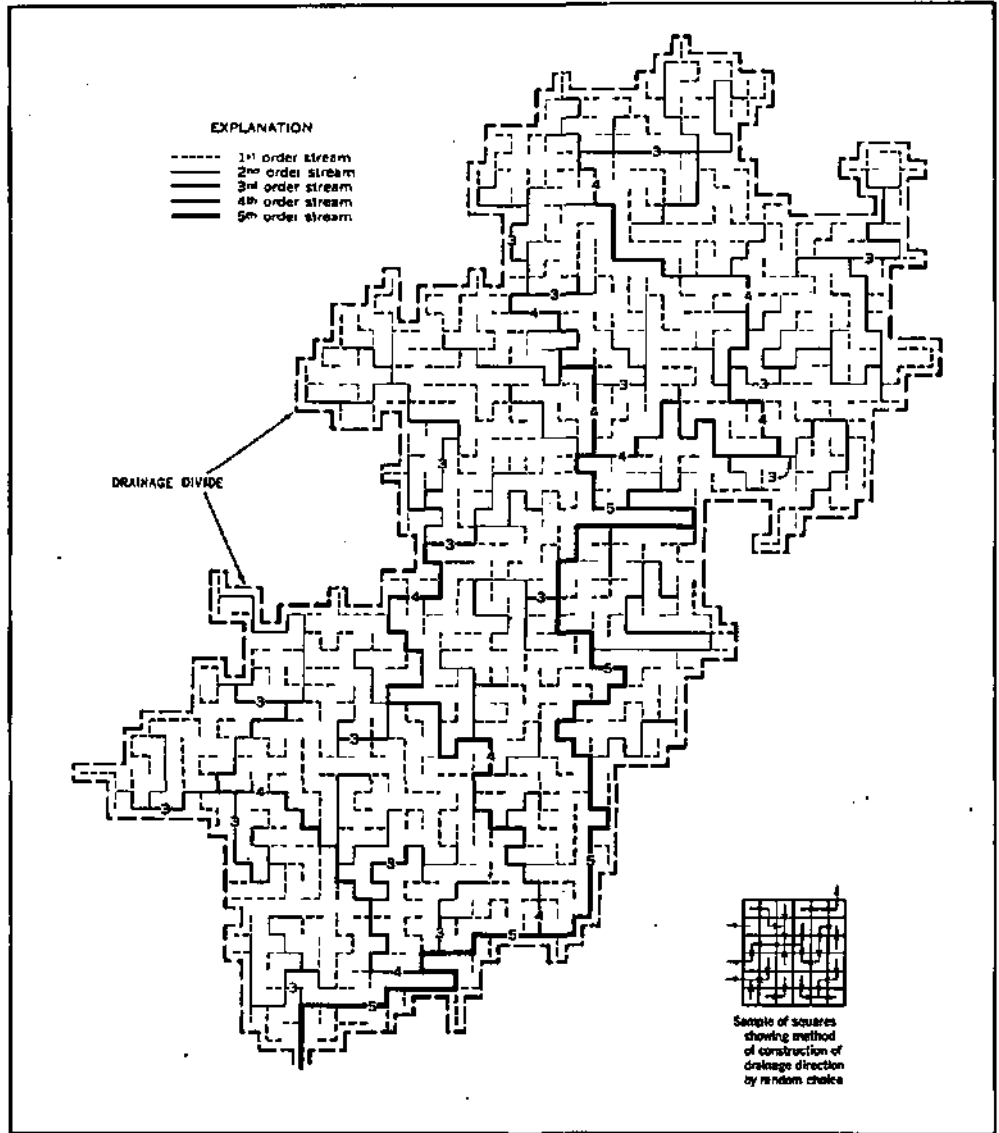


Figure 3.32 : Réseau hydrographique de surface généré par un random walk (LEOPOLD & LANGBEIN 1962). L'alimentation est distribuée sur tout le modèle. Les probabilités sont conditionnées par le gradient général et par les voisins les plus proches.

3.3.4. Approche fractale

Les textes exposant les principes des approches fractales présentés ci-dessous sont largement inspirés du travail de séminaire de J.-C. MARÉCHAL (1994) effectué sous ma conduite dans le cadre du cycle postgrade en hydrogéologie.

Introduction

La géométrie dans la nature est chaotique. La géométrie euclidienne, basée sur l'étude des formes régulières (cercles, triangles, carrés,...) est souvent insuffisante pour décrire des objets naturels, en particulier les réseaux karstiques. Entre ces deux mondes, entre le chaos incontrôlable et l'ordre excessif, est née la géométrie fractale.

Ce concept a été introduit en 1967 par Mandelbrot. L'exemple classique utilisé pour décrire les propriétés des objets fractals est la façon de mesurer la côte de Bretagne. En effet, la longueur d'une côte rocheuse augmente à mesure que le pas de mesure diminue de longueur. La relation entre les deux suit une loi de puissance dont l'exposant détermine la dimension fractale de la côte considérée. Ainsi, aucune longueur caractéristique ne peut être donnée à une côte, elle dépend du pas de mesure. La dimension fractale d'un tel objet est comprise entre 1 et 2.

La dimension fractale (D) est une mesure du degré d'irrégularité et d'interruption de la côte. Ainsi, dans un plan, les dimensions des courbes sont comprises entre 1 (ligne droite) et 2 (couvre l'ensemble du plan). En trois dimensions, les objets ont des dimensions fractales comprises entre 2 et 3, et à une dimension, les "pous-

sières" rangées le long d'une ligne droite ont des dimensions comprises entre 0 et 1. La dimension fractale peut être considérée comme une mesure de la rugosité d'un objet.

La dimension fractale est définie comme étant $D=1+\alpha$ avec $L(h)$ proportionnel à $h^{-\alpha}$ (h = pas de mesure). Le phénomène est considéré comme scalant si α et D sont constants au travers des toutes les échelles considérées.

Beaucoup de phénomènes géologiques peuvent être considérés comme fractals scalants (TURCOTTE 1993) : taille de fragments de roches, fractures, tremblements de terre, éruptions volcaniques, gîtes minéraux, champs pétroliers, etc. D'autres phénomènes naturels tels que le mouvement brownien ou les processus décrits par des marches au hasard peuvent être considérés comme fractals car la divergence du chemin ou du signal augmente en proportion de la racine carrée du nombre de pas effectués.

Les paramètres physiques des aquifères karstiques apparaissent comme hétérogènes à toutes les échelles (KIRALY 1975, MANGIN 1986). La variation de la perméabilité en fonction de la taille de l'échantillon mesuré (KIRALY 1975) conduit à une dimension fractale de 1.72. Dans les aquifères poreux hétérogènes, KINZELBACH (1988) obtient le même type de relation entre la dispersivité apparente et l'échelle de mesure. La dimension fractale est dans ce cas d'environ 1.76.

Nous nous intéressons ici à la géométrie des réseaux karstiques et une approche fractale spécifique peut être développée pour chacune des caractéristiques géométrique principale des ces réseaux : diamètre des conduits,

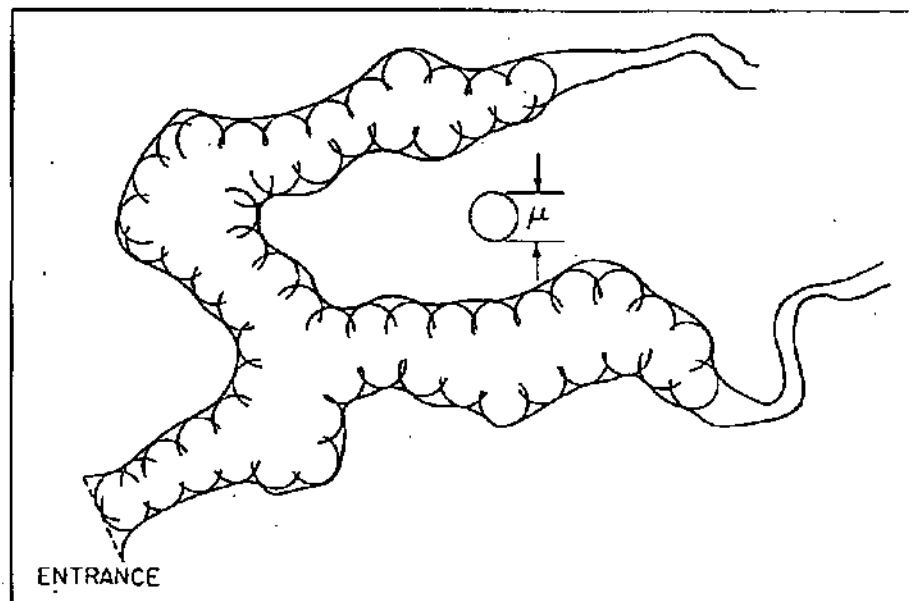


Figure 3.33 : Grotte de module μ (tiré de CURL 1986).

cheminement des conduits, structure des réseaux. Le lien entre ces trois approches est présenté à la fin de ce chapitre.

Diamètre des conduits

CURL (1986) a introduit le concept de "cave modulus". Une grotte de module μ représente la somme des parties de la grotte qui peuvent être "explorées" ou "pénétrées" par une sphère de diamètre μ (figure 3.33). L'auteur propose une relation entre la somme des longueurs de toutes les cavernes de module μ et la somme des longueurs des cavernes explorables (de module $\mu_p=0.5$ m) dans une région :

$$L(\mu) = L(\mu_p) \cdot \left(\frac{\mu}{\mu_p} \right)^{1-D}$$

où D désigne la dimension fractale. Pour une grotte donnée, $L(\mu_p)$ et μ_p sont constantes, le report de $L(\mu)$ en fonction de μ dans un repère bilogarithmique permet donc de définir $1-D$ (pente de la droite). Une relation similaire est obtenue pour le nombre de galeries $[N(\mu)]$ de module μ .

Le caractère fractal scalant des réseaux karstiques ne peut être testé au-delà du domaine visité par les spéléologues. On peut toutefois utiliser cette méthode pour tenter d'extrapoler l'extension des réseaux karstiques de plus petits diamètres à partir des informations spéléologiques. Ainsi, il suffit de connaître la dimension fractale D pour déterminer la longueur totale du réseau karstique en utilisant un module de l'ordre d'un centimètre.

Curl a mesuré par cette méthode la dimension fractale du volume de grottes d'une région de Pennsylvanie. Il a obtenu une valeur de 2.79 qu'il compare à celle d'une éponge de Menger qui a une dimension de 2.73 (figure 3.34). L'auteur recommande l'application de cette méthode à d'autres sites afin d'obtenir des valeurs de comparaison. Cette méthode ne pose aucune contrainte de connexité entre les vides (cf. éponge de Menger), ce qui en soit représente une différence notable avec les réseaux karstiques réels.

Les données topographiques des grottes stockées sur des supports informatiques permettent de calculer facilement les modules de nombreuses grottes. La méthode utilise une interpolation linéaire des parois des galeries entre les points de mesure, ce qui introduit un biais par rapport à la réalité (voir aussi annexe 2). Cette méthode est cependant la seule applicable aux données existantes, elle est relativement facile à mettre en oeuvre et permet déjà d'obtenir des ordres de grandeur.

Elle a été appliquée au réseau des Sieben Hengste et à quelques autres cavités. Il en ressort que les relations fractales scalantes apparaissent pour autant que le réseau analysé représente plusieurs dizaines de kilomètres de galeries (figure 3.35), c'est-à-dire un mélange suffisant de conduits de tailles moyennes diverses. Dans les cavités petites et moyennes (Haglättsch à la figure 3.35), la fréquence des grandes galeries est généralement trop faible, de même que celle des petits conduits peu ou pas explorables. L'ajustement doit si possible se faire sur la partie "complètement explorée" d'un réseau, c'est-à-dire pour un diamètre supérieur à 2.5 mètres. A

l'opposé, il est clair que vers les grands diamètres, les galeries sont rares, donc la non-exploration d'une seule galerie de très grande dimension se traduira sur la courbe par un "manque" de longueur pour les grands diamètres.

L'exemple des mines du Fureil (figure 3.35), qui contiennent des galeries artificielles d'un diamètre compris entre 5 et 10 mètres illustre bien les possibilités d'analyse qu'offrent ces courbes. La pente vaut 0 dès que le module est inférieur à 4 m. De même, le nombre de modules est voisin de zéro dès que le diamètre est supérieur à 10 mètres. Entre 4 mètres et 10 mètres de diamètre, Aucun

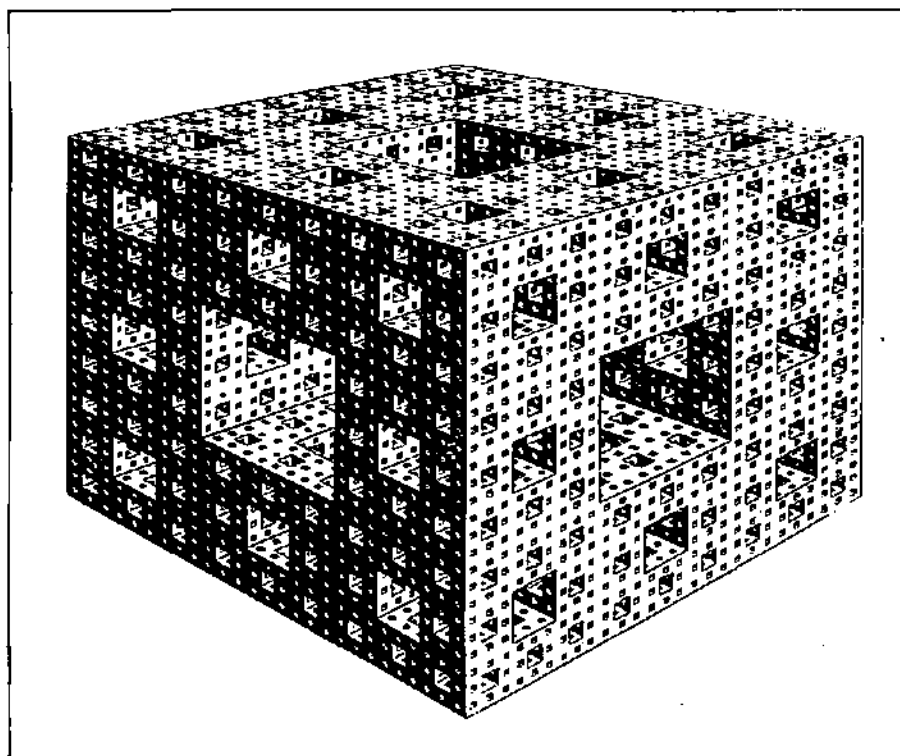


Figure 3.34 : Eponge de Menger. Sa dimension fractale est de 2.73.

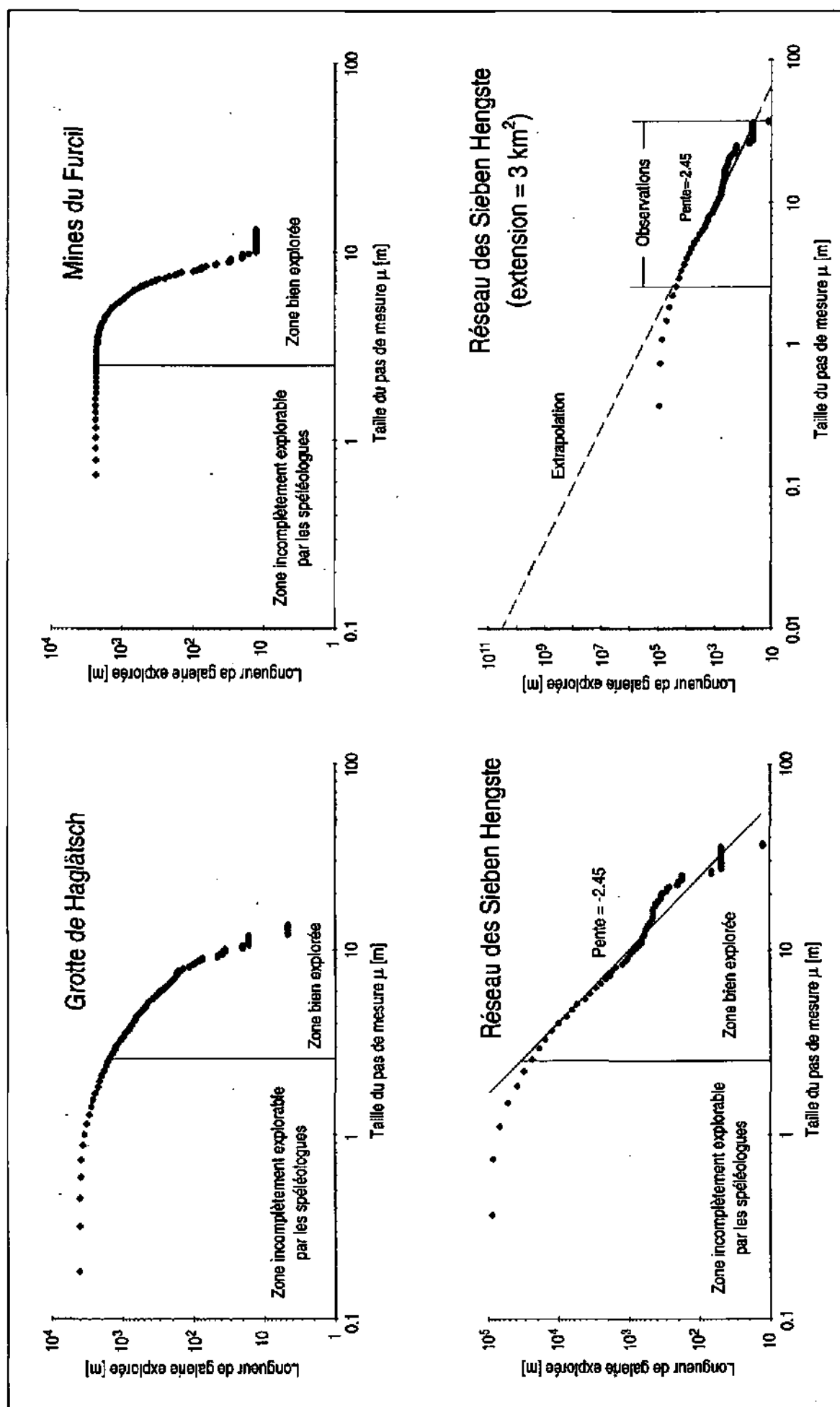


Figure 3.39 : Report de la longueur explorée par des modules de différents diamètres. Seul le réseau des Sieben Hengste rassemble suffisamment de galeries de différents diamètres pour présenter une tendance fractale et une extrapolation vers les petits diamètres (en bas à droite). La grotte de Haglättsch est caractérisée par un grand nombre de galeries de 3 à 9 mètres de diamètre. Les mines du Furcil ne possèdent que des galeries de 4 à 9 mètres de largeur. Par définition, les mines n'ont pas de structure fractale, puisqu'elles ne sont creusées qu'à l'échelle humaine.

alignement n'apparaît, donc les mines ne peuvent pas être considérées comme des structures fractales scalantes.

Pour le réseau des Sieben Hengste, un alignement existe entre 2.5 et 35 mètres de diamètre. La pente dans cet interval est de -2.45. Vers les diamètres inférieurs, la pente diminue drastiquement, au fur et à mesure que le diamètre du module s'approche de celui des spéléologues (l'accès de ceux-ci aux galeries devient de plus en plus difficile). Vers les grands diamètres, les explorations sont aussi légèrement déficitaires. En admettant que la pente déterminée sur la partie "bien explorée" du réseau soit conservée vers les petits diamètres de conduits (1 cm), on peut estimer la longueur du réseau exploré par une sphère d'un diamètre supérieur ou égal à 1 cm. On obtient environ $3 \cdot 10^{10}$ mètres de galeries pour l'exemple des Sieben Hengste. L'image traitée couvrant environ 3 km², on obtient 10⁷ km de galerie de 1 cm de diamètre par kilomètre carré.

Relevons que 10¹⁰ mètres de galeries centimétriques par kilomètre carré donnent un volume de l'ordre de 10⁸ m³. Ceci est au moins 1000 fois trop élevé si l'on compare aux porosités généralement estimées dans les aquifères karstiques. Un ordre de grandeur de 10⁷ à 10⁸ m (10⁴ à 10⁵ km) de réseau par kilomètre carré est probablement plus raisonnable (voir aussi §3.3.3).

Deux causes principales peuvent être à l'origine de cette surestimation :

1) Le réseau analysé est un mélange de plusieurs phases de la genèse du réseau; la densité doit par conséquent est plutôt surestimée par rapport à celle d'un réseau d'écoulement.

2) L'extrapolation d'une pente constante jusqu'à des diamètres de 1 centimètre est discutable. En effet, le feedback positif de la karstification induit certainement une diminution du nombre de conduits de petits diamètres, donc de la pente de la droite.

Enfin, relevons que la pente obtenue pour le réseau des Sieben Hengste (-2.45) donne une dimension fractale de 3.45, ce qui n'est pas cohérent avec la théorie développée par Curl qui prévoit que $2 < D < 3$. Des dimensions fractales supérieures à celles prévues par Curl ont également été obtenues en utilisant d'autres méthodes de mesures (en particulier en utilisant le nombre de modules en fonction de leur diamètre). La signification géométrique des pentes obtenues est donc difficile à interpréter.

Cheminement des conduits

Un conduit est une partie d'un réseau karstique (tube tortueux) limité à ces deux extrémités par des intersections avec des conduits de taille égale ou supérieure.

Il s'agit donc d'un tube tortueux reliant deux points. Le "cheminement d'un conduit" est le chemin que le conduit emprunte entre les deux points. Visuellement, la première caractéristique d'un cheminement est sa tortuosité qui peut varier entre une ligne droite (chemin le plus court) et un chemin infini si le cheminement parcourt tout l'espace avant d'atteindre le point d'arrivée.

Les conduits karstiques se développent principalement au profit des discontinuités de la roche (joints de stratification, fractures, ...). C'est le gradient hydraulique qui dicte la direction générale de l'écoulement au travers des discontinuités; la direction des conduits est donc globalement celle du gradient, mais localement celle des discontinuités. Le cheminement est donc généralement tortueux.

La tortuosité est une caractéristique fractale scalante si elle est constante au travers des échelles de mesure. L'estimation de la tortuosité consiste à mesurer la longueur apparente du conduit avec des pas de mesures de plus en plus petits, de façon analogue à celle utilisée par Mandelbrot pour mesurer la côte de Bretagne. En reportant la longueur mesurée en fonction du pas de mesure dans un repère bilogarithmique, on obtient une droite si la relation est fractale scalante. La pente de la droite détermine la dimension fractale.

JEANNIN (1992) a appliqué cette méthode à quelques galeries de la région du nord du lac de Thoun (BE, Suisse). Les résultats obtenus donnent des relations fractales scalantes sur 2 à trois ordres de grandeurs (m à km); les dimensions fractales sont comprises entre 1.07 et 1.11 (figure 3.36), trouvées dans le travail de WORTHINGTON (1991) a rassemblé les données topométriques de 43 galeries du monde entier dont la longueur dépasse 2 km. Les dimensions fractales de ces conduits karstiques varient entre 1.02 et 1.15 avec une moyenne proche de 1.09 et un écart-type de 0.034. La distribution diffère toutefois fortement d'une distribution normale et il est probable que des facteurs régionaux (climat, contexte géologique, etc.) induisent des variations déterminantes de la dimension fractale.

Sur la base de la dimension fractale du cheminement des conduits, JEANNIN (1992) a pu générer des conduits fractals ressemblant à des conduits réels (figure 3.37). Le modèle utilisé s'inspire d'un vol brownien persistant (MANDELBROT 1975) et de la méthode de mesure utilisée pour mesurer les dimensions fractales. Pour deux extrémités fixées d'un conduit, la distance est partagée en deux tronçons dont la longueur totale respecte la dimension fractale, mais dont la longueur respective est tirée au hasard. En six ou sept itérations, les cheminements obtenus prennent des allures de conduits karstiques. Les directions des tronçons de galeries le long du conduit

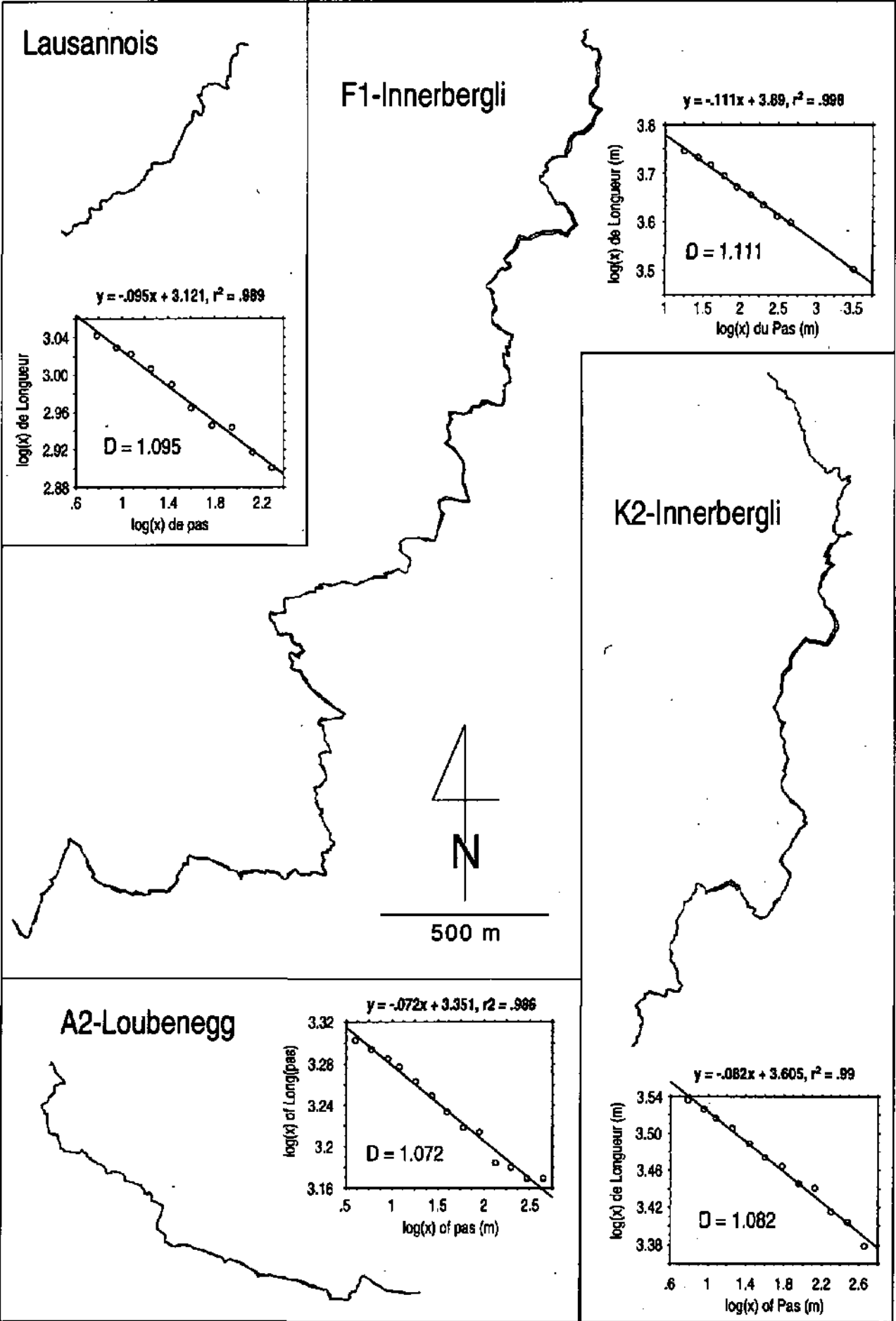


Figure 3.36 : Images et dimensions fractales de quelques cheminements de conduits karstiques de la région des Sieben Hengste. (Lau. = Galerie des Lausannois, cf. § 3.2). (Tiré de JEANNIN 1992)

fractal peuvent être conditionnés de façon à correspondre grossièrement aux directions préférentielles estimées à partir des observations de terrain (fracturation ou cavités connues). Le programme "Cheminfactal" est décrit de façon plus détaillée en annexe.

Structure des réseaux karstiques

D'après PALMER 1991, la plupart des réseaux d'écoulement karstiques présentent une structure arborescente, comparable aux réseaux hydrographiques. Cet auteur distingue trois autres type de réseaux (voir figure 3.20) : maillé (fortement influencé par le réseau de fissures), anastomosé (nombreuses diffusions) et ramiforme (grands vides connectés par de petits couloirs). Le type anastomosé constitue souvent une partie des système arborescents. Les types maillé et ramiforme sont généralement liés à des conditions hydrogéologiques particulières (grottes hypogéniques, hydrothermalisme, etc.). Ils représentent un faible pourcentage des grottes connues (max 20%). Le type arborescent est donc le plus important et par chance le plus proche des réseaux hydrographiques de surface pour lesquels des méthodes fractales ont été développées.

Un réseau arborescent peut être décrit selon différents schémas. Le schéma de Strahler est le plus fréquemment utilisé en hydrographie. Il se base sur les deux principes suivants : les segments source sont d'ordre 1 et, quand deux segments respectivement d'ordre i et j se rencontrent, un segment d'ordre k est formé, avec

$$k = \max \left\{ i, j, \text{Int} \left[1 + \frac{1}{2} (i + j) \right] \right\}$$

Ainsi, quand deux segments d'ordre égaux se rejoignent, un segment d'ordre supérieur est formé et quand deux segments d'ordre différents se rejoignent, le segment qui continue prend l'ordre du segment d'ordre supérieur (figure 3.38).

Remarquons que cette définition est proche mais différente de la définition d'un "conduit karstique" présentée au paragraphe précédent.

Conformément aux lois de HORTON (1945), nous définissons, pour un segment d'ordre k , le rapport de bifurcation R_b , le rapport de longueur des segments R_L et le rapport des surfaces drainées R_A par :

$$R_b = n_k / n_{k+1}$$

$$R_L = l_{k+1} / l_k$$

$$R_A = A_{k+1} / A_k$$

où n_k est le nombre de segments d'ordre k , l_k est la longueur moyenne des segments d'ordre k et A_k est la

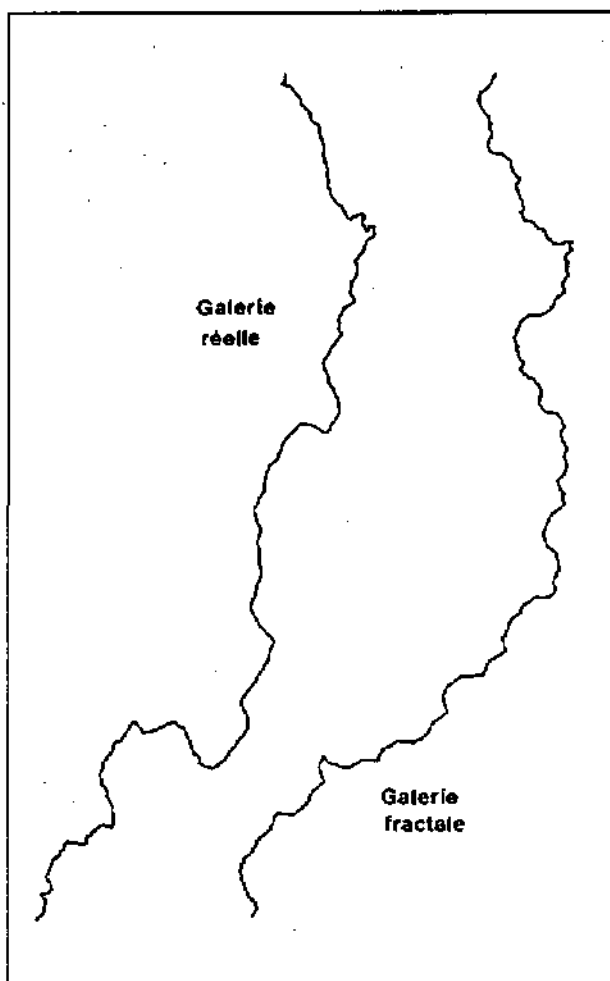


Figure 3.37 : Galerie fractale générée avec les paramètres du la galerie principale du K2-Innerbergli. Cette galerie a été générée avec le programme "cheminfactal" présenté en annexe.

surface moyenne tributaire des segments d'ordre k . Si l'on reporte sur un diagramme bilogarithmique les valeurs de n_k , l_k et A_k mesurées sur le terrain (réseaux hydrographiques divers) en fonction de l'ordre k , on obtient trois droites dont les pentes valent respectivement R_b , R_L et R_A (Rosso et al. 1991).

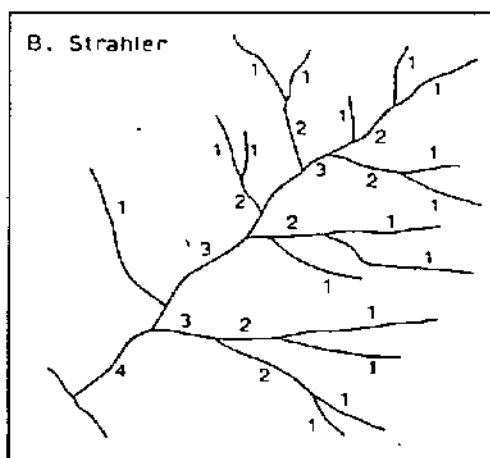


Figure 3.38 : Schéma de Strahler (d'après HORTON 1945).

DIMENSION FRACTALE DE LA LONGUEUR DU COURS D'EAU PRINCIPAL : d

Dans les bassins versants superficiels, il existe une relation simple entre la longueur du cours d'eau principal et la surface du bassin versant : L est proportionnel à A^d .

Selon MANDELBRODT (1983), la dimension fractale $d=2\alpha$. HJELMFELT (1988) en analysant sur carte différentes rivières du Missouri, a obtenu des dimensions fractales comprises entre 1.036 et 1.291 (moyenne 1.152). Ces dimensions sont directement comparables à celles obtenues pour les cheminements des conduits karstiques (1.02 à 1.15) bien que les méthodes de mesure ne soient pas les mêmes.

Rosso *et al.* (1991), suite à de nombreux développements mathématiques ont trouvé la relation suivante :

$$d = \max [1, 2 \log R_L / \log R_A] \quad (1)$$

La dimension fractale de la longueur du cours d'eau principal est donc une fonction des rapports des longueurs et des surfaces des segments. Ces auteurs calculent les dimensions fractales de quelques bassins versants d'Italie en utilisant cette relation et comparent leur résultats avec une mesure directe de d (par Box counting¹). Les écarts sont généralement très faibles.

DIMENSION FRACTALE DES RÉSEAUX D ET D^*

En supposant des segments individuels droits, LA BARBERA & Rosso (1987) ont trouvé :

$$D = \min [2, \max(1, \log R_B / \log R_L)] \quad (2)$$

A partir d'exemples réels, D est généralement compris entre 1.5 et 2, avec une moyenne de 1.67.

Or, la dimension fractale du réseau hydrographique entier est le résultat de la composition structurale du système de drainage et de l'effet de la tortuosité des segments exprimée par d .

En introduisant la source supplémentaire de comportement fractal due à la tortuosité, TARBOTON *et al.* (1990) ont obtenus :

$$\log R_B / \log R_L = D^*/d \quad (3)$$

Dès lors, la relation (2) devient :

$$D^* = \min [2, \max(1, d \log R_B / \log R_L)] \quad (4)$$

En combinant (1) et (4), on obtient :

$$D^* = \min [2, 2 \log R_B / \log R_A] \quad (5)$$

La dimension fractale dépend donc des rapports de bifurcation et de surface.

Rosso *et al.* (1991) montrent qu'une estimation directe de D^* peut être obtenue au moyen d'une relation longueur totale-surface de la forme Z proportionnel à A^β où Z désigne la longueur totale des segments dans un sous-bassin de surface A et où $\beta = D^*/2$.

Rosso *et al.* (1991) ont appliqué cette méthode à un bassin du sud de l'Italie et ont obtenu une valeur de D^* de 1.9 (d valant 1.12 et D valant 1.70).

Pour essayer d'évaluer la dimension fractale D^* des réseaux karstiques, la méthode du Box Counting a été, en première approximation, appliquée directement aux images des réseaux spéléologiques (figure 3.39). Les valeurs obtenues sont significativement plus faibles que celles des réseaux hydrographiques de surface, ce qui est à rattacher au fait que les réseaux spéléologiques ne représentent qu'une fraction des réseaux karstiques.

Vers un modèle fractal des réseaux karstiques

La dimension fractale de la longueur de chaque cours d'eau est donc donnée par :

$$d = \max [1, 2 \log R_L / \log R_A] \quad (1)$$

La valeur mesurée est proche de 1.1 pour les conduits karstiques.

La dimension fractale du réseau entier sans tenir compte de la tortuosité des segments (sans tenir compte de d) est donnée par :

$$D = \min [2, \max(1, \log R_B / \log R_L)] \quad (2)$$

Sa valeur est proche de 1.8 pour les réseaux hydrographiques de surface. Elle doit toutefois passablement varier d'un bassin versant à un autre, selon la densité du réseau de drainage.

La dimension fractale du réseau entier en tenant compte de d est donnée par :

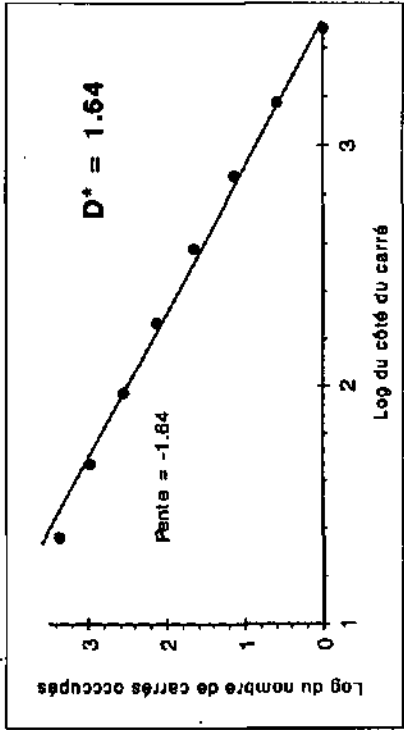
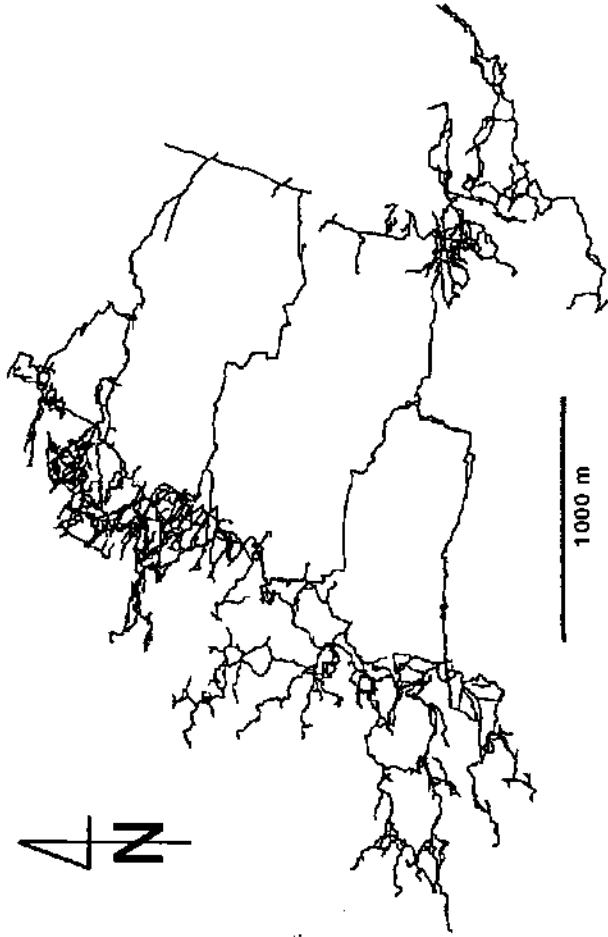
$$D^* = \min [2, 2 \log R_B / \log R_A] \quad (5)$$

Une seule valeur a été trouvée dans la littérature, il s'agit d'un bassin hydrographique superficiel du sud de l'Italie, la valeur obtenue est $D^* = 1.9$. Comme D , cette valeur doit passablement varier d'un bassin versant à un autre.

L'analyse fractale effectuée sur quelques réseaux karstiques démontre l'existence de certaines propriétés fractales scalantes de ces réseaux. La méthode du box-

¹ Méthode qui consiste à subdiviser l'image à analyser en carrés (ou cubes) de tailles décroissantes. Un carré est dit "occupé" si un segment de l'image le touche ou le traverse, il est vide dans les autres cas. La somme du nombre de carrés occupés est reportée en fonction de la taille du côté du carré dans un repère bilogarithmique. Si la relation est linéaire, l'image présente des propriétés fractales scalantes, la pente est la dimension fractale.

Réseau des Sieben Hengste



Grotte de Milandre

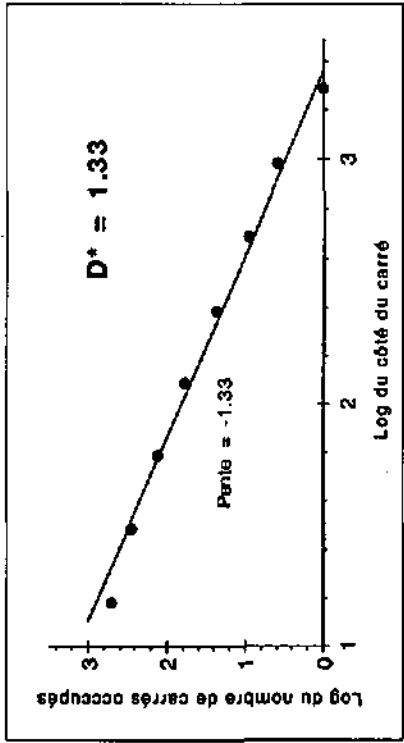
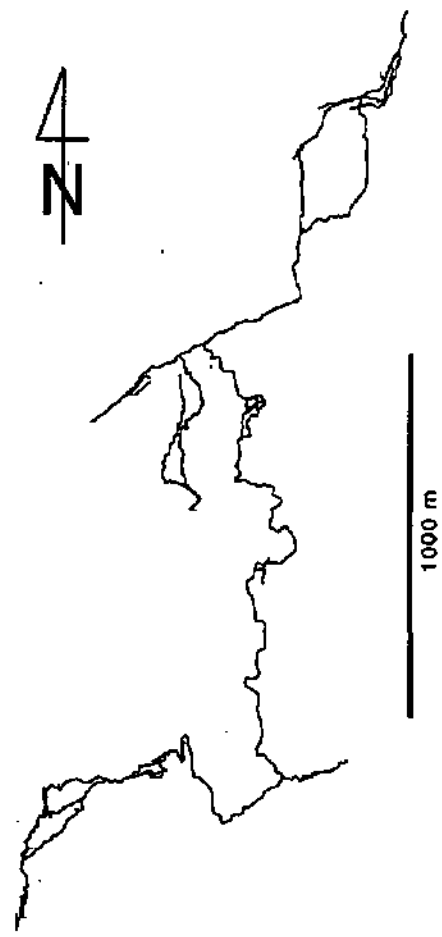


Figure 3.39 : Images et dimensions fractales D^* du réseau des Sieben Hengste (à gauche) et de la grotte de Milandre (à droite).

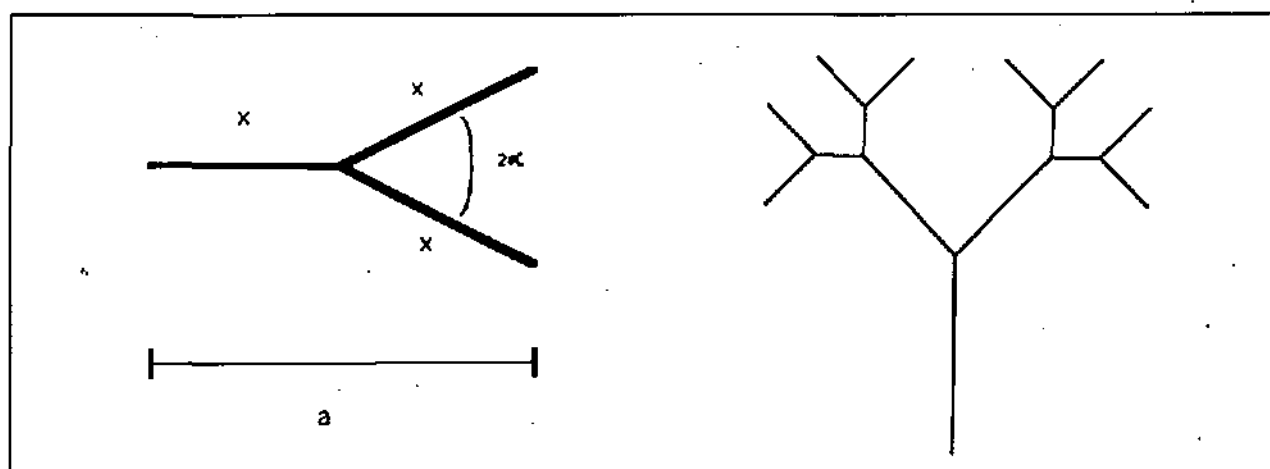


Figure 3.40 : Motif en "Y" et exemple d'objet après 3 itérations.

counting permet de déterminer facilement la dimension fractale globale D^* d'un réseau donné. Les dimensions obtenues sont cependant généralement plus faibles que celles des réseaux hydrographiques de surface, ce qui est lié à la connaissance partielle des réseaux souterrains (contrairement aux réseaux superficiels).

Comme les réseaux karstiques présentent des caractéristiques fractales, il est possible d'imaginer un modèle qui génère des images ayant des caractéristiques comparables. En fonction de ce qui précède, la génération d'un réseau devrait se faire en trois étapes :

- 1) Génération d'un réseau arborescent proprement dit au moyen de motifs à segments droits;
- 2) Génération de cheminement tortueux entre les carrefours en utilisant la méthode -partiellement stochastique- utilisée par JEANNIN (1992);
- 3) Génération du diamètre des galeries en respectant les caractéristiques fractales mesurées selon la méthode de CURL (1986), le recours à des méthodes stochastiques pour distribuer spatialement les diamètres le long des cheminements paraît inévitable.

Pour générer un réseau arborescent à segment droits, il conviendra de choisir un "motif de base" à l'arborescence. Le motif qui vient le plus rapidement à l'esprit est celui en forme de "Y" (figure 3.40).

La dimension fractale d'un modèle est donnée par :

$$D = \log N / \log(1/r)$$

où N désigne le nombre de segments du motif et $1/r$ le rapport d'homothétie entre les itérations.

De manière à conserver une longueur totale constante, il faut que :

$$x + x \cdot \cos \alpha = a$$

donc $1/r = a/x = 1 + \cos \alpha$

La dimension fractale dépend donc de l'angle entre deux segments à une jonction. Avec $N = 3$ et $2\alpha =$ angle entre les deux segments à une jonction, on obtient :

2α	α	$1 + \cos \alpha$	D
120°	60°	1.5	2.71
90°	45°	1.707	2.05
60°	30°	1.866	1.76
30°	15°	1.966	1.62

Les mesures d'angle effectuées par QUINLAN ET RAY (1981) dans Mammoth Cave (voir § 3.3.3) donnent

$\alpha = 31.5^\circ$ ce qui correspond à $D=1.78$.

WORTHINGTON (1984) et JAMESON (1985) trouvent dans Friars' Hole $\alpha = 39.5^\circ$ ce qui correspond à $D=1.92$. La valeur de $2\alpha = 81.6^\circ$ trouvée aux Sieben Hengste conduit à une dimension de 1.94.

Les dimensions fractales D estimées par cette méthode sont voisines de celles obtenues pour des réseaux hydrographiques de surface ($D=1.8$). Elle sont nettement plus élevées que celles obtenues sur les réseaux spéléologiques par Box counting. Ces derniers ne sont cependant pas directement représentatifs des réseaux d'écoulement karstiques.

D'autres motifs de base devraient être testés, mais la génération d'un réseau fractal associant toutes les caractéristiques étudiées est, pour des questions de temps, laissée à des études ultérieures. Le présent travail s'arrête à "l'étude de faisabilité".

Conclusion

Les réseaux spéléologiques et par extension les réseaux karstiques ont des caractéristiques fractales scalantes. Les méthodes fractales devraient permettre de générer des réseaux karstiques comparables aux réseaux réels. Des générateurs fractals de réseaux karstiques pourraient être développés en tenant compte de la structure du réseau, de la tortuosité des conduits et de leur diamètre qui tous trois affichent des caractéristiques fractales. La calibration de tels modèles sur les données réelles nécessite des connaissances aussi complètes que possibles de

quelques exemples de réseaux karstiques. Les sites étudiés, malgré leur important cavernement, sont insuffisamment connus pour cela et des extrapolations, parfois hasardeuses doivent alors être effectuées.

Deux intérêts majeurs des méthodes fractales doivent enfin être signalés:

- 1) La possibilité d'extrapoler certaines caractéristiques vers des échelles non observables (la méthode fractale de CURL (1986) offre précisément une possibilité d'extrapolation qu'il conviendrait d'appliquer à de plus nombreux cas).

- 2) La facilité que ces méthodes peuvent offrir pour générer des images analogues à la réalité.

La calibration des modèles ainsi que le conditionnement en fonction de connaissances spécifiques liées à système restent encore trop problématiques pour faire de ces méthodes des outils réellement utilisables dans la pratique. Leur développement, en parallèle avec des modèles déterministes de spéléogénèse et des observations détaillées de systèmes réels pourrait toutefois permettre d'alléger, en les paramétrisant, certains calculs limitant le développement des approches déterministes.

Références des chapitres 3.3 et 3.4

- ATKINSON T. C. (1977) : Diffuse and conduit flow in Limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). – *J. Hydrol.* 35, 93-110.
- BAKALOWICZ M. & MANGIN A. (1980) : L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. – *Mém. So. Géol. France* 11, 71-79.
- BEDINGER M. S. (1966) : Electric-analog study of cave formation. – *Nat. Speleo. Soc. Bull.* 28, 127-132.
- BOGLI A. (1980) : Karst Hydrology and Physical Speleology. – *Springer Verlag, New York*, 284 p.
- BRUN J.-P. (1989) : Etude statistique des cavités karstiques de la région montpelliéraine (Causses méridionaux et Garrigues). – *Karstologia* 14, 1989(2), 31-39.
- BUHMAN D. & DREYBRODT W. (1985a) : The kinetics of calcite solution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 1. Open system. – *Chem. Geol.* 48, 189-211.
- BUHMAN D. & DREYBRODT W. (1985b) : The kinetics of calcite solution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 1. Closed system. – *Chem. Geol.* 53, 109-124.
- CHARPENTIER R. R. & CUNNINGHAM K. I. (1993) : Fractal structure of Lechuguilla Cave, New Mexico, related to the history of its exploration. – *Abstract Annual Meeting of Geol. Soc. of America*, 25(6), 413-413 (only abstract).
- CHEEMA T. J. & ISLAM M. R. (1994) : Comparaison of cave passageways with fracture traces and joints in the Black Hills region of South Dakota. – *Nat. Speleol. Soc. of Am. Bull.* 56, 96-103.
- CHOPPY J. (1987) : Le facteur lithologique, Roches carbonatées. – *Serie "Phénomènes karstiques"*, Speleo Club Paris, 75 p.
- CHOPPY J. (1990) : Les facteurs tectoniques : pendages, plis et karst – *Serie "Synthèses karstiques"*, Speleo Club Paris, 67 p.
- CHOPPY J. (1991) : Les facteurs tectoniques : fracture et karst. – *Serie "Synthèses karstiques"*, Speleo Club Paris, 76 p.
- CHOPPY J. (1991) : Les facteurs tectoniques : actions conjointes de fractures. – *Serie "Synthèses karstiques"*, Speleo Club Paris, 68 p.
- CHORLEY R. J. & KENNEDY B. A. (1971) : Physical Geography, A system approach. – *Prentice Hall ed., London* 370 p.
- CLEMENS T., HÖCKINGHAUS D., SAUTER M., LIEDL R. & TEUTSCH G. (1996) : A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development. – In: KOVAR K. & VAN DER HEIJDEN (eds): *Calibration and reliability in groundwater modelling*, IAHS Publ. 237, 309-318.
- CURL R. L. (1966) : Cave as a measure of karst. – *J. Geol.*, Vol. 74, No 5, part 2, 798-830.
- CURL R. L. (1986) : Fractal dimensions and geometries of caves. – *Mathematical Geology*, 18(8), 765-783.
- DEIKE G. H. III (1989) : Fracture controls on conduit development. – In *White & White 1989, Karst Hydrology, concepts from the Mammoth Cave Area*, Van Nostrand Reinholds ed., 259-291.
- DOERFLINGER N. (1996) : Advances in karst groundwater protection strategy using artificial tracer tests analysis and multi-tribute vulnerability mapping (EPIK method). – *Thèse univ. Neuchâtel*, 180 p.
- DREYBRODT W. (1988) : Processes in Karst Systems, Physics, Chemistry and Geology. – *Springer Verlag ed.*, 288 p.
- DREYBRODT W. (1990) : The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone : a model simulation of karst evolution. – *The Journal of Geol.* Vol 98 (5), 639-655.
- DREYBRODT W. (1995) : Principles of karst evolution from initiation to maturity and their relation to physics and chemistry. – *Contrib. to IGCP 299, Geology, Climate, Hydrology and karst formation "Global karst"*.
- EISENLOHR L. (1995) : Variabilité des réponses naturelles des aquifères karstiques. De l'identification de la réponse globale vers la connaissance de la structure de l'aquifère. – *Thèse Fac. Sc. Univ. Neuchâtel*, 100 p. + figures.

- ERASO A. & HERRERO N. (1986) : Propuesta de un nuevo metodo de deducción de las direcciones principales de drenaje en el karst. – *Jumar, Madrid, 1986*.
- EWERS R. O. (1972) : A model for the development of sub-surface drainage routes along bedding planes. – *MSc thesis, University of Cincinnati*.
- EWERS R. O. (1978) : A model for the development of broad-scale networks of groundwater flow in steeply deeping carbonate aquifers. – *Trans. Brit. Cave Res. Assoc.* 5, 121-125.
- EWERS R. O. (1982) : Cavern development in the dimensions of length and breadth. – *PhD Thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario*.
- FORD D. C. & EWERS R. O. (1978) : The development of limestone cave systems in the dimensions of length and breadth. – *Can. J. Earth Sci.* 15, 1783-1798.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W. (1989) : Karst Geomorphology and Hydrology. – *Unwin Hyman, London, 601 p.*
- FORD D. C. (1965) : The origin of limestone caverns : a model from the central Mendip Hills, England. – *Nat. Speleo. Soc. Amer. Bull.* 27, 109-32.
- FORD D. C. (1968) : Features of cavern development in central Mendip. – *Trans., Cave Res. Gp. G.B.*, 10, 11-25.
- FORD D. C. (1971) : Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis. – *Cave Res. Gp., G.B., Trans.*, 13(2), 81-94.
- GROVES C. G. & HOWARD A. D. (1994a) : Minimum hydrochemical conditions allowing limestone cave development. – *Water Res. Res.*, Vol 30 (3), 607-615.
- GROVES C. G. & HOWARD A. D. (1994b) : Early development of karst systems 1. Preferential flow paths enlargement under laminar flow. – *Water Res. Res.*, Vol 30 (10), 2837-2846.
- HJELMFELT A. T. (1988) : Fractals and the river-length catchment-area ratio. – *Water Resources Bull.*, 24(2) 455-459.
- HORTON R. E. (1945) : Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. – *Geol. So. of Am. Bull.* 56, 455-459.
- HOWARD A. D. & GROVES C. G. (1995) : Early development of karst systems 2. Turbulent flow. – *Water Res. Res.*, Vol. 31 (1), 19-26.
- JAMESON R. A. (1985) : Structural segments and the analysis of flow paths in the North Canyon of Snedegar Cave, Priars Hole Cave System, West Virginia. – *Inédit, McMaster Univ. Thesis, 421 p.*
- JAMIER D. & SIMBONI G.P. (1979) : Etude statistique de la distribution spatiale des éléments structuraux dans deux massifs des Alpes helvétiques, conséquences pour l'hydrogéologie karstique. – *Bull. centre d'hydrogéologie Univ. Neuchâtel No 3 (1979), 1-26.*
- JAQUET O. & JEANNIN P.-Y. (1993) : Modelling the karstic medium : a geostatistical approach. – *Geostatistical simulations, 185-195, Armstrong & Dowd Eds, Kluwer Academic Publishers, Neetherland.*
- JAQUET O. (1995) : Modèle probabiliste de réseaux karstiques : équation de Langevin et gaz sur réseau. – *Cahiers de Géostatistique 5(1995), 69-80.*
- JEANNIN P.-Y. (1989) : Etude géologique de la région Burst - Sieben Hengste (Chaîne bordière helvétique, canton de Berne : Apports de l'étude des cavernes à la connaissance structurale et à la mise en évidence de phases tectoniques quaternaires. – *Mémoire de diplôme de géologie, Univ. Neuchâtel. 122 p.*
- JEANNIN P.-Y. (1992) : Géométrie des réseaux de drainage karstique : approche structurale, statistique et fractale. – *Actes du colloque sur l'hydrogéologie en pays calcaires et fissurés, Neuchâtel, octobre 1992, Annales sc. de l'Univ. Besançon, mém hors série No 11, 1-8.*
- KAYE C. A. (1957) : The effect of solvent motion on limestone solution. – *J. Geol.* 65, 35-44.
- KINZELBACH W. (1988) : The random walk method in pollutant transport simulation. – *Groundwater flow and quality modeling, E. Custodio ed, Reidel Publishing Co., 227-246.*
- KIRALY L. & MOREL G. (1976a) : Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèle mathématique. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, No 1, 37-60.*
- KIRALY L. & MOREL G. (1976b) : Etude de la régulation de l'Areuse par modèle mathématique. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, No 1 19-36.*
- KIRALY L. & SIMÉONI G. P. (1971) : Structure géologique et orientation des cavités karstiques : la grotte de Chez-Le-Brandt (Jura neuchâtelois). – *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 94, 91-97.
- KIRALY L. (1969) : Statistical Analysis of fractures. Orientation and density. – *Geol. Rundschau* 59, 125-151.
- KIRALY L. (1968) : Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques (région du gouffre du Petit-Pré de St Livres, Jura vaudois). – *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 91, 127-146.
- KIRALY L. (1975) : Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. – *Hydrogeology of karstic terrains, (Burger A. & Dubertret L. Ed.), Intern. Union of Geol. Sciences, Serie B, No 3 53-67.*
- KIRALY L. (1978) : La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. – *Bulletin du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel No 2 (1978), 83 - 220.*
- KIRALY L., PERROCHET P. & ROSSIER Y. (1995) : Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs : a numerical approach. – *Bull. d'Hydrogéologie 14, Neuchâtel, à paraître en juin 96.*
- KIRALY L., MATTHEY B. & TRUPET J.P. (1971) : Fissuration et orientation des cavités souterraines; région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). – *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat. No 94, 99-114.*

- LA BARBERA P. & ROSSO R. (1987) : Fractal geometry of river networks. – *Eos. Trans. AGU* 68(44), 1276.
- LANGEVIN P. (1908) : Sur la théorie du mouvement brownien. – *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, vol. 146, 530-533.
- LEOPOLD L. B. & LANGBEIN W. B. (1962) : The concept of entropy in Landscape evolution. – *Geol. Survey Prof. paper* 500-A, A1-20.
- MANDELBRODT B. (1975) : Les objets fractals. – Flammarion, Paris, 203 p.
- MANDELBRODT B. (1983) : The fractal Geometry of Nature. – W. H. Freeman & Co Ed., New York, 468 p.
- MANGIN A. (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. – *Thèse, annales de spéléologie* No 29, 283-329.
- MANGIN A. (1982) : Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. – *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, 3ème colloque d'hydrogéologie en pays calcaire*.
- MANGIN A. (1985) : Progrès récents dans l'étude hydrogéologique des karsts. – *Stylogia* 1 (3), 240-257.
- MANGIN A. (1986) : Réflexions sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques. – *Euskadi*, 1986.
- MASSON M. (1985) : Le karst du Parmelan : relations fracturation-karstification. – *Karsologia* No 5, 1985 (1), 3-8.
- MIXON W. (1995) : Discussion : Comparaison of cave passage-ways with fracture traces and joints in the Black Hills region of South Dakota. – *Nat. Speleol. Soc. of Am. Bull.* 57, 111-112.
- PALMER A. N. (1975) : The origin of maze cave. – *Bull. Nat. Speleo. Soc. Am.* 37(3), 56-76.
- PALMER A. N. (1984) : Geomorphic interpretation of karst features. – In : *Groundwater as a geomorphic agent*, R. G. Lafleur (ed.), 173-209, Landon, Allen & Unwin.
- PALMER A. 1991 : Origin and morphology of limestone caves. – *Geol. Soc. of America Bull.*, Vol. 103, January 1991, 1-21.
- QUINLAN J. F. & EWEERS R. O. (1981) : Hydrogeology of the Mammoth Cave region, Kentucky. – In : *Geol. Soc. Am. Cincinnati 1981, Field Trip Guide Books*, Vol. 3, T. G. Roberts (ed), 457-506.
- QUINLAN J. F. & RAY R. A. (1981) : Groundwater basins in the Mammoth Cave region, Kentucky. – *Friends of karst Occasional public.*, No 1, Map. Reprise dans White & White 1989.
- RAUCH H. W. & WHITE W. B. (1970) : Lithologic controls on the development of solution porosity in carbonate aquifers. – *Water Res. Res.* 6, 1175-1192.
- RENAULT Ph. (1967-68) : Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. – *Ann. Spéléol.* 22, 23 et 24.
- RHOADES R. & SINACORI N. M. (1941) : Patterns of groundwater flow and solution. – *J. Geol.* 49, 785-794.
- ROSSIER Y. (1984) : Exemples d'applications d'une méthode d'analyse de la fissuration, illustration en pays granitique et calcaire. – *Hydrogéologie*, No 2, 1986, 231-240.
- ROSSO R., BALDASSARE B. & LA BARBERA P. (1991) : Fractal relations of mainstream length to catchment area in river networks. – *Water Resources, Res.* 27(3), 381-387.
- SCHIEDEGGER A. E. & LANGBEIN W. B. (1966) : Probability concepts in geomorphology. – *Geol. Survey Prof. Paper* 500C, C1-14.
- SCHIEDEGGER A. E. (1958) : The random-walk model with auto-correlation of flow through porous media. – *Can. Jour. Physics*, Vol. 36, 649-658.
- TARBOTON D. G., BRASS R. L. & RODRIGUEZ-ITURBE I. (1990) : Comment on "On the fractal dimension of stream networks" by La Barbera & Rosso. – *Water Res. Res.* 26(9), 2243-2244.
- TURCOTTE D. L. (1993) : Fractal and chaos in geology and geophysics. – *Cambridge Univ. Press*, 221 p.
- UFFINK J. M. G. (1990) : Analysis of dispersion by the random walk method. – *Thèse Univ. Delft*, 150 p.
- WATERMAN S. E. (1975) : Simulation of conduit network development on bedding planes. – *MSc. Thesis McMaster univ.*
- WEYL P. K. (1958) : Solution kinetics of calcite. – *J. Geol.* 66, 163-176.
- WHITE W. B. & LONGYEAR J. (1962) : Some limitations on speleogenetic speculation imposed by the hydraulics of groundwater flow in limestone. – *Nittany Grotto Newl.* 10, 155-167.
- WHITE W. B. (1969) : Conceptual models for carbonate aquifers. – *Ground Water* 7(3), 15-21.
- WHITE W. B. (1977) : The role of solution kinetics in the development of karst aquifers. – In : *Karst Hydrogeology*, J. S. Tolson & F. L. Doyle (eds), *Internat. Assoc. Hydrgeol. Mem.* 12, 503-517.
- WHITE W. B. (1988) : Geomorphology and hydrology of karst terrains. – *Oxford : Oxford University Press*.
- WORTHINGTON S. R. H. (1991) : Karst hydrogeology of the canadian Rocky Moutains. – *PhD Thesis McMaster University, Hamilton, Ontario*, 227 p.
- WORTHINGTON S. R. H. (1984) : The paleodrainage of an Appalachian floviokarst: Friars Hole, West Virginia. – *Inédit. Thesis Mc Master Univ.*, 218 p.

3.4. Conclusion sur la géométrie des réseaux karstiques

L'objectif de ce chapitre était de tenter une synthèse des approches utiles à l'hydrogéologue concernant la géométrie des réseaux d'écoulement karstiques. Dans ce but, la démarche la plus simple était d'utiliser les connaissances directement disponibles : les réseaux spéléologiques. Ceux-ci ne représentant pas directement une image du réseau karstique actif (réseau d'écoulement actuel), il a donc fallu interpréter les images des réseaux spéléologiques.

Le chapitre 3.2 présente un exemple de réseau spéléologique important (250 km) à partir duquel des images de réseaux d'écoulement (partie noyée seulement) ont pu être obtenues.

Ces images permettent d'un coup d'oeil –sur une station Silicon Graphics– d'obtenir une impression générale de l'allure d'un réseau d'écoulement en fonction de son contexte géologique.

L'exemple du nord du Lac de Thounne montre clairement l'adaptation rapide de la géométrie du réseau d'écoulement aux variations des conditions aux limites (position de l'exutoire en particulier). La structure géologique influence la géométrie du réseau avant tout par la géométrie de la couche calcaire. Fractures et joints de stratification déterminent l'orientation des galeries, pour autant que leur direction soit proche de celle du gradient hydraulique.

Ces observations sont globalement en accord avec les approches trouvées dans la littérature, en particulier avec les approches déterministes qui postulent que la géométrie des réseaux est déterminée par la géométrie de la couche calcaire, les champs des écoulements et les conditions aux limites du système (en particulier la position des exutoires).

Les modèles analogiques de Ewers avaient permis, il y a longtemps, d'investiguer les effets, sur la géométrie des réseaux de protoconduits, de différentes conditions aux limites. Les modèles numériques actuels ne permettent pas encore de simuler des cas apparentés à la réalité puisqu'ils sont uni- ou bi-dimensionnels et renferment un nombre d'éléments encore limité. Ils permettent toutefois de voir qualitativement la tendance de l'effet de diverses conditions (ouverture initiale des fissures, position des exutoires et des zones d'alimentation, écoule-

ments turbulents, etc.) sur la géométrie des réseaux. Ces modèles ont l'avantage d'être "explicatifs", c'est-à-dire que les processus physiques y sont modélisés de façon explicite; toutefois, ils ont l'inconvénient d'être encore trop limités par la puissance insuffisante des ordinateurs. Des modèles plus réalistes vont cependant apparaître dans les années à venir; pour les hydrogéologues, ils devraient représenter une aide précieuse pour évaluer la géométrie des réseaux d'écoulement karstiques.

Les autres méthodes offrent des possibilités et des limitations variables :

1) Les méthodes indirectes, les plus utilisées en hydrogéologie karstique, ne permettent pas de relier de façon univoque la réponse globale des aquifères à la géométrie du réseau d'écoulement. Seule l'analyse simultanée de plusieurs réponses globales d'un système peut éventuellement diminuer l'indétermination.

2) Les méthodes statistiques simples ou croisées permettent de décrire les caractéristiques des réseaux reconnus et éventuellement les corrélations qui peuvent exister entre différents paramètres. Ces méthodes ont peu de chance de pouvoir un jour générer des réseaux d'écoulement utilisables. Même les méthodes géostatistiques, pourtant développées pour la description spatiale des champs variables, ne permettent pas de générer des réseaux ayant les caractéristiques fondamentales des réseaux d'écoulement (connexité en particulier). Ces méthodes doivent être utilisées comme des outils descriptifs servant à comparer des données ou à tester des hypothèses.

3) Les méthodes statistiques utilisant la description stochastique du processus physique de la karstification (marches aléatoires) donnent des résultats plus encourageants. Elles ont l'avantage d'être plus simples à mettre en oeuvre que les méthodes déterministes, mais elles donnent jusqu'ici des résultats tout aussi schématiques. Ces méthodes ne sont pas (ou peu) "explicatives"; les tests d'adéquation avec des exemples réels devraient être assez nombreux pour évaluer la relation entre les paramètres du modèle et la réalité.

4) Les méthodes fractales semblent pouvoir aboutir à la génération de réseaux ressemblant aux réseaux réels. Cependant, aucun processus n'intervient dans ce type de

modèle : il ne s'agit que de la génération d'une structure spatiale dont les caractéristiques sont voisines de celles d'un réseau d'écoulement karstique. Il pourrait s'agir d'un réseau routier ou d'un réseau sanguin ! Cette méthode est comparable aux méthodes statistiques car elle passe par la détermination des caractéristiques géométriques d'un réseau (étape descriptive), puis par la génération d'une structure spatiale équivalente. L'avantage des fractales sur les statistiques classiques est qu'elles sont appropriées pour décrire directement les propriétés géométriques des objets, ceci au travers des échelles d'observation.

Au stade actuel et probablement pour quelques années encore, les hydrogéologues devront donc se servir de leur "nez" (modèles discursifs) pour évaluer l'allure des réseaux d'écoulement karstiques. Devant cet état de fait, les images tridimensionnelles des réseaux d'écoulement, obtenues à partir des réseaux spéléologiques, prennent une valeur fondamentale, car elles permettent de "calibrer" le "nez" des hydrogéologues. Des études et représentations comparables devraient être effectuées sur d'autres sites, de façon à faire ressortir les critères pertinents de la description des ces réseaux. De la même manière, les concepts issus des modèles déterministes conditionnent progressivement le "nez" des hydrogéologues.

Pratiquement, les idées rassemblées dans ce chapitre permettent d'esquisser les grandes lignes d'une méthode qui permet d'évaluer grossièrement la géométrie probable d'un réseau karstique lorsque celui est inconnu. La première étape consiste à reconstituer aussi précisément que

possible la géométrie tridimensionnelle de la couche calcaire renfermant l'aquifère. On peut alors extrapoler le sommet de la zone noyée en admettant un certain gradient hydraulique (généralement proche de zéro) à partir des exutoirs supposés connus. Il faut ensuite faire l'hypothèse que des conduits subhorizontaux se développeront dans la zone noyée, alors que les conduits de la zone vadose seront subverticaux, ou descendant sur le toit imperméable formant la base des calcaires. En fonction des zones d'infiltration des eaux, de la géométrie de la zone non saturée et de la position des exutoires, il est alors possible d'évaluer les zones de recharge de la zone noyée et la direction d'écoulement. Le champ des discontinuités (fractures et joints de stratification) associé aux directions d'écoulement estimées permet alors d'évaluer les directions principales et éventuellement les plans préférentiels de développement des conduits. En s'inspirant des images de réseau karstiques données au §3.2, et en admettant une densité de l'ordre de 3 à 20 km de conduits pénétrables par kilomètre carré, on peut, avec de la patience, essayer d'esquisser l'allure probable de l'ossature d'un réseau, puis tenter d'y simuler des écoulements. Cette dernière étape peut éventuellement être facilitée par l'usage d'outils statistiques ou fractals, voir de modèles de spéléogenèse.

Cette approche est applicable dans des karsts montagneux où la structure géologique conditionne assez fortement les écoulements; dans les grands plateaux tels que ceux du Kentucky, il faut s'attendre à davantage de liberté –et donc de fantaisie– dans l'esquisse des réseaux inconnus.

Chapitre 4

Conclusion générale

VERS LA CONNAISSANCE DES SYSTÈMES D'ÉCOULEMENT

Comme nous l'avons signalé en introduction, la protection et la gestion des eaux des aquifères karstiques nécessitent une connaissance aussi précise que possible dans l'espace de la géométrie des systèmes d'écoulement. Le temps étant relié à l'espace par les équations différentielles de l'écoulement et du transport, la connaissance temporelle est également indispensable. Dans ce but, il conviendrait idéalement de connaître, à une échelle décimétrique ou même métrique, les processus dominants et les paramètres physiques qui y sont associés pour chacun des sous-systèmes présentés à la figure 1.4. Par des modèles numériques, on pourrait alors en principe calculer les temps de transfert à partir de chaque point du bassin d'alimentation. La réalité est encore très loin d'un tel modèle idéal.

La connaissance actuelle est limitée sur les points suivants :

- 1) La définition des sous-systèmes;
- 2) La reconnaissance des processus dominants;
- 3) La mesure des paramètres physiques;
- 4) Les modèles numériques.

Définition des sous-systèmes

Cette définition dépend du but fixé. Si le but fixé est de définir le temps de transit (ou temps de séjour) de l'eau à partir d'un point d'infiltration du bassin d'alimentation, jusqu'à une source karstique, alors l'ensemble des systèmes traversés par les eaux de pluie doivent être considérés, conformément à la figure 1.4.

Processus dominants (Modèles conceptuels)

Les différents sous-systèmes sont distingués par la présence de processus distincts ou de conditions bien distinctes. Par exemple, les lois d'écoulement de la zone non-saturée sont clairement différentes de celles de la zone saturée. S'il est relativement aisé de séparer intuitivement les sous-systèmes, il est bien moins évident d'évaluer par exemple le rôle de la capillarité par rapport aux écoulements gravitaires dans la zone non saturée du karst. La recherche des processus dominants et des conditions qui y sont associées dans chaque sous-système représente le cœur des recherches actuelles sur le karst. Ceci implique en effet l'élaboration d'un modèle conceptuel du sous-système considéré. Ce modèle représente une hypothèse de travail à vérifier à l'aide d'un modèle numérique et d'observations sur le terrain.

La mesure des paramètres physiques (observations sur le terrain)

Les deux problèmes majeurs de la mesure des paramètres physiques (perméabilité, emmagasinement, dispersivité, etc.) sont l'échelle et l'extrapolation des mesures. Les paramètres physiques sont en théorie des champs de paramètres ponctuels. Dans les modèles numériques, l'espace est discrétisé et les paramètres du modèle sont valables à l'échelle de la cellule. Idéalement, la mesure des paramètres physiques devrait donc se faire à la même échelle que la cellule des modèles utilisés. L'existence, dans les milieux hétérogènes, d'un "effet d'échelle" sur la plupart des paramètres physiques pose de sérieux problèmes quant à l'utilisation des paramètres mesurés dans les modèles numériques. L'exemple des dispersivités mesurées le long de la rivière souterraine de Milandre illustre bien ce problème.

Par ailleurs, les mesures disponibles sont toujours extrêmement éparpillées et il convient de les interpoler ou extrapoler considérablement pour alimenter les modèles. Etant donné la structure particulière (hétérogène mais organisée) des milieux karstiques, ces interpolations sont encore très délicates. Les modèles conceptuels ou mathématiques représentent pratiquement la seule possibilité d'interpolation des données mesurées et de visualisation des systèmes d'écoulement.

Enfin, remarquons que la plupart des mesures hydrodynamiques influencent le système directement en en modifiant les caractéristiques naturelles (p. ex. les forages modifient la perméabilité du milieu). Ces problèmes de mesure sont insolubles et justifient l'intérêt des hydrogéologues pour les méthodes qui peuvent fournir des informations, même indirectes sur la structure des champs des paramètres physiques dans les systèmes karstiques. Le chapitre 3 de cette thèse s'inscrit donc pleinement dans cette lignée.

Les modèles numériques

Quoique certains en disent, les modèles numériques existants sont encore relativement rudimentaires : La plupart des modèles ne considèrent qu'un seul sous-système (souvent la zone noyée), les tests d'adéquation entre les modèles et la réalité sont insuffisants (on se contente généralement d'un test fonctionnel), enfin, le couplage des processus de transport est encore discutable (à l'image du problème des essais de traçage illustré dans ce mémoire). Les modèles actuels permettent d'appréhender qualitativement les ordres de grandeurs de certains phénomènes particuliers du karst. Ils sont cependant encore peu utilisables pour obtenir une image quantitative des champs d'écoulement et des processus de trans-

port. Ils ne permettent donc pas une approche quantitative solide de la vulnérabilité des aquifères karstiques au sens défini dans la méthode EPIK (DOERFLIGER 1996). Avant d'y parvenir, il faudra encore développer des modèles de chaque sous-système, et surtout en tester l'adéquation avec les systèmes réels. Ensuite seulement, le couplage pourra être envisagé.

RÉSULTATS PRINCIPAUX DE CETTE THÈSE

Le travail présenté ici concerne principalement les observations sur le terrain et leur comparaison avec les modèles conceptuels et/ou numériques de certains sous-systèmes. Deux aspects principaux sont illustrés :

1) L'importance fondamentale de la structure spécifique du champ des perméabilités dans les aquifères karstiques, qui induit plusieurs particularités aux systèmes d'écoulement dans ces aquifères.

2) Les méthodes disponibles pour appréhender la structure spécifique des systèmes karstiques. Cette structure est le résultat de la karstification. A cause des particularités de cette structure, surtout de l'hétérogénéité organisée du champ des perméabilités, les approches de l'hydrogéologie classique sont limitées et les essais habituels doivent être interprétés de façon spécifique.

Ce travail s'est surtout concentré sur la structure et le fonctionnement de la zone noyée, où le milieu peut être schématisé comme suit : des volumes de roche fissurée peu perméables entourent un réseau de conduits karstiques très perméables relié à l'exutoire. Les écoulements sont turbulents dans le réseau de conduits et laminaires dans les volumes peu perméables.

Quatre conséquences pratiques pour l'hydrologie karstique peuvent maintenant être considérées comme acquises, puisque l'adéquation entre les modèles qui les prévoyaient et les mesures sur le terrain a été démontrée :

1) Le niveau d'eau dans un forage nu ou crépiné sur toute sa longueur ne représente ni un potentiel hydraulique spécifique, ni le niveau de la surface de nappe;

2) Les potentiels hydrauliques recoupés par un seul forage peuvent varier de plus de dix mètres entre les parties très peu perméables et le réseau de conduits karstique; dans ces conditions, les cartes piézométriques dessinées à partir des niveaux d'eau dans les forages deviennent très difficilement interprétables.

3) La mesure hebdomadaire ou mensuelle d'un paramètre hydraulique (hauteur d'eau ou débit) dans un aquifère karstique peut ne pas représenter la réponse réelle de l'aquifère, dont les variations sont souvent extrêmement rapides. Cette affirmation peut certainement être extrapolée aux paramètres physico-chimiques.

4) L'interprétation des courbes de restitution des essais de traçage en termes de vitesse moyenne et de dispersivité apparente représente une valeur moyenne le long du cheminement parcouru. La variance autour de la moyenne peut être considérable et, d'après les mesures effectuées, est liée principalement à la géométrie des champs d'écoulement, donc à celle des chenaux, et non à des échanges avec la matrice rocheuse ou avec des "eaux immobiles".

Ces quatre conséquences limitent les possibilités d'interprétation des mesures effectuées en milieu karstique.

CONSEQUENCES POUR L'ÉVALUATION DE LA VULNÉRABILITÉ DES EAUX

La modélisation numérique des écoulements, et à plus forte raison du transport, dans les systèmes karstiques étant encore loin d'être adéquate pour une détermination quantitative de la vulnérabilité des eaux d'un captage ou d'une source, il convient de se rabattre sur un modèle conceptuel. Le seul modèle qui soit peu sujet à controverse et applicable à la majorité des systèmes karstiques est celui présenté à la figure 1.4. Il s'agit de considérer les systèmes karstiques comme une superposition de quatre sous-systèmes : infiltration, épikarst, zone vadose, zone noyée. Le sous-système "écoulements superficiels" peut interagir parallèlement avec l'un ou l'autre de ces quatre sous-systèmes. C'est sur cette base que la méthode EPIK a été élaborée. Le modèle conceptuel de chaque sous-système est simplifié à l'extrême : le système "infiltration" est représenté par le paramètre "Protective cover", le système epikarst par le paramètre du même nom, les systèmes zone vadose et zone noyée par le paramètre "réseau karstique", enfin, le système "écoulement superficiel" par le paramètre "conditions d'infiltration". La formule empirique de pondération proposée représente en fait le lien entre ces sous-systèmes, elle remplace le couplage complet que seul un modèle numérique sophistiqué pourrait simuler correctement.

La méthode EPIK est ainsi amenée à être adaptée et améliorée en fonction de la connaissance effective du fonctionnement de chacun des sous-systèmes et de leur couplage. Elle incite à considérer les quatre sous-systèmes sans en oublier un simplement parce qu'on ne dispose pas d'information à son sujet. La connaissance même grossière de ces 4 paramètres est probablement plus importante que la connaissance très détaillée d'un seul de ceux-ci. L'amélioration des modèles conceptuels des sous-systèmes et des modèles numériques permettront d'affiner la méthode EPIK dans les années à venir.

Si les paramètres "Condition d'infiltration" et "Couverture protectrice" sont relativement faciles à identifier et à cartographier, les paramètres "Réseau karstique" et "Epikarst" sont plus délicats.

Le chapitre 3 de ce mémoire offre donc une panoplie de méthodes et d'approches qui permettent d'évaluer la structure d'un réseau karstique. Il est recommandé d'utiliser les connaissances de la géométrie de la couche aquifère, des conditions d'infiltration et d'exfiltration, ainsi que du champ des discontinuités pour évaluer grossièrement l'allure probable du réseau karstique. D'autres observations (traçages, mesures hydrauliques, etc.) pourront l'aider à tester l'hypothèse proposée.

Pour l'épikarst, le présent mémoire en confirme le rôle important sur le fonctionnement hydrodynamique du système, mais n'offre guère de méthodes utilisables pour le reconnaître et le cartographier. Ce thème fait l'objet de recherches qui seront présentées dans des thèses ultérieures.

PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Quelles sont dans les années à venir les directions de recherches qui pourraient contribuer à une meilleure connaissance des systèmes d'écoulement ? Au stade actuel, nous pouvons considérer que les modèles déterministes développés par Kiraly *et al.* décrivent qualitativement les systèmes d'écoulements de façon adéquate dans la zone noyée. Pour atteindre une description, même qualitative, complète des systèmes karstiques, il faudrait améliorer les points suivants :

1. Sols : Les modèles utilisés en hydrologie ou en agro-nomie pour la simulation des écoulements et du transport dans les sols, devraient être adaptés aux problèmes du karst (sols particuliers, infiltration dans l'épikarst, etc.).
2. Epikarst : Il est pris en considération de manière trop simplifiée (KIRALY 1995) et son fonctionnement structurel ne peut pas être extrapolé avec les modèles actuels.
3. Zone vadose : Les réseaux de conduits ne se développent pas uniquement dans la zone noyée pérenne, mais également dans la zone épiphréatique. La transmissivité du réseau augmente ainsi avec le niveau de l'eau, ce qui engendre de fortes non-linéarités dans les relations entre charge et débit. Seuls des modèles capables de calculer les écoulements dans la zone non saturée (au moins dans les conduits) permettent de simuler correctement ce phénomène. De plus, les processus propres aux écoulements non saturés (capillarité, aération, etc.) devraient être pris en considération.
4. Zone noyée : Les écoulements dans les conduits karstiques sont turbulents et le modèle (écoulement laminaire) ne simule donc pas correctement la distribution des potentiels dans les conduits. Des modèles avec écoulement turbulent dans les conduits et laminaires dans la matrice devraient être appliqués. Cependant, dans tous les cas, les conduits sont simulés comme des éléments unidimensionnels (sections d'écoulement nulles ou constantes), ce qui ne permet pas de simuler correctement

le transport des traceurs, dont la dispersion dépend de la variabilité de la section des conduits.

5. Le problème de la géométrie du réseau karstique se posera toujours... de même que celui de la mesure des paramètres physiques. Il faut donc dans l'avenir travailler sur la relation entre la géométrie du réseau karstique (y compris l'épikarst) et les écoulements, afin de parvenir à extrapoler la géométrie des réseaux d'une façon aussi précise que possible. Pour cela, il faut continuer de décrire les réseaux explorables avec des méthodes et des approches appropriées. Il faut aussi tester, en utilisant des modèles, l'influence de différentes structures géométriques sur les écoulements (structure et fonctionnement). Il faut également avancer les recherches dans le domaine de la modélisation de la genèse des réseaux karstiques. Enfin, il faut prendre en considération l'ensemble des méthodes indirectes qui peuvent fournir des renseignements sur la géométrie des réseaux karstiques (approche systémique, méthodes géophysiques, etc.).

Dans un avenir relativement proche, les sites étudiés devraient permettre de contribuer au développement de trois points particuliers :

1. Epikarst : Si l'existence de cette couche et le principe de son fonctionnement sont connus depuis quelques années, une typologie permettant d'associer tel ou tel fonctionnement à tel ou tel type morphologique d'épikarst n'existe pas. Il faut encore évaluer les possibilités de reconnaissance de ces types d'épikarst par des méthodes directes (cartographie) ou indirectes (géophysique).
2. Géométrie des réseaux karstiques : Le problème de la dissolution des calcaires est à la base des modèles déterministes susceptibles de générer des réseaux karstiques utilisables en hydrogéologie. L'aspect dissolution nécessite la connaissance des vitesses d'écoulement que nos terrains permettent de mesurer, au moins localement. De même, les réponses chimiques (en particulier la teneur en calcium) peuvent être observées en différents points de l'aquifère. Nos sites permettent donc de faire des observations à une échelle métrique à hectométrique au sein même des systèmes d'écoulement. Ils représentent une étape intermédiaire entre les mesures de laboratoire (échelle au plus décimétrique) et les mesures globales de bassins versants complets (échelle kilométrique).
3. Approches couplées : La plupart des systèmes ne peuvent être observés que globalement à leur exutoire où plusieurs paramètres sont mesurés (température, conductivité, débit, isotopes stables, etc.). La réponse globale du système est dépendante des conditions d'écoulement dans le système, et en particulier de la surface de contact entre l'eau et la roche. L'analyse couplée entre ces paramètres et le débit devrait permettre d'inférer certaines informations sur la structure du champ des perméabilités dans le système étudié.

Annexe 1

Le programme « Modulus »

Brève description

Ce programme en TurboPascal (Borland, Dos-PC-compatible) est en fait une extension à un programme de topographie souterraine. A partir des visées effectuées dans la grotte (longueur, azimuth, pente) et des largeurs mesurées à chaque station de mesure (gauche, droite, haut, bas), le programme calcule le polygone des visées dans l'espace et représente la galerie schématiquement en plan ou en coupe. Le sous-programme « Modulus » travaille en plan uniquement et remplit les galeries de cercles tangents aux parois et tangents les uns par rapport aux autres. Les diamètres des modulus sont classés dans 100 classes comprises entre le diamètre minimum mesuré et le maximum. Les résultats sont exportés dans un fichier en colonnes qui contient le diamètre maximum de chaque classe, le nombre de modulus pour chaque classe, la longueur totale explorée par le modulus de diamètre donné et le nombre de modulus de diamètre μ qu'il faudrait pour couvrir cette longueur. Ces données permettent d'en calculer d'autres, en particulier le nombre de modulus cumulé à partir du diamètre maximum de la grotte jusqu'au diamètre considéré. On peut aussi normer les valeurs en les divisant par le diamètre de l'explorateur (μ_p).

Principe du calcul

CURL (1986), pages 776 à 779 donne un algorithme de calcul des éléments circulaires dans les conduits. Si l'on considère la $(j+1)^{\text{ème}}$ visée topographique reliant la station j à la station $j+1$ (voir aussi figure A.1). Cette visée a une longueur λ_{j+1} . A la station j , on peut placer un cercle de diamètre $\eta_{j,1}$ et à l'autre extrémité un cercle de diamètre $\eta_{j+1,1}$. Entre deux, des cercles sont placés en partant de j vers $j+1$ de façon à être tangents aux parois et les uns aux autres. Leur diamètre ($\eta_{j,k}$) est donné par la formule:

$$\eta_{j,k} = \left(\frac{1 + \alpha_j}{1 - \alpha_j} \right)^{k-1} \cdot \eta_{j,1}$$

avec $k = 1, 2, \dots, n$

où

$$\alpha_j = \left(\frac{\eta_{j+1,1} - \eta_{j,1}}{2\lambda_{j+1}} \right) = \frac{A}{\lambda_{j+1}}$$

Le $n^{\text{ème}}$ cercle recoupe le cercle de la station $j+1$ qui doit correspondre au cercle $n+1$. Donc :

$$\frac{\eta_{j+1,1}}{\eta_{j,1}} = \left(\frac{1 + \alpha_j}{1 - \alpha_j} \right)^n$$

d'où on obtient :

$$n = \ln \left(\frac{\eta_{j+1,1}}{\eta_{j,1}} \right) / \ln \left(\frac{1 + \alpha_j}{1 - \alpha_j} \right)$$

Cette équation donne généralement une valeur non-entière, ce qui correspond bien à l'image de la figure A.1 (Nb total = 3.95).

Cependant, la méthode de Curl ne traite pas correctement les angles entre les visées. Il comptabilise entièrement le diamètre du premier cercle et pas celui du dernier qui n'est pas forcément le même que le premier de la visée suivante (voir figure A.2).

Dans le programme Modulus, ce problème est résolu de la façon suivante: A partir des visées mesurées (en tireté sur la figure A.2), le programme recalcule des visées au centre des galeries (en noir sur la figure A.2). Le premier cercle est centré sur la visée au droit de l'angle interne du contour de la galerie. Le cercle est mesuré jusqu'au droit de l'extrémité de la visée. Le centre du dernier cercle est à nouveau positionné sur la visée centrée, au droit de l'angle interne du coude de la galerie. De même, le cercle est considéré jusqu'au droit de l'extrémité de la visée. Le long de la visée, entre les deux cercles, la méthode de Curl est utilisée. Ainsi, la longueur des cercles correspond à celle de la mesure centrée.

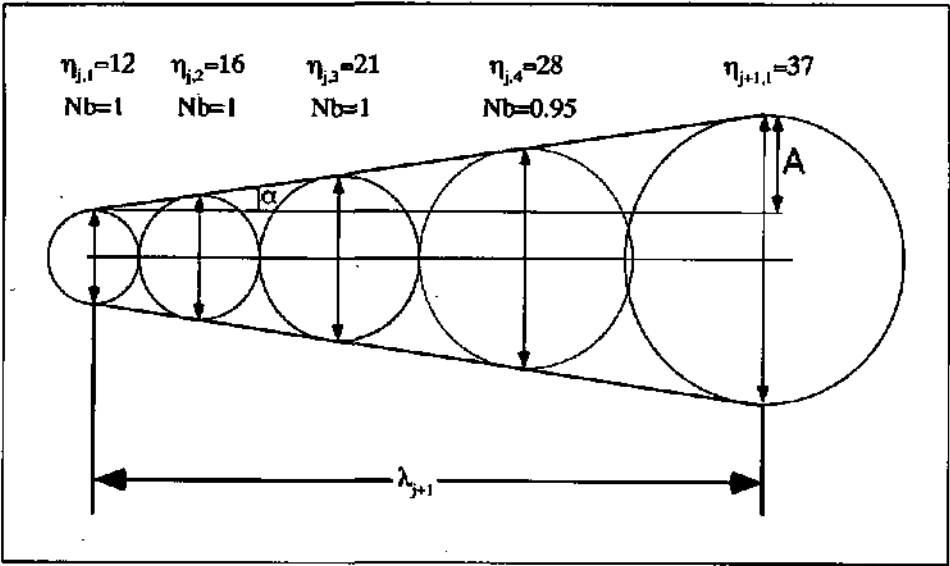


Figure A.1 : Visée de longueur λ remplie de cercles selon la méthode de Curl (1986). Trois cercles pleins de diamètres respectifs 12, 16 et 21 plus 95% d'un cercle de diamètre 28 sont contenus dans la visée.

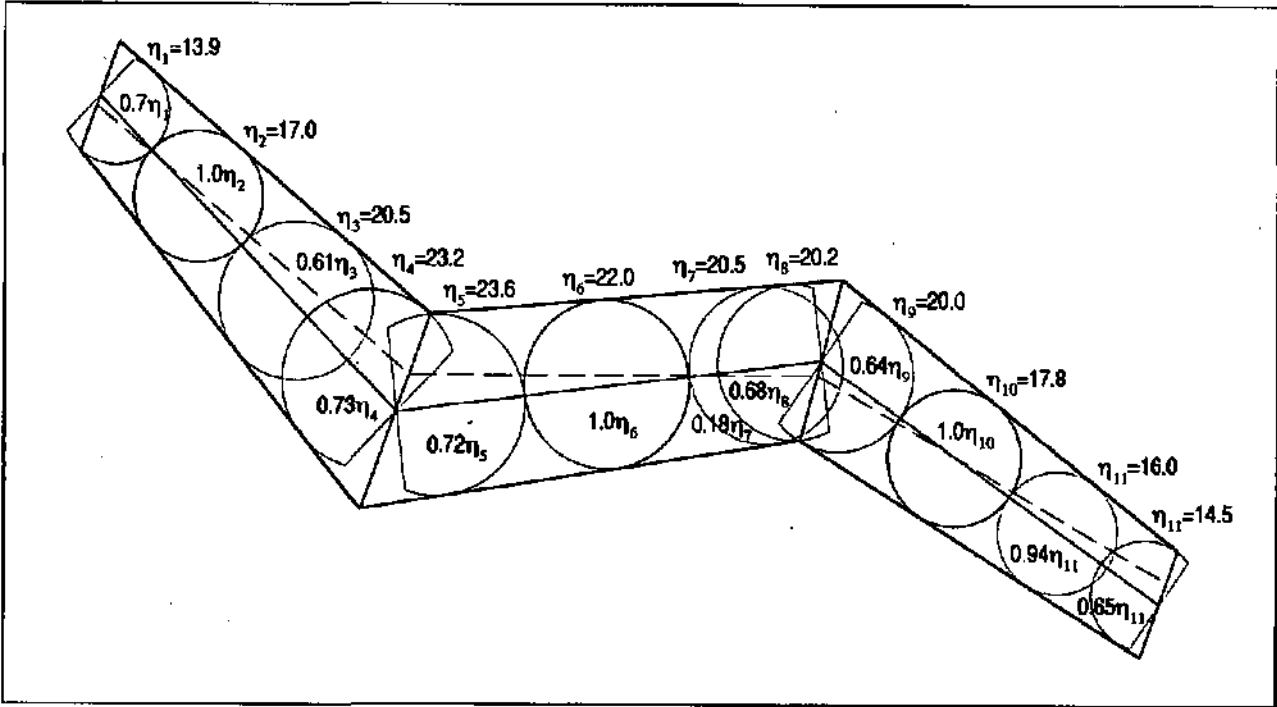


Figure A.2 : Méthode utilisée par le programme « Modulus » pour calculer les cercles inscrits dans les galeries de grottes.

Le programme stocke le diamètre de chaque cercle en mémoire, ce qui permet, lorsque toute la grotte est remplie de cercles, de compter le norme de cercles par classes de diamètre.

Ainsi pour l'exemple de la figure A.2, on obtient:

No	j	k	Diamètre η_{No}	Nombre	Longueur
1	1	1	13.9	0.7	9.73
2	1	2	17.0	1	17
3	1	3	20.5	0.61	12.5
4	1	4	23.2	0.73	16.9
5	2	1	23.6	0.72	17
6	2	2	22.0	1	22
7	2	3	20.5	0.18	3.7
8	2	4	20.2	0.68	13.7
9	3	1	20.0	0.64	12.8
10	3	2	17.8	1	18.7
11	3	3	16.0	0.94	15
12	3	4	14.5	0.65	9.4

Classe	Nombre	Longueur par classe	Longueur explorable par η_{min}
12.5-15	1.35	19.1	168.4
15.1-17.5	1.94	32	149.3
17.5-20	1.64	31.5	117.3
20.1-22.5	2.47	51.9	85.8
22.5-25	1.45	33.9	33.9

A partir du tableau de droite, et si la grotte considérée est de taille suffisante (>1km), on peut tenter de reporter les valeurs dans un repère bilogarithmique. Le programme Modulus utilise arbitrairement 100 classes de diamètres.

Remarquons enfin que le programme Modulus opère un certain tri sur les visées afin de supprimer en particulier les visées où le diamètre à une des extrémités est nul. Il supprime également les visées verticales.

Compatibilité et limitations

Le programme Modulus fonctionne sur un PC-Compatible 486 ou Pentium I pour autant qu'un émulateur DOS soit disponible. Il ne fonctionne pas sur un Pentium II. Les possibilités d'impression des images de grottes avec les cercles à l'intérieur sont limitées (Print Screen). Le fichier de résultat est un fichier ASCII qui peut être lu avec n'importe quel tableur.

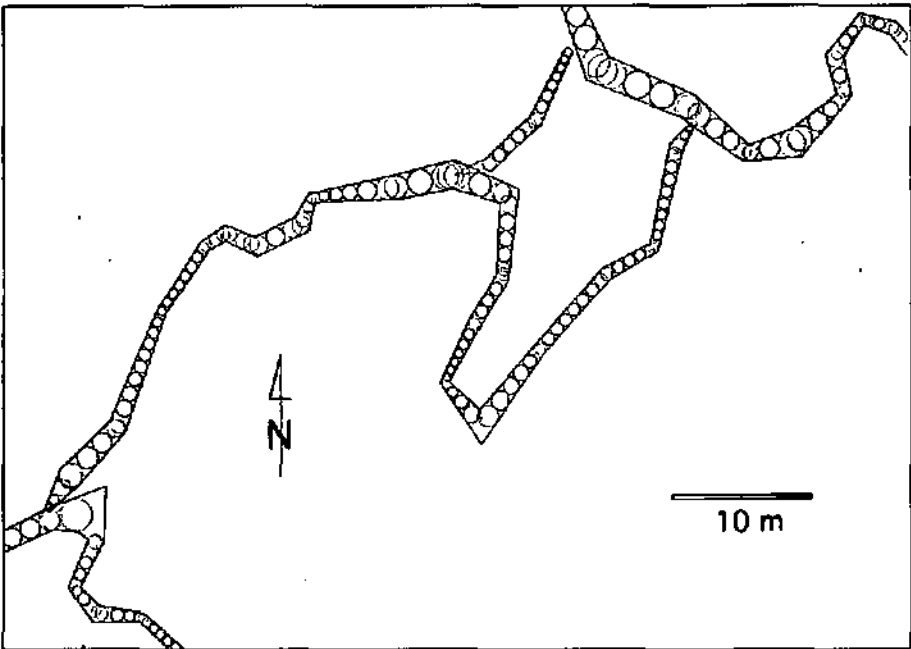


Figure A.3 : Exemple de grotte remplie de cercle par le programme Modulus (partie du réseau des Sieben Hengste).

Annexe 2

Le programme « cheminfractal »

Brève description

Ce programme en Pascal (Metrowerks, Mac Intosh), génère des cheminements (2D) entre deux points en deux dont la longueur totale est fixée par la dimension fractale, mais dont la proportion respective est tirée au hasard. Le choix d'une proportion entre les deux segments détermine la direction de chacun des segments. Pour conditionner un peu le modèle à des observations de terrain, les directions retenues sont choisies en priorité dans une des quatre familles de direction préférentielles introduites par l'utilisateur. Ce programme crée des images 2D et crée un fichier contenant les points du cheminement généré à la dernière itération.

Principe du modèle

Le modèle se base sur un principe de vol brownien persistant et de flocon de Von Koch décrits par MANDELBRODT (1983).

Le principe de génération des flocons de Von Koch est décrit par la figure A.4

La propriété fractale scalante du cheminement des conduits karstiques ayant été démontrée, il nous a paru raisonnable de considérer un cheminement comme une courbe de Von Koch généralisée (MANDELBRODT 1975 p. 36), avec, pour un premier essai, le motif le plus simple, c'est-à-dire une simple division du segment en deux segments et non en quatre comme présenté sur la figure A.4. L'image est ainsi générée sur le principe de l'exemple de la figure A.5.

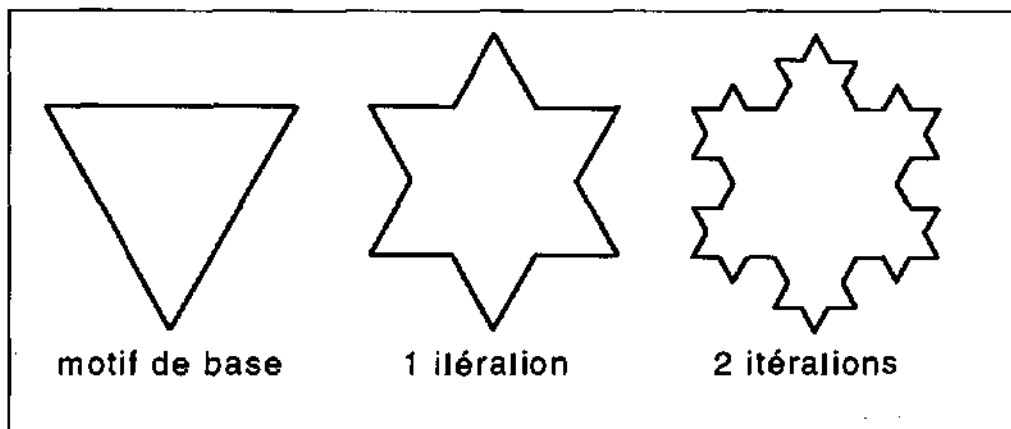


Figure A.4 : Principe de génération d'un flocon de Von Koch (d'après MANDELBRODT 1975).

Les images générées par cette méthode ont l'avantage d'être conditionnées à leur deux extrémités (conditionnement dû aux conditions aux limites de l'aquifère), mais l'inconvénient de présenter une régularité peu réaliste. Dans un tel modèle, la dimension fractale (D) fixe le rapport de la longueur du cheminement mesuré à l'itération i ($L(i)$) par rapport à la longueur à l'itération i+1 ($L(i+1)$).

$$D = \log_2 (L_{tot}) \text{ ou bien } 2^D = L_{tot}$$

$$L_{tot} = 2 \cdot L(i+1) / L(i)$$

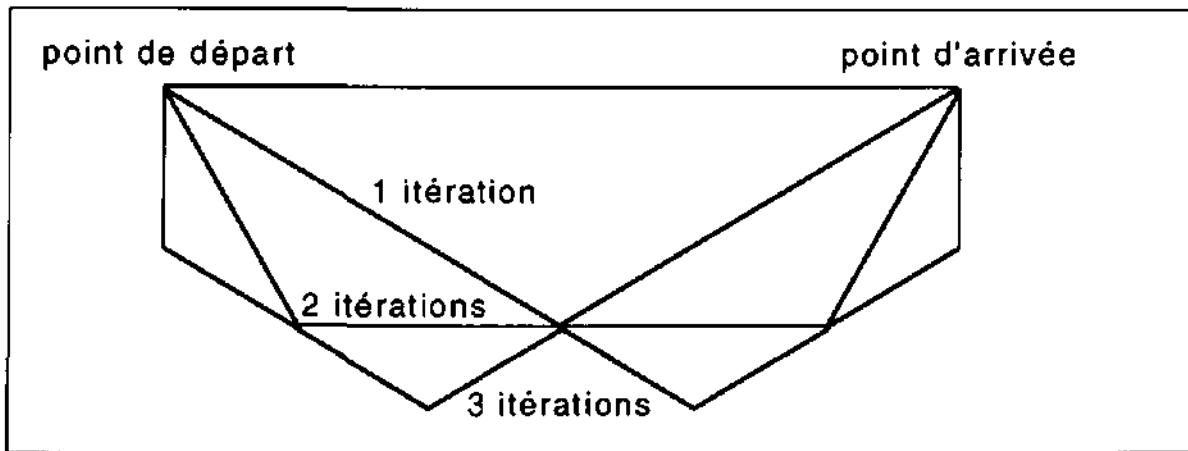


Figure A.5 : Flocon de Von Koch avec un motif à deux segments dont la longueur est fixée par la dimension fractale.

Les vols browniens persistants présentent des analogies manifestes avec les images de conduits karstiques (figure A.6). Le principe de leur construction est de tirer au hasard un vecteur (direction et longueur) que l'on ajoute au cheminement, la persistance est donnée en tirant les directions de façon anisotrope. Il s'agit en fait d'un random walk.

L'inconvénient de cette méthode est qu'à partir d'un point de départ donné, il est impossible de connaître le point d'arrivée d'un cheminement.

Nous avons ainsi essayé de combiner les deux approches en basant le générateur sur le principe du flocon de Von Koch, de façon à pouvoir fixer les deux extrémités du cheminement, puis en tirant le rapport des deux longueurs de l'itération $i+1$ au hasard, mais en respectant le rapport des longueurs totales fixé par la dimension fractale. La direction des segments est alors directement déterminée par le rapport des longueurs générées et le rapport des longueurs totales.

Comme le géologue peut généralement estimer quels sont les directions préférentielles selon lesquels les conduits se développent (en fonction des discontinuités et du gradient hydraulique), le tirage au hasard des longueurs (donc des directions des segments) peut être conditionné dans le modèle en retenant en priorité des directions préférentielles données par l'utilisateur. Les effets de ce conditionnement restent toutefois subordonnés à la direction générale qui est fixée par les points de départ et d'arrivée (conditionnement dû aux conditions aux limites de l'aquifère).

Le nombre d'itérations max a été fixé à 7 car il est rare d'observer des cheminements réels dépassant largement 2^{7+1} (256) segments. Il faut ajouter que la ressemblance maximum avec des cheminements observés a été obtenue avec 6 ou 7 itérations. Dans des buts futurs de modélisation des écoulements à partir d'un réseau généré par des méthodes fractales, il sera préférable de diminuer la complexité fractale des cheminements et de se contenter de 2 ou 3 itérations.

Compatibilité et limitations

L'interface graphique et les compatibilités du programme sont extrêmement restreintes. Ce programme devrait fonctionner sur un MacIntosh 68040 avec un écran de 15" ou plus. La fenêtre de dialogue doit être déplacée par l'utilisateur de façon à ne pas masquer le dessin. À part par un "print screen", l'impression des images n'est pas possible.

Le listing du programme (Metrowerks Pascal) peut être obtenu chez l'auteur.

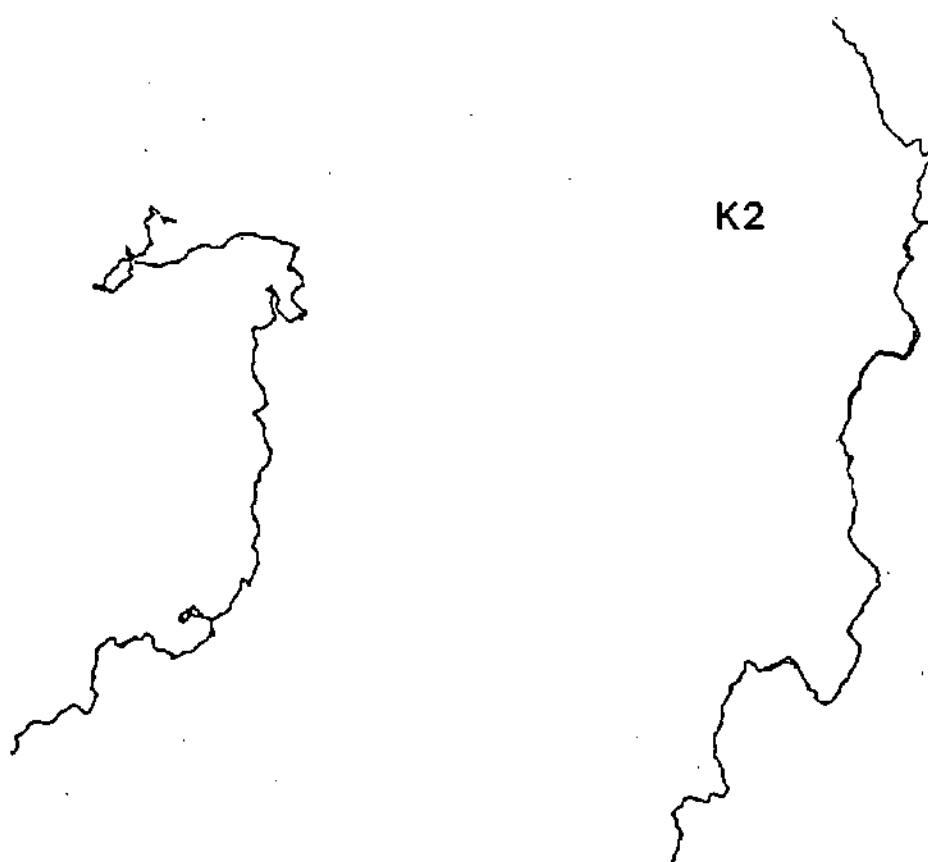


Figure A.3 : Vol Borwnien persistant ($D= 1.13$) et cavité karstique (K2-Innerbergli).

Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques

SOMMAIRE.....	I
ABSTRACT.....	III
RESUME.....	IV
Chapitre 1. Introduction et buts	1
1.1. Introduction générale	3
LA MODELISATION :	
UN CYCLE « REALITE – SCHEMATISATION – REALISATION – ADEQUATION – REALITE »	3
MODELISATION SYSTEMIQUE.....	5
APPROCHE FONCTIONNELLE VERSUS APPROCHE STRUCTURELLE ?.....	7
1.2. Position des problèmes et buts de cette thèse	7
DETERMINATION DES SYSTEMES D'ECOULEMENT.....	7
SITES ETUDIES ET TESTS D'ADEQUATION ENTRE MODELES ET REALITE.....	10
REFERENCES CITEES.....	12
Chapitre 2. Comportement hydrodynamique	13
INTRODUCTION.....	15
2.1. Action COST-65 Suisse, Projets Bure et Hölloch : Cadre théorique, position des problèmes, présentation des sites étudiés et des données disponibles	19
1. INTRODUCTION.....	20
2. CADRE THEORIQUE.....	21
2.1. Introduction.....	22
2.2. Caractéristiques générales des aquifères karstiques.....	22
2.3. Fonctionnement hydrodynamique.....	27
2.4. Phénomènes de transport.....	28
2.5. Position des problèmes.....	29
3. PRESENTATION DES SITES ET DE LEURS SPECIFICITES.....	30
3.1. Bassin versant de la Milandrine et site du Maira (Ajoie, JU).....	30
3.2. Le site du Hölloch et le bassin versant de la Schlichenden Brünnen (Muotathal, SZ).....	36
3.3. Inventaire et état des données disponibles, reconstitution des données manquantes ..	37
4. CONCLUSION.....	44
REMERCIEMENTS.....	46
REFERENCES.....	46
2.2. Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU)	49
1. INTRODUCTION ET BUT.....	50
2. PRINCIPES DE LA METHODE.....	50
3. RESULTATS.....	52
3.1. Estimation directe de l'évapotranspiration potentielle.....	52
3.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration efficace journalière.....	54
4. CONCLUSION.....	58
REMERCIEMENTS.....	58
REFERENCES :.....	58

2.3. Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst.....	61
1. INTRODUCTION ET BUT.....	62
2. METHODES UTILISEES.....	64
3. METHODE N° 1 : OBSERVATIONS DIRECTES DANS LES FORAGES.....	64
4. METHODE N° 2 : EVOLUTION DU FLOT DE BASE.....	67
5. METHODE N° 3 : BILANS HYDROLOGIQUES.....	70
6. CONCLUSION GENERALE.....	75
REMERCIEMENTS.....	76
REFERENCES.....	76
2.4. Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméables et des conduits karstiques : conséquences sur l'étude des aquifères karstiques.....	79
1. INTRODUCTION ET BUTS.....	80
2. MODELES ET PARTICULARITES HYDRAULIQUES DES AQUIFERES KARSTIQUES.....	81
3. EN BASSES EAUX, LE RESEAU KARSTIQUE DRAINE-T-IL LES VOLUMES PEU PERMEABLES ?.....	85
4. LES SURFACES EQUIPOTENTIELLES SONT-ELLES TRES IRREGULIERES ? SI OUI, QUELLE EST LA CONSEQUENCE SUR LA MESURE DU NIVEAU D'EAU DANS UN FORAGE ET LE DESSIN DE CARTES PIEZOMETRIQUES ?.....	89
5. LES POTENTIELS HYDRAULIQUES DU RESEAU KARSTIQUE EVOLUENT-ILS TRES DIFFEREMMENT DE CEUX DES PARTIES PEU PERMEABLES ?.....	102
6. CONCLUSION.....	105
ANNEXE 1 : LE CAS PARTICULIER DU FORAGE MIL 8.....	108
Variations du niveau d'eau.....	108
Perméabilités et potentiels hydrauliques.....	110
Autres observations.....	111
Discussion.....	111
ANNEXE 2 : INJECTIONS DE TRACEURS DANS LES VOLUMES PEU PERMEABLES ET DANS LES CONDUITS.....	111
Remerciements.....	115
Références.....	115
2.5. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations.....	117
1. INTRODUCTION.....	119
2. APERÇU THEORIQUE.....	119
Écoulement laminaire ou turbulent.....	119
Écoulements en charge, régime turbulent.....	122
Écoulements libres, régime turbulent.....	127
3. OBSERVATIONS DE TERRAIN.....	128
Écoulements laminaires ou turbulents.....	128
Écoulements en charge.....	129
Écoulements libres.....	131
4. MODELISATION.....	135
Écoulements en charge : le cas du Hölloch.....	135
Écoulement libre : cas de la Milandrine.....	138
5. CONCLUSION.....	141
Remerciements.....	143
Références.....	143

2.6. Modélisation des écoulements dans le réseau du Hölloch (Muotathal, Schwyz)	145
1. BUT ET CADRE	146
2. CADRE THEORIQUE	146
Lois d'écoulements en charge, régime turbulent	146
Lois de pertes de charge linéaires	147
3. OBSERVATIONS DE TERRAIN ET CONSTRUCTION DU MODELE	147
4. MODELISATION	148
5. CONTROLE INDIRECT : LES MESURES DE CUPULES ET DES GALETS ROULES	149
6. DISCUSSION ET CONCLUSION	152
Remerciements	153
Références	153
2.7. Interprétation des courbes de restitution des essais de traçage : effets de la géométrie des conduits sur la dispersivité apparente et effet d'échelle	155
1. INTRODUCTION	155
2. THE TEST-FIELD OF MILANDRE	155
3. AIMS AND METHODS	156
The breakthrough curve	156
The Sauty method	156
The retardation or tailing effect	156
4. RESULTATS ET DISCUSSION	156
Apparent dispersivity: scale effect	156
Tailing effects	156
4. CONCLUSION	158
Références	158
Conclusion concernant le comportement hydrodynamique	159
1. CONDITIONS D'INFILTRATION DES EAUX	159
2. ZONE D'INFILTRATION DANS LES CALCAIRES (EPIKARST)	160
3. LA ZONE DE TRANSFERT VERTICAL DE L'EAU (ZONE VADOSE)	161
4. LA ZONE "BASALE"	161
REFERENCES CITEES DANS LA CONCLUSION	165
Chapitre 3. Géométrie des réseaux de conduits karstiques	167
3.1. Position du problème	169
INTRODUCTION	169
REMARQUE PRELIMINAIRE	169
DEFINITION ET BUTS	170
CARACTERISTIQUES GENERALES DES RESEAUX KARSTIQUES	170
Conditions d'écoulement	170
Géométrie	171
STRUCTURE ET OBJECTIFS DE CE CHAPITRE	172
REFERENCES CITEES	172
3.2. Géométrie et genèse d'un grand réseau spéléologique : l'exemple du réseau du Nord du Lac de Thoun (canton de Berne, Suisse)	173
INTRODUCTION ET SITUATION	173
SITUATION	173
HYDROLOGIE	175
LE RESEAU SPELEOLOGIQUE ACTUELLEMENT CONNU	176

GENESE DU RESEAU.....	179
INTERPRETATION DE LA MORPHOLOGIE DES GALERIES EN TERMES DE SPELEOGENESE ET DE DIRECTIDN D'ECDULEMENT.....	179
Phase 1950 « L16-P2 ».....	180
Phase 1720 « Glacière - Haglättsch ».....	180
Phase 1585 « B6.5 - L18 - Mäanderhöhle ».....	182
Phase 1505 « Lausannois ».....	182
Phase 1440 « F1 - Faustloch ».....	184
Phase 1120 « Beatushöhle - Joséphine ».....	184
Phase 770 « Dent-tranchante - Akkordloch ».....	185
Phase 558 (phase actuelle).....	185
DATATION.....	186
CONCLUSION.....	186
REMERCIEMENTS.....	187
REFERENCES CITEES.....	188
 3.3. Résumé de quelques approches possibles de la géométrie des réseaux de conduits karstiques et comparaison avec nos sites d'étude.....	189
3.3.1. APPROCHES DETERMINISTES OIRECTES: MODELES DE SPELEOGENESE.....	189
Introduction et historique.....	189
Approche déterministe des physiciens.....	191
Approche déterministe des géographes.....	197
Approches analogiques.....	200
3.3.2. APPROCHE DETERMINISTE INVERSE.....	207
Analyse de la réponse globale des systèmes karstiques.....	207
Les systèmes karstiques en tant que "systèmes dissipatifs d'énergie".....	209
3.3.3. APPROCHES STATISTIQUES.....	210
Approche statistique simple.....	210
Les méthodes croisées.....	213
Les méthodes à processus.....	215
3.3.4. APPRDCHE FRACTALE.....	219
Introduction.....	219
Diamètre des conduits.....	220
Cheminement des conduits.....	222
Structure des réseaux karstiques.....	224
Vers un modèle fractal des réseaux karstiques.....	225
Conclusion.....	227
Références des chapitres 3.3 et 3.4.....	228
 Conclusion sur la géométrie des réseaux karstiques.....	231
 Chapitre 4. Conclusion générale.....	233
VERS LA CONNAISSANCE DES SYSTEMES D'ECOULEMENT.....	235
Définition des sous-systèmes.....	235
Processus dominants.....	235
Les modèles numériques.....	235
RESULTATS PRINCIPAUX DE CETTE THESE.....	236
CONSEQUENCES POUR L'EVALUATION DE LA VULNERABILITE DES EAUX.....	236
PERSPECTIVES DE RECHERCHE.....	237
 Annexes	
I. LE PROGRAMME « MODULUS ».....	A1
II. LE PROGRAMME « CHEMINFRACTAL ».....	A4
TABLE DES MATIERES.....	A7