

A black and white photograph of a person in a cave, illuminated by a headlamp. The person is wearing a light-colored jacket and dark pants, and is positioned in the center of the frame. The cave walls are rocky and textured. The text "SCIALET 1988" is overlaid on the right side of the image.

SCIALET 1988

2eme CONGRES D'HYDROGEOLOGIE
KARSTIQUE DANS LES PREALPES
FRANCAISES DU CENTRE ET DU JURA
GRENOBLE Octobre 1973

S C I A L E T N° spécial 1 9 8 8

**2ème CONGRES D'HYDROGEOLOGIE
KARSTIQUE DANS LES PREALPES
FRANCAISES DU CENTRE ET DU JURA
GRENOBLE Octobre 1973**

**Organisé par l'Institut Dolomieu, sous
la direction de J. SARROT - REYNAULD**

**Publié par le Comité Départemental de
Spéléologie de l'Isère
2, rue Général Marchand
38000 GRENOBLE**

Distribution du bulletin Scialet

**Bibliothèque Municipale de Lyon, Bibliothèque Nationale,
Bibliothèque de la FFS, Ecole Française de Spéléologie**

Dépôt légal - 2ème trimestre 1988

I.S.B.N. - 2 - 902670 - 24 - 9

Photo de couverture : Serge CAILLAUT

SOMMAIRE

- Avertissement 4
- Allocution d'ouverture 5

DEVOLUY

- P. DULUC : Sur l'alimentation des sources de la Sigouste - sud Dévoluy 11
- J.L. BONHOMME : Karst des calcaires du Dévoluy (Hautes Alpes) 13

VERCORS

- J. CHOPPY : Les facteurs déterminants de l'hydrogéologie karstique du Vercors 36
- B. TALOUR : Le réseau des Cuves de Sassenage 59
- F. CORDEAU, J.Y. CORDEAU, P. OLIVE, E. SIWERTZ : Identification isotopique des divers types d'alimentation de la nappe superficielle du Drac (secteur de Sassenage) 66
- C. DURAFFOUR : Résultats des nouvelles observations sur les bassins du Furon et de la Haute Bourne 67
- F. CORDEAU, J.Y. CORDEAU, J.C. FOURNEAUX, J. SARROT-REYNAULD : Hydrogéologie du versant oriental du massif du Vercors entre Saint Nizier et le col de l'Arc 69
- R. CHARRIERE, J. MOLINARI, J. SARROT-REYNAULD : Perspectives nouvelles dans l'utilisation des traceurs en hydrogéologie karstique. Application au secteur de Villard de Lans 71
- J.P. VINTER : Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans-Méaudre 76
- R. CHARRIERE, J.P. VINTER : Liaison entre la glacière d'Autrans et la Goule Noire. Essai de coloration 79
- B. TALOUR : La glacière d'Autrans 81

- A. GRESSE, M. MEYSSONIER, M. SIMEON : Contribution à l'étude hydrogéologique du système Font d'Urle - Brudour - Cholet : La grotte du Berger (Saint Julien en Quint, Drôme) 87
- B. TALOUR : Mesures et observations hydrogéologiques et morphologiques dans le nouveau réseau du Brudour (Scialet de l'Appel) 93

CHARTREUSE

- J.C. FOURNEAUX : Hydrogéologie du plateau des Petites Roches 110
- J.C. FOURNEAUX : Schéma hydrogéologique du synclinal Dent de Crolles - Granier 111
- R. LAURENT : Bilan des explorations à la Dent de Crolles 112
- B. TALOUR : Hydrogéologie du Massif du Grand Som 112
- A. GRESSE, M. MEYSSONNIER, J.P. SARTI : Le réseau des Eparres, (massif du Grand Som) 113
- M. MICHEL : Note sur l'hydrogéologie de l'avant pays de Chartreuse 119
- F.A. CHOUTEAU, D. HERVIEU, R. MAGNIN, M.C. PERNICE, M. ROUDIL : Caractéristiques physico-chimiques et bactériologiques des eaux d'alimentation captées dans le massif de la Chartreuse 121

JURA

- R. NUFFER : Hydrologie souterraine du bassin de la Haute Loue 133
- D. JAMIER, B. MATTHEY : Fissuration et orientation des dépressions karstiques (Jura Neuchâtelois - Suisse) 144

RECHERCHES THEMATIQUES

- M. HAUBERT : Utilisation des méthodes isotopiques dans l'étude du comportement de l'eau en milieu karstique 156
- Y. DRUET : Paramètres morphologiques influençant les crues au niveau du bassin-versant karstique 164

AVERTISSEMENT

Les textes publiés ci-après correspondent à des communications effectuées, il y a 15 ans, lors du 2ème colloque d'hydrogéologie de Grenoble.

Il est bien évident que certains d'entre eux datent un peu, la recherche ne cessant d'évoluer.

Il nous a cependant paru intéressant de réunir ces communications dans cet ouvrage, car la plupart d'entre elles sont restées inédites, et constituent d'irremplaçables mises au point n'ayant pas été reprises par la suite.

Souhaitons que cette contribution bibliographique fasse avancer la connaissance de nos massifs karstiques.

Philippe AUDRA

ALLOCUTION D'OUVERTURE

R. BARBIER

Mesdames, Messieurs,

C'est avec grand plaisir que j'ai accepté de venir aujourd'hui présider à l'ouverture de ce "Deuxième colloque sur l'hydrogéologie karstique du Vercors et de la Chartreuse" à la demande de mon collègue M. SARROT-REYNAULD qui dirige avec tant de dynamisme le Service d'Hydrogéologie de notre Institut.

L'expérience, si réussie à tous points de vue, du premier colloque dont il avait déjà été l'instigateur et l'organisateur, beaucoup d'entre vous l'ont vécue ou, au moins, ont pu en apprécier l'importance par les beaux mémoires de plus de 180 pages qui en resteront le remarquable témoin.

Le succès fut tel que beaucoup d'entre vous, géologues ou spéléologues désiraient qu'une tentative couronnée d'un tel succès ne restât pas isolée et qu'une autre réunion du même genre eut lieu et, de plus cette fois-ci, en l'élargissant du Vercors à la Chartreuse où beaucoup de recherches nouvelles sont aussi en cours : c'est chose faite, maintenant, avec ce deuxième colloque dont j'ai l'honneur d'ouvrir cette première séance.

Je ne le fais pas sans émotion car beaucoup d'entre vous se rappellent que cette place fut occupée, lors du premier colloque, par notre éminent collègue, le Doyen Léon MORET, Membre de l'Institut qui, comme vous le savez, nous a quitté il y a près d'un an après une longue carrière de chercheur et de Professeur particulièrement exemplaire.

Esprit remarquablement clair et curieux de toutes les branches de nos "Sciences géologiques", il a eu le privilège d'appartenir à une génération qui n'était pas encore affectée par une spécialisation devenant souvent, de nos jours, excessive au point de faire perdre parfois tout esprit de synthèse et de rendre les contacts entre disciplines voisines de plus en plus difficiles, voire parfois hermétiques.

Ces qualités éminentes se sont particulièrement manifestées dans ses traités de Paléontologie animale et végétale et son remarquable Précis de géologie ainsi que dans sa "Géologie Dauphinoise" (en collaboration avec M. GIGNOUX) qui est beaucoup plus connue du grand public. Ces ouvrages,

qui sont tous d'une clarté lumineuse reflètent bien les qualités éminentes du Professeur et sont, de surcroît, entièrement illustrés de sa main, qui était celle d'un artiste véritable et plein de sensibilité, comme en témoignent aussi ses remarquables aquarelles et dessins qu'il utilisa encore ces toutes dernières années pour faire revivre des paysages saccagés par le développement urbain et défendre notre environnement souvent si menacé.

Surtout paléontologiste au départ comme en témoigne sa remarquable thèse sur le groupe très peu connu alors des Spongiaires, cela ne l'empêcha pas d'être un très grand géologue alpin, soit par ses belles études sur sa chère Savoie natale, soit celles qu'il mena, très souvent en collaboration avec Maurice GIGNOUX, dans le Briançonnais et l'Embrunais apportant des clartés nouvelles et capitales pour la compréhension de la structure et de la genèse de nos Alpes, notamment par la création des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise. Et l'on ne peut s'empêcher de rappeler à ce propos qu'il fut le premier à avoir l'idée de matérialiser cette genèse par le mouvement que seul permettait le film cinématographique.

Ce qui ne l'empêcha pas, en partie parce qu'il avait été d'abord médecin, de s'intéresser aussi aux sources thermales qui firent l'objet d'un autre traité ; enfin aux richesses minérales de la Savoie, ainsi qu'à des problèmes de génie civil, barrages notamment.

Devant cette étonnante diversité, on n'est plus étonné de voir qu'il ait été particulièrement intéressé aussi par votre premier colloque, au point de faire, à l'occasion de son ouverture, un véritable historique des recherches sur les karsts du Vercors qui restera un document particulièrement précieux.

Et je ne puis achever ce bref rappel, sans rappeler sa distinction et sa grande affabilité qui, jointes à ses si éminentes qualités de Professeur et de chercheur en firent, bien que d'une autre façon, un véritable "grand Seigneur de la Science", comme son collègue et ami Maurice GIGNOUX, dont cet amphithéâtre porte le nom et qui furent, pour moi, deux Maîtres et amis si exceptionnels.

Mais, plus récemment, notre collègue Maurice PARDE, membre correspondant de l'Institut, disparaissait également. Ce fut aussi, bien que de façon très différente, une figure éminente de notre Université et un spécialiste mondialement connu de l'Hydrologie, qu'il préférait appeler "Potamologie" (et que certains étudiants, peut-être un peu irrévérencieux, mais aussi admiratifs appelaient, eux, la "Pardéologie"). Si l'objet de ses recherches portait surtout, évidemment, sur les eaux superficielles pour lesquelles il avait une véritable passion, il

s'intéressait néanmoins aussi aux eaux souterraines, comme en a témoigné sa participation au précédent colloque, qui méritait, je pense, d'être rappelée.

Enfin nous devons regretter aussi très vivement la fin prématurée à la suite d'un accident, de M. CORBEL, Directeur de Recherches au CNRS et spécialiste du karst qui avait participé activement au précédent colloque.

Mais je pense que s'il était juste et de notre devoir d'évoquer les disparus et de ne pas oublier tout ce que nous leur devons, comme cela arrive parfois, c'est maintenant vers le présent et l'avenir que nous devons nous tourner.

Je vous remercierai donc d'être venus si nombreux à ce deuxième colloque et d'en démontrer ainsi l'utilité certaine, tant par les rencontres qu'il va permettre que par la valeur de nombreuses communications qui vont être présentées aujourd'hui et demain, ainsi que par les études sur le terrain prévues pour dimanche.

Mais si ma place ici se justifie par le privilège, peu enviable, d'être le plus ancien des Professeurs de cet Institut, elle se justifie peut-être moins sur le plan de l'hydrologie karstique de nos régions dont je ne prétends pas être un spécialiste.

Je me permettrai cependant de rappeler que j'ai autrefois, par une courte note, attiré l'attention du rôle que peuvent jouer dans la constitution des karsts actuels, l'existence préalable de karsts fossiles, comme par exemple, le Karst éocène de nos régions.

Mais c'est surtout à l'occasion d'études effectuées un peu partout dans le monde pour des aménagements hydrauliques ou hydroélectriques que j'ai été amené à me pencher particulièrement sur les phénomènes karstiques qui, dans ce domaine, posent très souvent des problèmes extrêmement ardu, non seulement pour l'édification des barrages eux-mêmes, mais surtout pour l'étanchéité des retenues : pour avoir méconnu ces problèmes ou n'avoir pas su les analyser, beaucoup de constructeurs à travers le monde ont en effet, eu la très désagréable surprise d'édifier ce que les américains appellent des "barrages arides", c'est à dire qui restent secs jusqu'à ce que l'on trouve, parfois au bout de très nombreuses années, une solution totale ou partielle, mais qui souvent ne pourront jamais être remplis. Beaucoup d'entre vous connaissent les grandes difficultés que l'on a rencontré à ce sujet au proche barrage de Bouvante dans le Vercors, barrage très ancien et datant d'une période où les études géologiques en général et karstiques en particulier, étaient vraiment par trop négligées pour de tels travaux. Mais, ce qui est moins

compréhensible encore, c'est que de tels "pépins" arrivent encore actuellement.

Si vos préoccupations, ici, paraissent à première vue d'un autre ordre (bien qu'il y ait, précisément, eu une communication sur les fuites du barrage de Bouvante au précédent colloque) je me permettrai une fois de plus, de redire avec force que pour moi, il n'y a pas une Science "pure" et une Science "appliquée" mais qu'en géologie surtout en hydrogéologie, karstique en particulier, il s'agit, en fait, de l'application des disciplines et méthodes géologiques à la résolution de problèmes pratiques... faute de quoi l'on peut s'attendre à de très graves mécomptes, comme j'en connais tant à travers le monde. Je me permettrai donc de citer à ce propos la très intéressante thèse de R. THEROND sur les problèmes des lacs de barrage en pays karstique soutenue ici-même il y a un peu plus d'un an et qui vient de paraître en librairie et je n'aurai garde, à ce sujet là, d'oublier tout ce que les spéléologues peuvent nous apporter d'utile et de constructif dans ces domaines.

Aussi vos études, pour si loin des problèmes pratiques que certaines puissent peut-être paraître n'en sont-elles pas moins, directement parfois, ou indirectement par un approfondissement de nos connaissances des phénomènes karstiques, d'une utilité pratique certaine ; justification dont ces études n'ont pas besoin, mais qui leur donne, je pense, ainsi un intérêt supplémentaire.

Mais je ferai aussi remarquer "a contrario" que je connais certains cas où une structure tectonique plus ou moins complexe permet, par l'étude de surface, d'avancer deux ou plusieurs hypothèses apparemment aussi valables l'une que l'autre et que c'est finalement l'hydrogéologie (karstique en particulier parfois) qui permet de trancher en adoptant celle qui, seule, permet de rendre compte des circulations d'eaux souterraines constatées.

Ainsi sont, je crois, bien démontrées les liaisons entre la géologie, l'hydrogéologie et la spéléologie dans ces problèmes de karsts et l'importance pratique que de telles études peuvent, au moins dans certains cas, revêtir.

Mais je ne suis pas là pour traiter vos problèmes mais, au contraire, pour vous écouter : il ne me reste donc plus qu'à remercier encore les organisateurs et participants actifs de cette réunion et leur souhaiter le plein succès qu'il méritent, succès dont celui du précédent colloque me paraît être un gage évident.

J'ajoute enfin que, pris par d'autres obligations, je ne pourrai, à mon grand regret, être des vôtres demain et après demain ; mais je pense que mon ami CASTANY, Président de votre dernière séance pourra, mieux encore que moi, tirer les conclusions de ce fructueux colloque et je l'en remercie par avance.

* * * *

DEVOLUY

SUR L'ALIMENTATION DES SOURCES DE LA SIGOUSTE - SUD DEVOLUY

P. DULUC

On considérait jusqu'à présent que la totalité du massif du Dévoluy était drainée vers le nord, c'est à dire vers le bassin de la Souloise et du Drac par l'intermédiaire de l'exurgence des Gillardes. Nous avons pu démontrer qu'une partie au moins du massif, située au sud, dans la région du plateau de Bure, était drainée vers le sud c'est à dire vers le bassin du Buëch et de la Durance par l'intermédiaire des sources de la Sigouste.

Le plateau de Bure est un ensemble, globalement monoclinal et en partie chevauchant vers le sud-ouest, de terrains allant des Terres Noires du Callovo-Oxfordien aux calcaires marneux et siliceux du Sénonien.

Les sources de la Sigouste sortent sur le flanc sud du plateau, dans un secteur où tous les terrains compris entre les calcaires tithoniques et les calcaires sénoniens sont masqués par les éboulis ; elles sont constituées par une série d'émergences dont les principales sont :

- des venues d'eau (à la cote 1350 m) dans les éboulis qui remplissent le talweg du torrent de Sigouste, au niveau de la barre tithonique de la rive droite,
- 3 griffons échelonnés entre la cote 1350 et 1310 m, à l'aval des précédents mais en bordure du torrent, sur sa rive droite,
- la source rive gauche, à la cote 1335 m, qui est une émergence importante située dans les éboulis au pied de la barre tithonique de la rive gauche.

Le débit de la source rive gauche varie de 20 à 150 litres par seconde.

Le débit de l'ensemble des émergences varie de 50 à plus de 500 litres par seconde.

La température de l'eau à toutes les émergences varie de 5,5°C à 5,9°C.

Nous avons d'abord installé un limnigraphe sur la source de la rive gauche. Durant une semaine au début du mois de Juillet 1972 le débit a accusé des variations régulières de la forme suivante : maximum de débit aux environs de 20 heures et minimum vers midi.

Ces variations, dues sans doute à la fonte des névés laissaient supposer que :

1 - Les sources de la Sigouste étaient alimentées, au moins en partie, depuis le plateau de Bure.

2 - Cette alimentation se faisait par l'intermédiaire d'un réseau karstique pouvant seul justifier la rapidité de transmission de la crue.

Nous avons alors entrepris, avec le concours des spéléo-clubs de Serres, Gap et Sisteron l'exploration et le relevé topographique d'une cavité jusqu'alors inexplorée le "Chourum Napoléon". Ce gouffre ou "chourum" s'ouvre à la cote 2520 dans la falaise Sud du plateau de Bure, en dessous du Pic la Pare.

Jusqu'à la cote -150 m le réseau se dirige vers l'Est, il rencontre alors une faille dont on reconnaît la trace en surface et qui recoupe le Pic de Bure, il suit donc cette faille et se dirige vers le sud-ouest jusqu'à la profondeur de 300 mètres qui est la profondeur maximum atteinte actuellement.

Le réseau est formé de boyaux qui suivent le pendage des couches et de puits qui se guident sur des failles. A la profondeur de 50 mètres on rencontre de nombreuses concrétions de glace : cascades, stalactites et stalagmites qui y demeurent en permanence.

Au mois de Mai 1973 nous avons effectué une coloration à la fluorescéine, celle-ci injectée dans un filet d'eau qui recoupe la galerie à la cote -140 m est ressortie à toutes les émergences énumérées plus haut (torrent, sources rive droite et source rive gauche). Les fluo-capteurs n'ont pu être relevés que 70 heures après l'injection. La vitesse de transmission de la coloration est donc supérieure à 3000 m / 70 h soit 43 m/h. Ceci nous prouve la communication entre le plateau de Bure et les sources de la Sigouste mais ne nous dit pas si le parcours de l'eau s'effectue en totalité dans les calcaires sénoniens.

D'autre part des mesures de concentration en tritium montrent que l'âge moyen des eaux est au moins égal à 1 ou 2 ans.

Ceci met en évidence l'existence de plusieurs types de circulation, une partie de l'eau arrivant à l'émergence au bout de quelques heures et une autre partie au bout de quelques années.

Le problème qui reste posé est celui du développement vertical du karst et des calcaires sénoniens. De la cote à laquelle est située la base des calcaires dépend la surface du massif de Bure pouvant être drainée vers le sud.

* * * *

KARST DES CALCAIRES DU DEVOLUY (HAUTES ALPES)

J. L. BONHOMME (*)

RESUME

Les recherches que nous avons entreprises depuis quelques années au DEVOLUY permettent de donner les grands traits d'un vaste système karstique développé dans les calcaires sénoniens.

Le Dévoluy, unité géographique et géologique, est marqué par la présence d'un épais manteau calcaire. Celui-ci affleure sur plus des trois quarts de la surface du bassin versant dévoluard.

Les études menées dans divers plans, géologique, hydrologique, spéléologique conduisent à définir la structure et la lithologie du karst, à préciser ses facteurs d'alimentation et de vidange et à mettre en évidence le type de circulation des eaux transitant dans le karst : présence dans les calcaires sénoniens du Dévoluy d'une "nappe de chenaux et de fissures". L'exploitation des hydrogrammes de vidange, comparés aux observations souterraines conduit à une première approche de l'hydrodynamique de ce karst.

1 - INTRODUCTION

Nos recherches entreprises au Dévoluy ont pour but de définir le karst des calcaires sénoniens et d'étudier le comportement hydrodynamique des transferts d'eau à travers celui-ci. Outre une étude géologique aussi précise que possible, le premier objectif a été la mise en évidence du type de circulation des eaux dans ce karst, ce qui jusqu'à présent n'avait pu être trouvé. La théorie de la rivière drainant les eaux souterraines du Dévoluy vers les exurgences des Gillardes, formulée par E.M. Martel, puis reprise par Messieurs Bourgin et de Joly n'ayant jamais pu être vérifiée.

Dans cet exposé, nous présenterons une première définition de ce karst des calcaires sénoniens du Dévoluy et les premiers résultats obtenus sur l'hydrodynamique. Pour tenter de saisir les facteurs essentiels, nous avons équipé le bassin versant considéré :

- d'une station limnigraphique sur la Souloise, en amont des Gillardes (ce torrent est contrôlé par l'E.D.F. en aval des Gillardes),
- de 5 pluviomètres totalisateurs et enregistreurs (+1 de la Météo).

(*) Laboratoire de Géologie appliquée (Hydrologie - Mécanique des sols) C.N.A.M. PARIS

2 - PRESENTATION GENERALE

Situation géographique : au sud-ouest de la Mure ou Grenoble, au nord-est de Gap, implanté dans les départements de la Drôme, de l'Isère et des Hautes-Alpes, mais essentiellement situé dans ce dernier, se dresse un massif désolé des Préalpes françaises : le Dévoluy. Il se compose de trois chaînes de montagnes :

- à l'ouest, la chaîne du Ferrand-Obiou (2761 m - 2791 m),
- à l'est, la chaîne du Féraud - Crête de Porel (2506 m),
- au sud, la montagne d'Aurouze, dominée par le plateau de Bure, qui culmine au Pic de Bure (2712 m),

caractéristiques : longueur : 25 km ; largeur maximum : 24 km ; périmètre moyen : 80 km ; surface : 300 km².

Cette vaste cuvette est vidée de ses eaux par deux torrents d'inégale importance : la Souloise grossie de la Ribière, vers le nord, qui alimente la retenue de l'E.D.F. du Sautet et disparaît dans le Drac ; le torrent de Mouche-chot, vers le sud, qui se jette dans la Bèoux, affluent du petit Buech.

3 - CADRE GEOLOGIQUE

Les terrains constitutifs :

L'ensemble des formations constituant le Dévoluy s'étage entre le Lias et l'Eocène supérieur ou l'Oligocène inférieur. Mais la série est essentiellement monotone, jusqu'au crétacé supérieur, puisqu'elle est formée de calcaires, de marnes, marno-calcaires et calcaires marneux etc... Au Tertiaire, la série se diversifie. Dans ces horizons compris entre le Callovo-oxfordien et le Tertiaire, trois formations essentiellement calcaires dominent nettement, à savoir la barre tithonique, la barre suburgonienne mais surtout la barre des calcaires sénoniens à laquelle participent les formations du Cénomaniens : celles-ci forment les immenses falaises qui sont les éléments dominant dans le relief. Cette épaisse carapace sénonienne forme la roche "magasin" du karst.

L'histoire géologique :

Pour suivre la relative complexité de certains éléments de ce karst, il faut pouvoir le replacer dans le contexte de son évolution : plusieurs phases tectoniques suivies de fracturation, de chevauchement, de glissement, de disharmonies de plis, se succèdent au Dévoluy. La phase

anté-sénonienne ou turonienne donne une structure simple de brachyanticlinaux ou dômes, de direction générale est-ouest ; cette phase fut suivie d'une érosion qui dégage une surface morphologique variée sur laquelle les calcaires sénoniens sont transgressifs. Ceux-ci recouvrent des horizons allant du Cénomaniens au Valanginiens. Puis interviennent les phases post-sénoniennes ou tertiaires. La phase post-sénonienne proprement dite provoque les premiers redressements de la masse sénonienne. Après la transgression de la mer priabonienne, une phase intertertiaire poursuit l'édification de la structure. Puis succède la phase alpine responsable en majeure partie de l'architecture actuelle ; elle redresse et plisse l'ensemble de la masse sénonienne et des formations tertiaires, provoque des disharmonies de plis dans l'alternance des niveaux durs et plastiques.

Les structures :

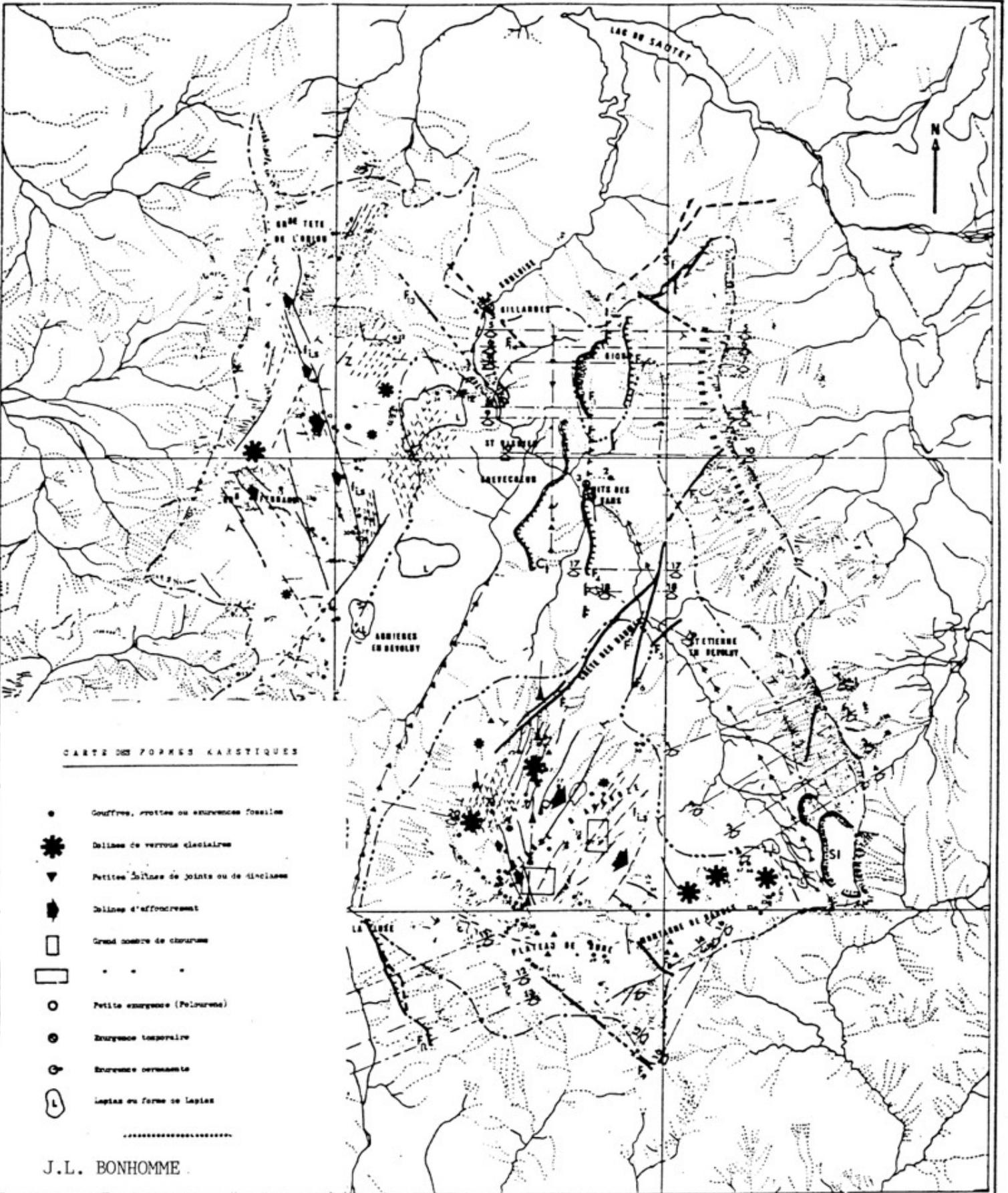
La structure d'ensemble est celle d'un synclinal perché d'axe N.S. ; celui-ci est ployé et de ce fait remonte tant au nord qu'au sud. Somme toute on a affaire à une vaste cuvette surélevée. Quittant la vue d'ensemble pour une observation plus détaillée, on peut mettre en évidence trois synclinaux et un anticlinal : le synclinal de Saint-Disdier dans la partie nord auquel l'attribut de synclinal perché se rapporte sans conteste, puis au sud, les synclinaux de Saint-Etienne (au sud-est) et du col du Festre (sud-ouest) séparé par l'anticlinal ou dôme d'Aurouze. Cette architecture dévoluarde est affectée par deux réseaux principaux de fractures : un réseau N.NE-S.SW et un réseau N.NW-S.SE : le premier est le plus important tant en densité de fractures que du point de vue de leur envergure.

4 - KARST DES CALCAIRES SENONIENS

4.1. LE NIVEAU D'ARRET

La définition et la localisation du substratum imperméable du karst reste une question à laquelle il est difficile d'apporter une réponse précise. Les calcaires sénoniens transgressent une surface morphologique variée sur laquelle affleurent des horizons du jurassique et du crétacé inférieur.

En conséquence, la masse des calcaires sénoniens repose tout à la fois sur des horizons que l'on peut qualifier de perméables et d'imperméables. Il paraît donc logique de penser que certains horizons calcaires, sur lesquels reposent les calcaires sénoniens, constituent avec celui-ci un système aquifère unique (turonien, cénomaniens (calcaires)) ; ceci peut s'étendre jusqu'à la barre suburgonienne, l'horizon imperméable se



CARTE DES FORMES KARSTIQUES

- Gouffres, pannes ou encreuxse fossiles
- ★ Dolines de versants claciaires
- ▼ Petites dolines de joints ou de diclinaes
- ◆ Dolines d'effondrement
- Grand nombre de chorums
- Petite emergence (Polurene)
- ⊙ Emergence temporaire
- ⊕ Emergence permanente
- Ⓛ Lapias en forme de Lapias

J.L. BONHOMME

situant au niveau Barrémien - Valanginien - Berriasien (marno-calcaires et marnes). Si cette déduction est logique, compte-tenu de ce que l'on peut observer, il reste que sur 170 km², le sénonien cache les affleurements de la série jurassique supérieur et du crétacé inférieur.

S'il reste impossible de préciser exactement l'horizon d'arrêt des eaux du karst, on peut admettre que les formations marneuses du crétacé inférieur peuvent jouer ce rôle et que d'autre part, les calcaires du Turonien et du Cénomaniens participent au système karstique sénonien. Ceci peut sans doute s'étendre jusqu'au calcaire de la barre suburgonienne à la faveur du contexte géologique.

En ce qui concerne une communication éventuelle avec les calcaires tithoniques, elle n'est pas à rejeter, mais reste à démontrer.

4.2. LA ROCHE-MAGASIN

Nous avons vu que les calcaires sénoniens sont transgressifs sur une série jurassique et crétacé inférieur, plissée et érodée ; d'autre part, ils ont été partiellement recouverts par une série tertiaire transgressive essentiellement calcaire à la base et marno-gréseuse au sommet. En conséquence, aux calcaires sénoniens, il faut associer comme faisant partie du même système hydrologique, les autres horizons calcaires du crétacé supérieur et ceux de la base du tertiaire (pouding à éléments sénoniens et calcaires nummulithiques), là où le reste de la série a été décapée. Les divers horizons qui constituent le karst sont donc assez divers ; de plus, l'ensemble des calcaires sénoniens sont loin de présenter une réelle homogénéité. On a donc un karst multistrates.

Mais le facteur essentiel, du point de vue de l'hydrogéologie karstique, reste la fracturation qui provient essentiellement de la tectonique. D'autre part, les conditions de dépôt ont été telles que les joints de stratification sont extrêmement imperméables, sauf dans les secteurs fortement tectonisés. Notons d'autre part, que dans cette série de calcaires très hétérogènes, les horizons ont réagi de façons assez diverses aux efforts qui les ont sollicités.

4.3. STRUCTURE DE LA ROCHE MAGASIN

Structure d'ensemble : les calcaires sénoniens s'identifient en ce qui concerne leur structure à la structure générale du Dévoluy (vaste cuvette). Si cette architecture est bien conservée, certains accidents affectent la bordure, mais ils ne semblent pas remettre en question le rôle hydrologique joué par la structure d'ensemble. Seules les zones de la Cluse (au sud) et le défilé de la Souloise (au nord) sont des points

surbaissés et fracturés. Il est évident que ce dernier joue un rôle particulier du point de vue de l'hydrogéologie karstique.

Les accidents : le réseau de failles NS à N.NE-S.SW : cet ensemble de fractures entraîne deux modifications de l'architecture du coeur de la cuvette. Le système de failles au nord de Saint-Etienne en Dévoluy, essentiellement la faille de la crête des Baumes, qui décroche de plus de 100 m vers le bas la partie nord au profit d'une surélévation relative de la partie sud. Le système de failles issu de la faille chevauchante du Saint-Gicon se prolonge jusque dans la montagne d'Arouze. C'est un axe important qui conditionne l'hydrologie souterraine.

Le réseau de failles N.NW-S.SE : celui-ci modifie fort peu l'architecture de la cuvette. Néanmoins, il prend quelque vigueur dans la partie nord (secteur des sources des Gillardes). Ces fractures sont autant de drains où cheminent les eaux d'infiltration.

Ces deux réseaux de failles sont accompagnés de tout un cortège de fractures parallèles à leur direction principale. Ces deux réseaux de direction différente se coupent et donnent naissance à des zones hachées. Ces fractures ont une extension de plusieurs kilomètres à plusieurs dizaines de mètres ; leur développement en profondeur est variable, certaines s'amortissent dans le crétacé inférieur, d'autres, de moindre importance, ont un développement vertical de l'ordre de 300 à 400 m. Remarquons que la présence de failles dont le rejet est important laisse envisager la possibilité d'unités hydrologiques séparées mais non indépendantes.

4.4. CONDITIONS D'ALIMENTATION

Contexte topographique : seule la chaîne de Féraud - Crête de Porel présente un flanc dont la pente accentuée favorise le ruissellement au détriment de l'infiltration. Par contre, la chaîne du Ferrand-Obiou, la montagne d'Arouze et le plateau de Bure sont de loin très favorables à une bonne absorption, compte-tenu des faibles pentes. D'autre part, le calcaire du karst affleure entre 1500 et 2700 m. La zone d'exurgence est à la cote 870 et 875 m. Cette disposition offre un dénivelé minimum de 600 m et un maximum de 1800 m environ, et fournit un "moteur" particulièrement puissant à ce karst.

Contexte de détails : la surface de ce karst est, comme beaucoup d'autres marquée par des formes qui favorisent ou ont favorisé la pénétration des eaux : lapiaz, dépressions fermées, gouffres (chourums), vallées sèches, pertes de ruisseaux.

Cependant certains facteurs qui favorisaient l'infiltration jouent actuellement un rôle très secondaire. Ceci est tout particulièrement vrai pour les chourums qui ont joué le rôle de bouches d'absorption des torrents issus de glaciers.

Le grand nombre de chourums est certainement l'un des caractères marquant de ce karst. On dénombre actuellement plus de 100 chourums de quelque importance. Les gouffres ont tous une origine tectonique. Ils se sont installés dans les fractures élargies par l'eau et beaucoup plus rarement dans des joints de stratification préalablement décollés. On peut constater que la bouche du gouffre a été profondément érodée par l'eau et que d'autre par, il est possible de suivre en surface en certains points le lit fossile du torrent qu'il absorbait. En profondeur, on observe de vastes cheminées coniques ou demi-coniques caractéristiques d'une très forte circulation, ou encore de gigantesques cascades fossiles. Tout ceci atteste que l'immense majorité des gouffres ont travaillé comme gouffres d'absorption.

Les fractures ont imposé aux chourums leur direction. Celles-ci ayant joué dès l'origine le rôle de drain vis à vis des eaux d'infiltration. Le développement des chourums n'est pas uniquement vertical. Le sens dans lequel ils se développent est imposé par le pendage des couches. En conséquence, on peut retenir que l'écoulement des eaux dans les fractures suit très généralement la direction de celles-ci dans le sens déterminé par le pendage.

4.5. CONDITIONS D'EXURGENCE

A l'image de certains autres massifs calcaires, les exurgences du karst des calcaires sênoniens sont peu nombreuses et bien groupées. En toute rigueur, il existe une source permanente, la Grande Gillarde, et plusieurs sources temporaires : la Petite Gillarde, le Puits des Bans, la Fontaine de Crèvecoeur. Les petites Gillardes sont séparées par la Souloise de la Grande Gillarde. Le puits des Bans et la grotte de Crèvecoeur se placent au centre du Dévoluy. Ces exurgences sont à peu de distance l'une de l'autre et sur la rive droite de la Souloise.

Les sorties d'eau du karst, aux Gillardes, sont masquées par des dépôts fluvio-glaciaires. Par contre les exurgences temporaires de Crèvecoeur et du Puits des Bans sont pénétrables, elles ont permis diverses observations. C'est surtout le Puits des Bans qui a été le théâtre d'études poursuivies pendant de nombreuses années et qui se révélèrent fructueuses. Principalement par la découverte de plans d'eau au même niveau, liés au réseau actif, dont la baisse est régulière en période d'étiage, d'une grande sensibilité à la pluviométrie. Par contre toutes

les tentatives de coloration à la fluorescéine sont restées infructueuses.

4.6. CONDITIONS DE CIRCULATION

Sous quelle forme transite l'eau entre son point d'absorption et son exurgence ?

En premier lieu, adressons-nous à la structure du Dévoluy : cette structure, rappelons-le est celle d'une cuvette allongée. Hormis, toute condition privilégiée d'écoulement, l'eau d'infiltration, suivant la loi de la gravité va se diriger vers le centre de celle-ci. On constate qu'au coeur de cette architecture, le calcaire sénonien est assez largement situé sous le niveau des Gillardes : celles-ci sont à la cote 870 m et 875 m et le toit des formations sénoniennes à environ 1000 m. Pour une puissance de celles-ci de 400 à 500 m, 270 à 370 m sont sous le niveau des Gillardes. Or, si les calcaires ne sont pas perméables par nature, il reste que les deux grands réseaux de fractures dont ils sont le siège se croisent un peu partout dans le Dévoluy, mais aussi au centre. En conséquence, il est logique de penser que l'eau infiltrée dans les montagnes est drainée par les fractures vers le centre de la cuvette avant de rejoindre les exurgences des Gillardes. Cette hypothèse est en tout cas vérifiée, en premier lieu, par les galeries souterraines qui ont pour axes ceux des accidents majeurs. Ceci nous conduit à deux phases dans la circulation :

- l'une du haut de la cuvette au point bas, sous forme d'un cheminement très oblique à vertical (circulation donnant naissance à des ruisseaux souterrains),
- l'autre du centre de la cuvette aux Gillardes.

D'autre part, des informations d'ordre topographique, bien qu'elles ne soient pas déterminantes, tendent à confirmer ce fait : les calcaires sénoniens qui affleurent vers 1400 m dans la zone sud du Dévoluy, ne proposent à l'eau qui s'infiltré qu'une pente d'environ 2,5 % pour rejoindre les Gillardes. Les topographies souterraines des cavités importantes montrent qu'il est difficile d'envisager un système de drainage du type rivière souterraine. Par contre, la présence de ruisseau souterrain dans ces cavités pratiquement verticales, d'un débit maximum de l'ordre de 10 l/s, vérifie la première phase de la circulation.

De toute évidence, les observations faites au Puits des Bans conduisent à définir la 2ème phase de la circulation et ceci de façon bien précise : la cavité se termine sur deux plans d'eau actifs (baisse régulière en période non influencée, grande sensibilité à la pluviométrie), situés à la même cote, à 450 m de distance et dont la pente moyenne est de 0,95 % par rapport au niveau des Gillardes. Ceci montre qu'ils appartiennent à

un système hydraulique commun, qui ne peut être à ce niveau que la circulation active du karst. De plus, la pente entre le point d'arrêt de l'exploration par les plongeurs et les exurgences est de 0,18 % et la galerie se poursuit au moins sur 15 à 20 m de profondeur, point situé sous le niveau des Gillardes. Ces constatations conduisent à abandonner définitivement la théorie de la rivière souterraine.

Les résultats d'ordre tectonique, structural, complétés et vérifiés par les observations spéléologiques conduisent à prouver la présence dans les calcaires sénoniens du Dévoluy d'une "nappe" de chenaux, de fractures, et de fissures et excluent définitivement l'existence d'une rivière souterraine drainant les eaux infiltrées dans le sénonien vers les Gillardes.

5 - HYDRODYNAMIQUE DU KARST

Donnons tout d'abord la fourchette des débits des Gillardes : celle-ci oscille entre 1,5 m³/s à 35 m³/s, et si l'on prend les valeurs extrêmes, plus rarement atteintes, on peut voir leur débit passe de 0,8 m³/s à l'étiage à 46 m³/s lorsque toutes les exurgences sont en activité. Ces débits ressortent des mesures effectuées par l'E.D.F. à la station de l'Infernet en amont du barrage du Sautet. Notons que ces débits représentent des débits moyens journaliers.

Etude des hydrogrammes de décrue

Cette étude hydrodynamique basée sur l'exploitation des hydrogrammes de décrue constitue une approche à la connaissance réelle des mécanismes qui régissent la circulation de l'eau dans le calcaire sénonien.

Les mesures de débit réalisées par l'E.D.F. ont servi de base à ce travail. La station de l'Infernet enregistre le débit de la Souloise plus celui des Gillardes, mais une étude du débit de la Souloise conduit à considérer celui déterminé par l'E.D.F. comme celui des Gillardes en première approximation.

Malgré une longue période d'observation, l'interprétation des hydrogrammes de décrue reste délicate, du fait que l'on recherche essentiellement à étudier des périodes en régime non influencé par la pluviométrie, ce qui est très rare dans le cas des Gillardes. D'autre part, la vidange générale des eaux du karst est très rapide : après 15 jours, $Q = 1/6.Q_0$ et à 30 jours, $Q = 1/17 Q_0$, ce qui permet d'admettre des périodes relativement courtes.

Méthode d'interprétation :

a) Méthode d'exploitation des hydrogrammes.

Le tarissement peut être momentanément influencé par une période de recharge lors de précipitations pluviométriques. On observe le plus souvent quelques pics sur la courbe.

On se contente en général de négliger les débits de la période influencée tout en conservant les temps correspondants. Or cette méthode de dépouillement donne une valeur à t (nombre de jours de tarissement) supérieure à celle qui serait obtenue en absence de période influencée. Ceci entraîne une erreur par défaut sur la valeur du coefficient de tarissement.

Pour déterminer au mieux la valeur de α , il nous semble logique de supprimer sur l'hydrogramme les périodes influencées, tant du point de vue de leur rôle sur le débit que sur le temps. Cette façon de procéder améliore la détermination du coefficient de tarissement, mais elle n'élimine pas pour autant toute l'influence de la période de recharge.

b) Hypothèses de base.

On adopte ici pour expression analytique de la vidange en régime laminaire, l'expression proposée par MAILLET et reprise par M. SCHOELLER dans le cas où l'on peut considérer deux systèmes, un de chenaux drainant un système de fissures, tel que la vidange de l'un ne conditionne pas la vidange de l'autre (la vidange du système "chenaux" est malgré tout dépendant du système "fissures"). Il reste qu'au niveau de la zone noyée l'interdépendance entre le système de "chenaux" et celui de "fissures" existe bien. Pour une première approche, compte tenu des observations réalisées, l'hypothèse retenue semble la mieux correspondre aux phénomènes dominants qui conditionnent les transferts dans le karst dévolard.

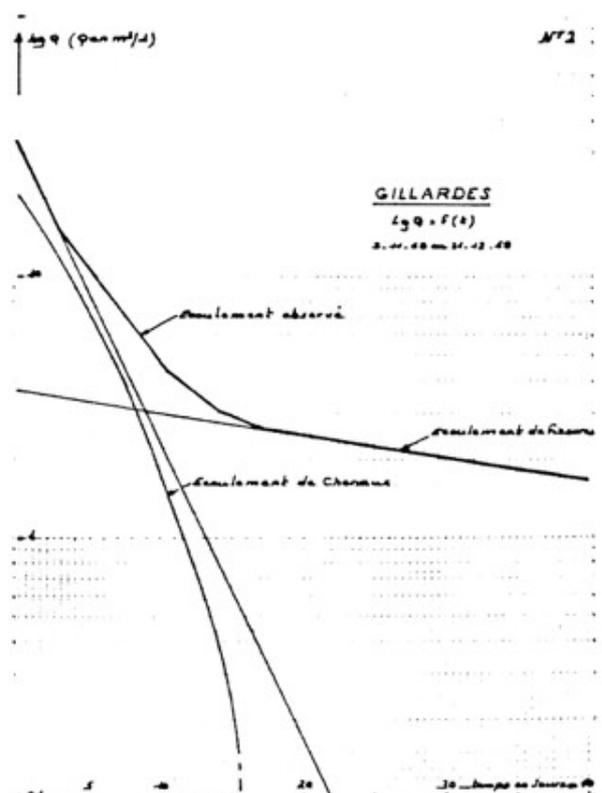
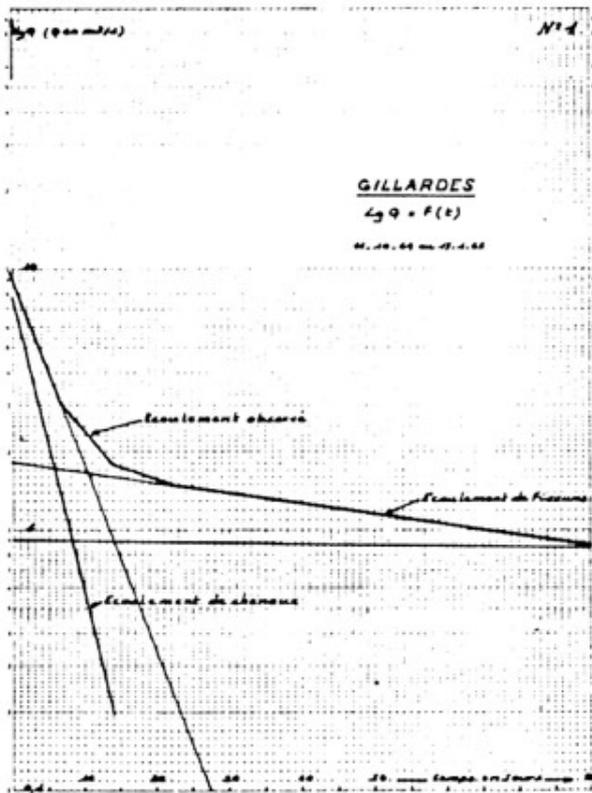
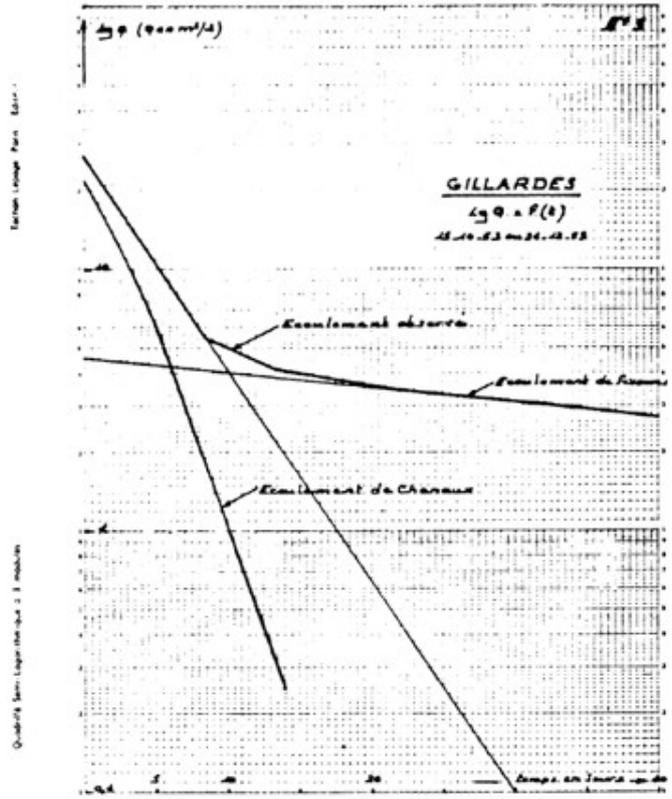
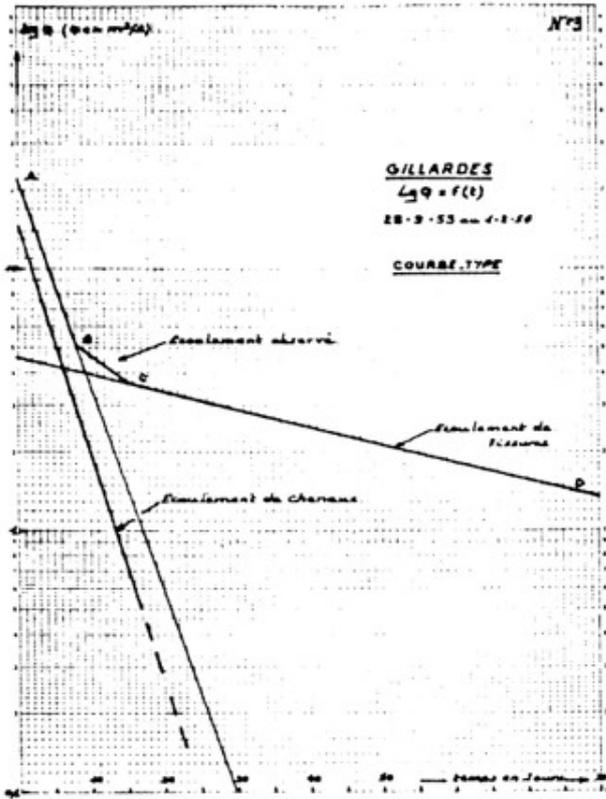
Courbes de tarissement :

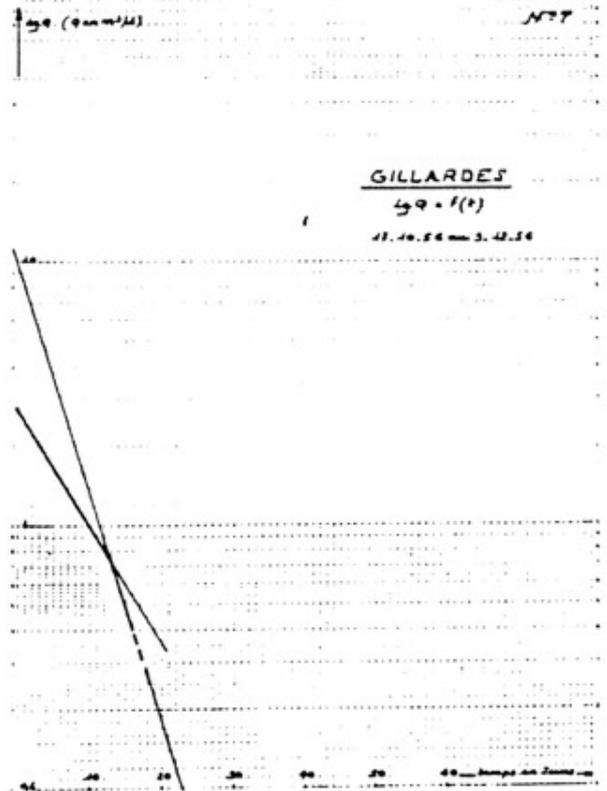
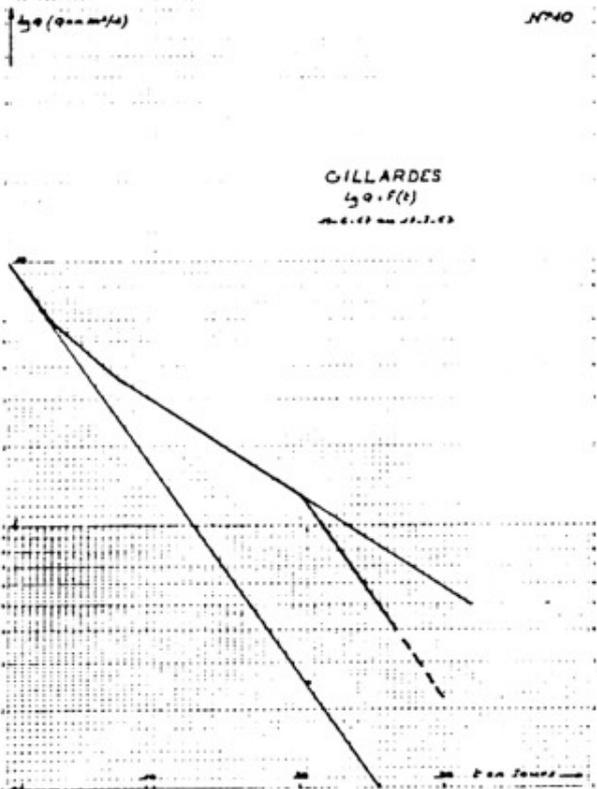
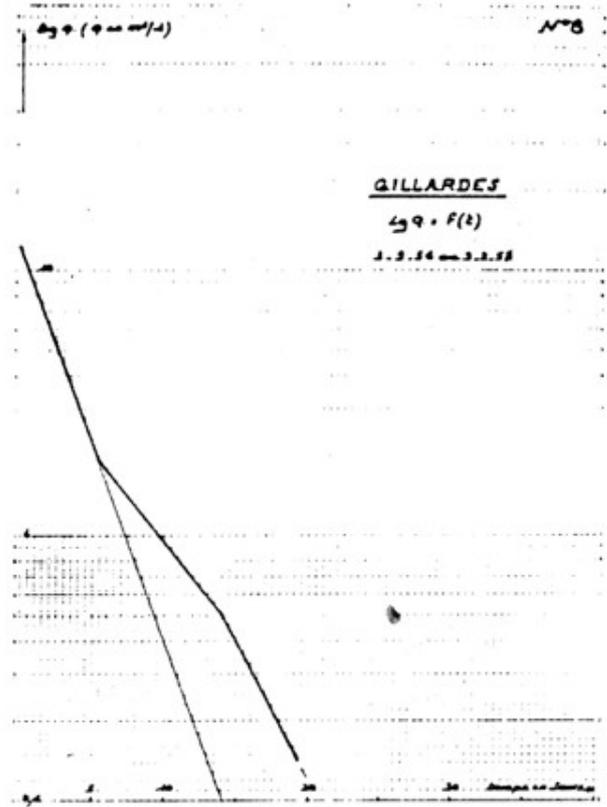
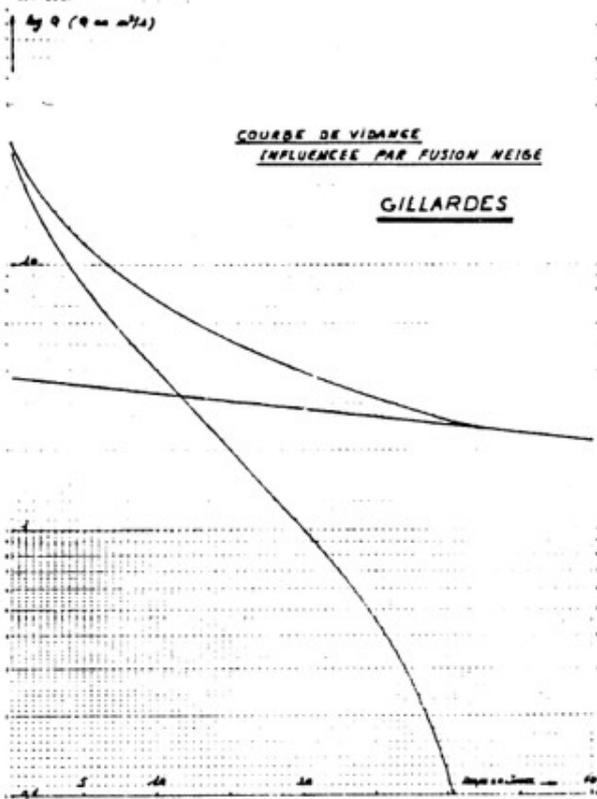
a) Représentation graphique.

Les données des hydrogrammes de vidange ont été reportées sur des diagrammes semi-logarithmiques et se traduisent ainsi par deux droites. La vidange, qui s'effectue suivant une loi exponentielle, corrobore les hypothèses faites.

b) Analyse des courbes en coordonnées semi-logarithmiques.

Nous avons transcrit plus de 50 hydrogrammes de vidange, représentant les périodes les moins influencées en coordonnées semi-logarithmiques. L'observation de ces graphiques montre une assez grande hétérogénéité, bien que tous aient un caractère semblable : la courbe obtenue est formée





de segments rectilignes en nombre variable, ce qui indique que dans son ensemble, la vidange s'effectue suivant des lois exponentielles successives. La courbe type se compose essentiellement de deux droites de pente différente :

- 1ère pente : forte sur environ 12 jours,
- 2ème pente : faible sur plus de 72 jours.

Ces deux segments sont raccordés par un autre, de transition, sur quelques jours. Peu de courbes sont en fait voisines de la courbe type, mais elles s'en rapprochent toutes à des degrés divers : si elles en possèdent le premier segment, il est plus rare que les derniers soient représentés.

On peut donc en première analyse, au cours d'une même vidange, et pendant une période non influencée, considérer deux types d'écoulement dont on détermine les coefficients de tarissement :

Exemples :	α_1	α_2
	$3,4.10^{-1}$	$1,8.10^{-2}$
	$3,3.10^{-1}$	$1,1.10^{-2}$
	$4,5.10^{-1}$	$1,5.10^{-2}$
	$5,2.10^{-1}$	$1,1.10^{-2}$
	$3,5.10^{-1}$	$1,3.10^{-2}$

pour courbes où α_2 est indéterminable :

α_1
$3,1.10^{-1}$
$3,8.10^{-1}$
$3,8.10^{-1}$
$3,9.10^{-1}$
$2,3.10^{-1}$

c) Interprétation.

On est en présence pour ces courbes de deux groupes de coefficients α_1 et α_2 assez homogènes.

$\alpha_1 = 3,5.10^{-1}$ correspondant à l'écoulement des chenaux.

$\alpha_2 = 1.10^{-2}$ correspondant à l'écoulement des fissures et joints.

Donc l'expression analytique de la vidange du karst peut s'exprimer par :

$$Q = Q_0 e^{-3,5.10^{-1}t} + q_0 e^{-1.10^{-2}t}$$

Si nous donnons cette expression c'est à titre indicatif, car celle-ci ne permet absolument pas de rendre compte d'une façon générale de la vidange du karst, même si l'on admet connaître Q_0 et q_0 . Si l'on ne peut douter de la forme analytique de la vidange, il n'en reste pas moins vrai que 5 hydrogrammes de vidange sur 19 ans d'observation rendent compte de la forme proposée.

Citons quelques exemples : on peut constater pour des valeurs de Q_0 (débit initial) identiques des vidanges non semblables, soit parce que les coefficients de tarissement sont différents, soit parce qu'un type d'écoulement est absent (écoulement de fissures par exemple). On pourrait poursuivre la liste de ce genre d'anomalies.

Il est donc possible de dégager que les hypothèses faites sur le système de vidange qui conduisent à une équation différentielle dont la solution est une somme d'exponentielles, cadrent avec les résultats obtenus à partir du dépouillement des hydrogrammes. Outre que la vidange, au départ, n'est peut être pas toujours en régime laminaire : il reste surtout que l'on ne tient pas compte de certains facteurs. Sans doute l'interaction des systèmes "fissures" et "chenaux" au niveau de la zone noyée a-t-elle quelque influence, mais il paraît peut être déterminant de tenir compte des conditions de recharge de l'aquifère karstique, tout en essayant d'intégrer l'hétérogénéité du milieu et celle de l'alimentation. Ceci permettrait sans doute d'éclairer les anomalies constatées et d'atteindre une expression analytique de la vidange rendant mieux compte de la réalité.

INTERVENTION DE M. MANGIN

L'utilisation d'une équation constituée par la somme de deux exponentielles pour rendre compte de la vidange des réseaux de conduits et des réseaux de fentes me paraît très discutable.

En effet, le modèle mathématique employé ne correspond pas à la distinction qui est faite.

Si l'on suppose deux réservoirs, l'un représente les fissures et fentes l'autre les conduits, les équations différentielles que l'on obtient n'aboutissent à une somme de deux exponentielles de façon incontestable que si les vidanges des deux réservoirs sont totalement indépendantes. Or ceci est contraire à toutes les observations qui ont été faites, et les mesures réalisées dans les karsts noyés, notamment au niveau de forages, indiquent que les variations de charge dans les drains et dans les fissures ou fentes sont liées.

Si ce n'est pas le cas, l'intégration des équations différentielles est difficile et impose des simplifications qui conduisent en fait à des modèles mathématiques qui ne sont pas ceux que l'on utilise.

REPOSE DE M. BONHOMME

Je dégage trois parties dans votre question et je vais m'efforcer de leur apporter une réponse, aussi précise que possible :

"Les réservoirs indépendants sont contraire à toutes les observations qui ont été faites et les mesures réalisées sur les karsts noyés".

Au regard de sa structure et du type de circulation de l'eau, qui à pu être établi, le karst des calcaires sénoniens du Dévoluy peut être classé comme karst noyé. De là à envisager que les facteurs qui conditionnent l'hydrodynamique de ce karst sont en tous points similaires à ceux observés sur d'autres karsts noyés, cela me semble, en l'état des connaissances sur le karst dévoluard, hasardeux.

Il faut se replacer avant tout dans le contexte du karst étudié et non "calquer" des informations venues d'ailleurs bien que celles-ci soient des points de comparaison non négligeables. Or quel est le contexte du karst dévoluard : il possède comme tout karst noyé ou non, un réseau de chenaux et un réseau de fissures et de joints. Il est donc évident que dans la zone noyée, le réservoir de "chenaux" et celui de "fissures" ne sont pas indépendants ; toutefois, nous possédons peu d'informations sur le réservoir de fissures. Mais il faut adjoindre, à ce système, des réservoirs suspendus, indépendants, dont la vidange vient alimenter la zone noyée. La preuve en est qu'un certain nombre de ruisseaux souterrains viennent se déverser dans la "nappe de chenaux et de fissures" (ces ruisseaux souterrains peuvent être observés dans diverses cavités : Puits des Bans, Chourum de la Fille, Chourum des Aiguilles, Chourum du Chaudron...). Si on donne à ces ruisseaux un débit moyen d'étiage de 5 l/s, au niveau de la "nappe", et que le nombre de chourums connus dépasse la centaine et que le nombre d'inconnus ou d'inexplorés lui est sans doute égal, on se rend compte que la vidange de ce système de réservoirs apporte une bonne contribution au débit d'étiage qui se situe en moyenne vers 1,5 m³/s. Ce sont là des ordres de grandeur, basés sur l'observation, qu'il s'agit sans doute de confirmer.

En conséquence en première approximation prendre pour base des systèmes indépendants semble traduire, compte tenu des connaissances actuelles, au mieux la réalité.

Il reste qu'au niveau de la "nappe", l'interdépendance des réservoirs de chenaux et de fissures sans aucun doute existe, mais l'hypothèse choisie suppose un rôle secondaire aux systèmes de fissures de la zone noyée, ce qui reste évidemment à préciser.

D'autre part, vous énoncez que "l'on obtient une équation différentielle qui n'aboutit à la somme de deux exponentielles que si les réservoirs sont totalement indépendants".

Effectivement pour les réservoirs indépendants, l'équation différentielle aboutit à la somme de deux exponentielles, mais ceci est tout aussi vrai dans le cas de deux réservoirs dépendants, c'est à dire des réservoirs où la vidange de l'un conditionne la vidange de l'autre et vice versa : cas du karst noyé. Développons un peu cette question.

Pour cela, nous reprendrons comme donnée de base celle que vous formulez dans votre publication faisant état de la "recherche d'une nouvelle fonction de transfert" (*) et qui vous conduit à une équation différentielle dont la solution est une équation sinusoïdale. Remarquons tout d'abord qu'une fonction oscillatoire amortie du débit d'une exurgence peut être ramenée à une fonction exponentielle ou à une somme de fonctions exponentielles suivant le cas, car la décroissance de la fonction oscillatoire amortie est exponentielle. Ceci suppose évidemment que l'on travaille par exemple avec des débits moyens journaliers et que le période du phénomène soit courte vis à vis de la période journalière. Cette manière de procéder cache évidemment la réalité des phénomènes et de ce fait, cette remarque ne peut pas constituer en elle-même une réponse. Aussi revenons à vos données de base, à savoir :

"Le karst noyé peut être assimilé à la connexion de deux réservoirs, l'un traduisant le drainage (systèmes de chenaux), l'autre les systèmes annexes (système de fissures, joints, etc...)". Dans un tel système, la vidange dépend donc de l'interaction des deux réservoirs, ou si l'on veut, la vidange des réservoirs est liée. Puis si nous souscrivons à la démonstration qui suit, nous parviendrons à la même équation finale. Or on ne comprend pas très bien les différentes phases de cet exposé. Le raisonnement ne semble pas s'accorder aux hypothèses énoncées. Entre autres, comment concilier ces deux affirmations :

"La charge exercée sur le réservoir de drainage est $(h + h_A)$ ",
et "au niveau du réservoir "systèmes annexes" nous avons :
 $Q_A = C_A (h + h_A)$.

D'autre part, comment concevoir que la variation de débit dans le réservoir "systèmes annexes" soit déterminée directement par dh (variation de hauteur d'eau du réservoir de drainage). Il semble plutôt qu'elle soit déterminée par $d(h_A - h)$. L'expression que vous en proposez : " $Q_A dt = S_A dh$ " est affectée du signe + pendant que cela correspond à une perte de quantité d'eau qui précédemment, pour le réservoir de drainage, a été compté négativement. Le débit q qui figure

(*) MANGIN A. : Annales de spéléologie, T 28, f. 1, 1973.

dans l'équation différentielle finale n'est que le débit d'alimentation du système de drainage, puisqu'il provient uniquement de l'équation différentielle qui traduit sa vidange, et non le débit total d'alimentation du karst, que vous envisagez au début de l'exposé. L'alimentation du système annexe n'est pas représentée.

En conséquence, à partir des hypothèses et données de base, nous avons réécrit les équations qui régissent la vidange de ce système puis déterminé l'équation différentielle et exprimé sa solution.

Hypothèses et données de base :

Par hypothèse nous étudions donc la vidange, en régime laminaire, d'un ensemble composé de deux réservoirs interdépendants ce qui impose que les variations de charge soient liées.

Les deux réservoirs représentent :

R le système de chenaux (conduits),

R_A le système de fissures et joints (systèmes annexes).

Données pour le réservoir R :

- son débit Q de vidange : $f_1(t)$
- son débit q d'alimentation : $f_2(t)$
- sa surface S : c^{te}
- son coefficient de Poiseuille C : c^{te}
- son coefficient de tarissement $\alpha = C/S = c^{te}$
- sa hauteur d'eau h : $f_3(t)$

Données pour le réservoir R_A :

- son débit Q_A de vidange : $f_4(t)$
- son débit q_A d'alimentation : $f_5(t)$
- sa surface S_A : c^{te}
- son coefficient de Poiseuille C_A : c^{te}
- son coefficient de tarissement $\alpha_A = C_A/S_A = c^{te}$
- sa hauteur d'eau h_A : $f_6(t)$

Nous distinguons les débits d'alimentation du karst noyé en prenant respectivement q et q_A, ceci dans le but d'être aussi conforme que possible à la réalité et d'envisager le cas le plus général.

D'autre part, d'après les développements mathématiques qui seront effectués ci-après, si l'on suppose comme seule donnée, à priori, la fonction (q + q_A) et non ses deux parties q et q_A, alors le problème est impossible à résoudre puisque l'équation fait intervenir aussi dq/dt.

Traduisons les hypothèses faites à l'aide :

- de l'équation de Poiseuille $Q = Ch$
- en exprimant la conservation de la quantité d'eau $Q dt = - S dh$

d'où les équations de base traduisant les hypothèses formulées :

- application de la loi de Poiseuille :

$$I \left\{ \begin{array}{l} Q = Ch \text{ pour le réservoir de drainage} \\ Q_A = C_A (h_A - h) \text{ pour le réservoir annexe} \end{array} \right.$$

- application de la conservation de la quantité d'eau

$$II \left\{ \begin{array}{l} Q dt - S dh + Q_A dt + q dt \text{ pour le réservoir de drainage} \\ Q_A dt = - S_A dh_A + q_A dt \text{ pour le réservoir annexe} \end{array} \right.$$

Du groupe d'équation I, on tire :

$$h = \frac{Q}{C} \quad \Rightarrow \quad dh = \frac{1}{C} dQ$$

$$h_A = \frac{Q_A}{C_A} + h \quad \Rightarrow \quad dh_A = \frac{1}{C_A} dQ_A + dh = \frac{1}{C_A} dQ_A + \frac{1}{C} dQ$$

En portant les expressions ainsi trouvées de dh et dh_A dans le système d'équation II, on obtient un système de 2 équations différentielles du 1er ordre par rapport aux deux fonctions inconnues Q et Q_A

$$Q = - S \cdot \frac{1}{C} \cdot \frac{dQ}{dt} + Q_A + q \quad (1)$$

$$Q_A = - S_A \left[\frac{1}{C_A} \cdot \frac{dQ_A}{dt} + \frac{1}{C} \cdot \frac{dQ}{dt} \right] + q_A \quad (2)$$

De l'équation (1) on tire :

$$Q_A = Q + \frac{S}{C} \cdot \frac{dQ}{dt} - q$$

d'où en dérivant cette expression par rapport à t

$$\frac{dQ_A}{dt} = \frac{dQ}{dt} + \frac{S}{C} \cdot \frac{d^2Q}{dt^2} - \frac{dq}{dt}$$

remarque : q étant une fonction inconnue du temps.

En portant dans l'équation (2) ces expressions de Q_A et de dQ_A/dt , on obtient une équation différentielle pour la seule fonction $Q \rightarrow (Q)$

$$Q + \frac{S}{C} \cdot \frac{dQ}{dt} - q = - \frac{S_A}{C_A} \left[\frac{dQ}{dt} + \frac{S}{C} \cdot \frac{d^2Q}{dt^2} - \frac{dq}{dt} \right] - \frac{S_A}{C} \cdot \frac{dQ}{dt} + q_A$$

d'où en regroupant les termes :

$$\frac{S \cdot S_A}{C \cdot C_A} \cdot \frac{d^2Q}{dt^2} + \left(\frac{S + S_A}{C} + \frac{S_A}{C_A} \right) \frac{dQ}{dt} + Q = q + q_A + \frac{S_A}{C_A} \cdot \frac{dq}{dt}$$

avec $\frac{S}{C} = \frac{1}{\alpha}$ et $\frac{S_A}{C_A} = \frac{1}{\alpha_A}$ et $\frac{S_A}{C} = \frac{1}{\beta}$

$$\frac{1}{\alpha \cdot \alpha_A} \cdot \frac{d^2Q}{dt^2} + \left(\frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\alpha_A} + \frac{1}{\beta} \right) \frac{dQ}{dt} + Q = q + q_A + \frac{1}{\alpha_A} \cdot \frac{dq}{dt}$$

Equation différentielle linéaire du 2ème ordre avec second membre variable : l'intégrale générale est de la forme :

$$Q = Q_1 + Q_2$$

avec Q_1 solution de l'équation différentielle sans second membre

Q_2 solution particulière de l'équation différentielle avec second membre.

Déterminons l'intégrale de l'équation sans second membre, donc de :

$$\frac{S \cdot S_A}{C \cdot C_A} \cdot \frac{d^2Q}{dt^2} + \left(\frac{S + S_A}{C} + \frac{S_A}{C_A} \right) \frac{dQ}{dt} + Q = 0$$

la forme de la solution dépend du signe du discriminant de l'équation caractéristique associée :

recherche du discriminant de

$$\frac{S \cdot S_A}{C \cdot C_A} \cdot \ddot{Q} + \left(\frac{S + S_A}{C} + \frac{S_A}{C_A} \right) \dot{Q} + Q = 0$$

d'où

$$\Delta = \left(\frac{S + S_A}{C} + \frac{S_A}{C_A} \right)^2 - 4 \frac{S \cdot S_A}{C \cdot C_A}$$

$$\Delta = \left(\frac{S}{C} \right)^2 + 2 \frac{S \cdot S_A}{C \cdot C_A} + \left(\frac{S_A}{C_A} \right)^2 + 2 \frac{S_A}{C} \left(\frac{S}{C} + \frac{S_A}{C_A} \right) + \left(\frac{S_A}{C} \right)^2 - 4 \frac{S \cdot S_A}{C \cdot C_A}$$

D'où

$$\Delta = \left(\frac{S}{C} - \frac{S_A}{C_A} \right)^2 + 2 \frac{S_A}{C} \left(\frac{S}{C} + \frac{S_A}{C_A} \right) + \left(\frac{S_A}{C} \right)^2$$

Nous avons S, S_A, C, C_A termes positifs. En conséquence les divers termes du polynôme sont positifs et de ce fait Δ est positif.

$$d'où \Delta > 0$$

Il en ressort que la solution générale de l'équation sans second membre est de la forme :

$$Q_1 = K_1 e^{r_1 t} + K_2 e^{r_2 t} \quad r_1 \text{ et } r_2 \text{ fonction de } \alpha \text{ et } \alpha_A$$

donc une somme d'exponentielles et non de la forme :

$$Q_1 = A e^{-\alpha t} (M \cos bt + N \sin bt)$$

une telle forme aurait nécessité $\Delta < 0$.

Pour obtenir la solution complète de l'équation différentielle linéaire à coefficients constants, et avec second membre variable, il faut ajouter maintenant la solution particulière (Q_2). Or celle-ci ne peut pas être déterminée ici sous forme analytique puisque nous n'avons pas fait d'hypothèses sur la forme des fonctions $q = f_2(t)$ et $q_A = f_5(t)$. Toutefois, remarquons, en est-il besoin, que q , q_A et $q_T = (q + q_A)$ ne sont pas des solutions même particulières de l'équation avec second membre. Ce ne sont que des données inconnues.

"L'utilisation d'une équation constituée par la somme d'exponentielles pour rendre compte de la vidange des réseaux de conduits et des réseaux de fentes (noyés) me paraît très discutable. En effet, le modèle mathématique employé ne correspond pas à la distinction qui est faite".

Nous prendrons occasion de cette dernière partie de votre question pour conclure en disant que d'après les hypothèses retenues pour le karst noyé (réservoirs de chenaux et de fissures dépendant l'un de l'autre), la loi de sa vidange se traduit, en absence de toute alimentation, par une équation différentielle qui aboutit à la somme de deux exponentielles. Si l'on tient compte des alimentations respectives des chenaux et des fissures, joints, etc..., nous avons vu qu'il était impossible sans connaissance précise de ces fonctions d'obtenir l'équation complète. Toutefois, la solution générale de l'équation sans second membre reste. Pour ce qui est issu du second membre, on peut évidemment s'attendre à des fonctions diverses. La solution globale étant la somme, elle sera donc marquée par la fonction dominante.

Si la vidange d'un karst noyé ne s'inscrit pas dans la forme analytique déterminée ci-dessus : il faut seulement admettre que les hypothèses retenues pour la mise en équation ne tiennent pas compte des phénomènes essentiels qui régissent les circulations dans ce karst.

BIBLIOGRAPHIE

A - HYDROGEOLOGIE

BONHOMME J.L., 1972, Etude hydrogéologique et hydrodynamique du karst des calcaires sénéoniens-Dévoluy, CNAM, thèse d'ingénieur géologue.

B - SPELEOLOGIE

- ACQUAVIVA G., 1964, "Massif du Dévoluy (8ème expédition)", Spelunca Bull. n° 4, p. 49.
- BONHOMME J.L., septembre 1962, Semaine de Provence.
- BONHOMME J.L., PIETTE (G.S.P.S.I.F.), 1966, "Recherches spéléologiques dans le massif du Dévoluy", ext. de Spelunca bull. n°1.
- BOURGIN A., 1937, Spelunca 2ème série VII, p. 10 et 11.
- BOURGIN A., 1949, "Le Puits des Bans", Ann. de spéléo IV, 1, p. 5-9.
- CASTELAIN B. et GARGUILO H., 1959, Spéléopérations, bull du SCM, n° 49.
- CROISSANT P., 1965, "Exploration en Dévoluy, Montagne de Costebelle", Spelunca bull. n° 3, p. 5-10.
- GALLOCHER P., 1964, "Le karst d'Aurouze, Dévoluy. Aperçu spéléologique", Spelunca mémoires n° 4, p. 74-78.
- GALLOCHER P., 1964, "Contribution à l'étude hydrospéléologique du massif du Dévoluy, plateau d'Aurouze", Ann. de Spéléo, XIX, 4, p. 639-687.
- GROUPE CATAMARAN, 1966, "Dévoluy", Spelunca Bull. n° 4, p. 278.
- G.S.P.S.I.F., 1964, "Recherches spéléologiques dans le massif du Dévoluy, Montagne d'Aurouze", Spelunca Bull. n° 3, p. 50-52.
- JOLY R. de, 1957, "Chourum Martin", Spéléopérations, Bull. Sect. Provence C.A.F n° spécial 24.
- LORY P., 1895, "Les abîmes du Dévoluy", Bull. Soc de Spéléo. I, 2, p. 67-68.
- MARTEL E.A., 1928, La France ignorée.
- MARTIN Abbé, 1897, "Les abîmes et la contamination des sources", Bull. Soc. de spéléo. (spelunca 1ère série), III, 12 p. 207.
- MARTY J. 1955, "Explorations spéléologiques dans la montagne d'Aurouze", Ann. de spéléo, X, 2 p. 63-72.
- S.C.A. de GAP, 1967, "Le chourum des Aiguilles", ext. de Spelunca, Bull. n° 4.

V E R C O R S

LES FACTEURS DETERMINANTS DE L'HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE DU VERCORS (1)

J. CHOPPY

INTRODUCTION

Les caractères spécifiques de l'hydrogéologie du Vercors nous paraissent dépendre d'un ensemble de facteurs, entre lesquels les interactions sont évidemment constantes, et que l'on peut regrouper comme suit :

- Rôle des niveaux de base.
- Rôle de la tectonique.
- Rôle de la stratigraphie.

1 - ROLE DES NIVEAUX DE BASE

Précisons que le niveau de base est compris ici dans son sens habituel, sans nulle référence à un "niveau de base karstique".

1.1. LE VERCORS EST DANS SON ENSEMBLE UN KARST PERCHE

Un des aspects les plus frappants du Vercors, mentionné par tous les auteurs, est la ligne de hautes falaises qui le ceinture presque sans interruption.

La base de ces falaises, correspondant approximativement à l'imperméable hauterivien, se trouve en général nettement au dessus des plaines alluviales environnantes, qui constituent le niveau de base du massif. Le calcaire est donc presque partout perché au dessus du niveau de base régional.

Les grandes circulations sont parfois directement tributaires de ce niveau de base régional ; elles débouchent plus fréquemment dans des vallées profondément entaillées, souvent jusque dans l'Hauterivien imperméable ou même dans le Valanginien inférieur ; de sorte que le calcaire karstifié est, de même, fréquemment perché au dessus du niveau de base local (du moins actuellement). Le cas le plus spectaculaire est sans doute celui du cirque de Choranche où le sommet de l'Hauterivien et

(1) Au seuil de cet article, nous devons dire tout ce qu'il doit à de nombreux amis et compagnons d'exploration, notre objectif étant d'abord de tenter une synthèse des connaissances acquises grâce aux recherches spéléologiques dans le massif du Vercors.

Le niveau des émergences se trouvent plus de 300 mètres au dessus de la rivière.

Tant qu'il en est ainsi, le karst ne peut être noyé que dans des cas particuliers et très partiellement, la règle étant l'absence de nappe (J. CHOPPY 1963) ; l'hydrologie et la morphologie sont alors en accord avec les idées de E.A. MARTEL ; P. CHEVALIER fit une description de cette morphologie ; son système, essentiellement applicable aux massifs préalpins, est bien adapté au Vercors.

Le méandre, décrit par cet auteur, est dérivé d'un profil constitué d'une galerie en conduite forcée et d'un puits, respectivement subhorizontale et subvertical parce que liés aux plans de strates et de fractures (2). Le passage de la conduite forcée à l'écoulement libre signifie évidemment que la masse calcaire cesse d'être imprégnée d'eau dans son ensemble ; dès lors s'instaure la recherche d'un profil d'équilibre par creusement du méandre. Il convient de souligner que les méandres se développent sur toute la hauteur de la masse urgonienne avec les mêmes caractéristiques et sans que se manifeste aucun autre aspect morphologique, si ce n'est au niveau des collecteurs, c'est à dire à la base de la série calcaire (puisqu'il s'agit d'un karst perché).

On peut donc affirmer que la descente de la nappe karstique, contemporaine de l'apparition d'un écoulement libre, s'est faite sans à coup, et presque simultanément à tous les niveaux.

Comme il est de règle dans les karsts perchés, on constate généralement l'absence de pertes et de sources vaclusiennes stricto sensu (c'est à dire d'émergences ascendantes), pourtant souvent considérées comme des phénomènes caractéristiques du karst.

1.2. DE NOMBREUX CAS DE KARSTS BARRES

Dans le détail, ce fonctionnement général est fréquemment contredit par l'existence de barrières formant niveau de base ; on peut les classer en quatre types :

- Le premier concerne les quelques cas où des plis secondaires amènent le calcaire à se poursuivre sous le niveau d'une plaine alluviale extérieure au massif et donc à rencontrer une barrière hydraulique. Ainsi que l'a fait observer J. CORBEL une émergence se rencontre chaque fois qu'une vallée provenant de l'intérieur du massif sort de tels plis vers la plaine alluviale : grotte du Frochet, grotte-émergence des Petits Goulets (ou du Diable), grotte du Taï, Cuves de Sassenage : ces cavités avaient

(2) A condition que le pendage soit peu élevé.

originellement un rôle de drainage à l'altitude du niveau de base ; leur morphologie, où les formes "phréatiques" dominent, résulte d'un fonctionnement amphibie actuel ou récent. Il semble que, le niveau de base ayant baissé, elles demeurent actuellement suspendues.

- Le deuxième type de karst barré est lié à l'existence, dans le massif, de cuvettes synclinales que nous tenterons d'expliquer par l'examen de la tectonique.

Nous citerons d'abord les cuvettes synclinales du Crétacé supérieur rendues étanches par un Albien marneux et dans lesquelles se rencontrent des émergences ascendantes (Oeil de la Dhuis, Gour Martel), et même un marécage (Bassin crétacé supérieur de Villard de Lans). Egalement dans le Crétacé supérieur, on évoquera l'exceptionnel maintien à l'air libre du réseau hydrographique cohérent constitué par la Vernaison et ses affluents l'Aduin et le ruisseau de Saint Martin (la Buyèche) ; sans doute sait-on que l'industrie humaine a seule empêché la perte complète de la Vernaison en amont des Baraques ; de toutes façons, elle se déverse comme par un seuil dans les Grands Goulets.

Plus complexe est le cas du "Méaudret souterrain", ensemble de galeries subhorizontales, se développant sur plusieurs kilomètres dans des strates verticales ou fortement redressées, à la limite Sénonien-Urgonien, avec un niveau d'eau pratiquement constant, et toutes limitées par des siphons. Ces conduits, accessibles par le Trou qui souffle, sont tributaires de Goule Noire, mais leurs caractéristiques, fort exceptionnelles, conduisent à interpréter cet ensemble comme se développant en bordure d'une cuvette synclinale, le point de déversement en direction de l'émergence se trouvant à une cote d'environ 840 m, mais ne pouvant à ce jour être situé avec précision.

On peut mentionner ensuite le réseau maillé typique que forme le plan du Faux Jallifier (figure 1) ; ceci laisse supposer que cette petite émergence est l'exutoire d'un karst barré, probablement par une inversion locale du pendage général sud du plateau de Presles.

Enfin, dans le bassin d'alimentation de Combemale, H. ARNAUD (1968) signale "un certain nombre d'accidents qui délimitent une zone effondrée dans laquelle les eaux sont prisonnières".

Le troisième type de barrière est lié à des mouvements tectoniques plus importants, puisqu'il permet que les eaux circulant dans l'Urgonien deviennent tributaires d'un bassin crétacé supérieur.

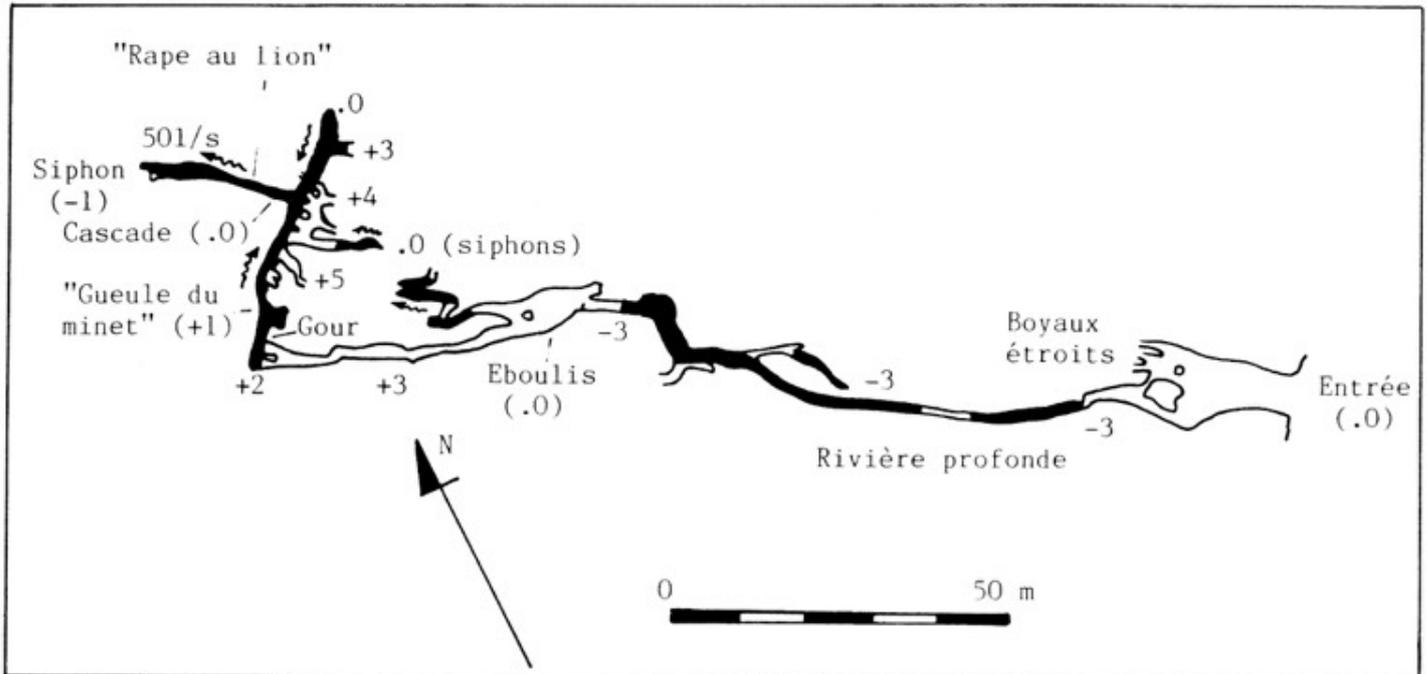


Figure 1 : Plan de la Grotte du Faux Jallifier,
d'après COURTOIS et LE BRET

Le cas le plus connu est celui des eaux circulant à la base de l'Urgonien dans le Gouffre Berger ; elles sont tributaires d'une galerie des Cuves de Sassenage qui se développe dans le Sénonien supérieur ; cette communication se ferait, selon une hypothèse de D. ROUSSIN,, au travers d'une "sorte de nappe phréatique suspendue" à la cote +20,5 mètres par rapport à l'entrée des Cuves ; c'est donc à ce niveau que se situerait la barrière expliquant la célèbre "remontée géologique".

De même, des eaux provenant de l'Urgonien se trouvent, par l'Aduin et Déramats, tributaires du bassin crétacé supérieur des Baraques : la barrière est vraisemblablement ici la faille bordant à l'est la vallée de Saint-Martin et Saint-Julien.

J. L. BARBIER décrit encore, dans la haute vallée de Vernaison, un ensemble de "sources" alimentées par l'Urgonien, venant émerger à la limite des formations albiennes (par exemple la source des Bertis, figure 2).

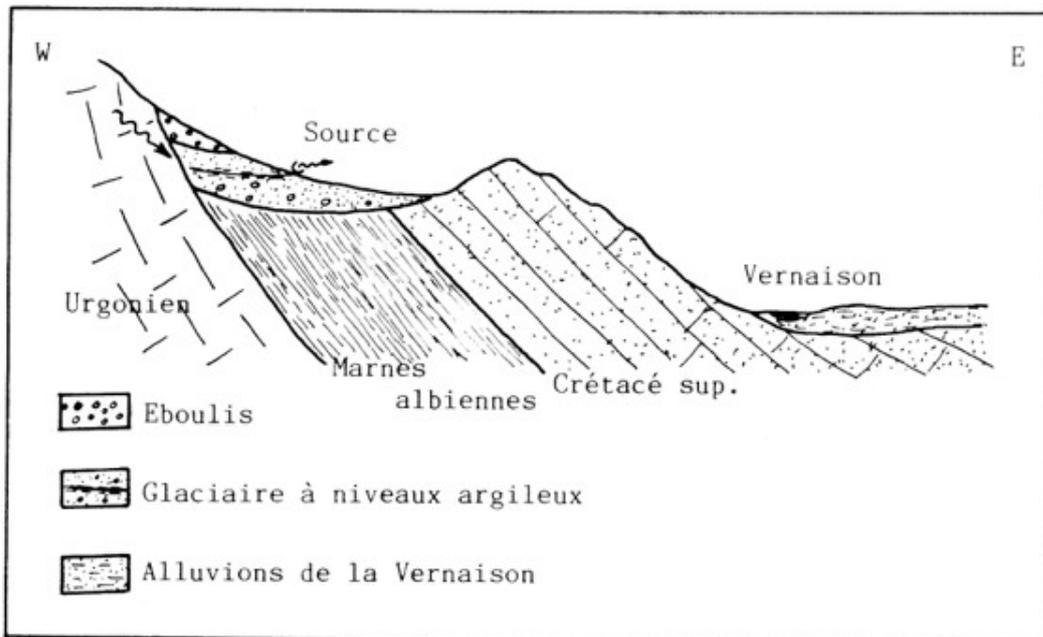


Figure 2 : Coupe géologique de la source des Berts, d'après J.L. BARBIER

Le quatrième type de karst barré est lié aux canyons et notamment à celui de la Bourne : cette rivière, coulant transversalement au faisceau de plis nord-sud et constituant très généralement le niveau de base local, rencontre un certain nombre de contacts stratigraphiques ; ceux-ci sont peut être structurellement en position basse ; de toutes façons, le creusement de la vallée les a échancrés, de telle sorte qu'ils constituent le point bas des karsts barrés déterminés par ces contacts stratigraphiques (figure 3).

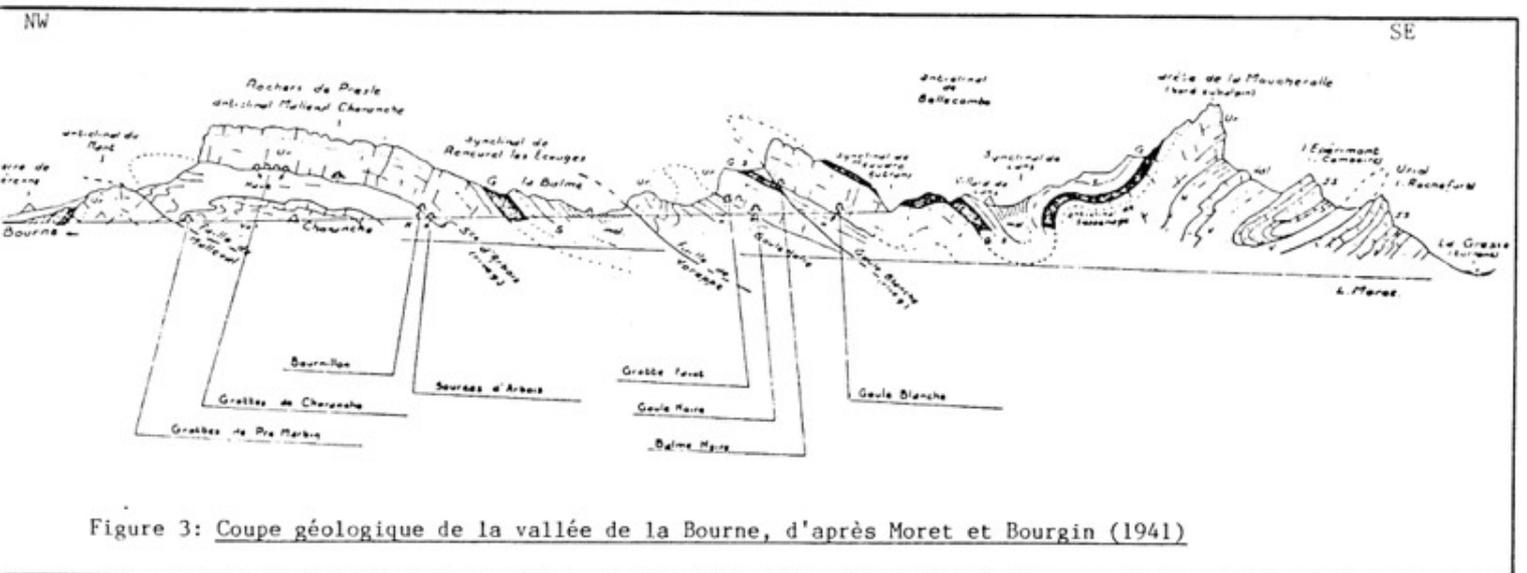


Figure 3: Coupe géologique de la vallée de la Bourne, d'après Moret et Bourgin (1941)

Le premier, dès l'entrée de la Bourne dans ses gorges, est le contact du Crétacé supérieur et de l'Albien, qui contribue à la fermeture du bassin de Villard de Lans ; en aval, une série urgonienne est barrée au niveau de Goule Blanche par l'Hauterivien ; plus en aval encore, le même phénomène se reproduit au niveau de Goule Noire, puis au niveau de Goule Verte, enfin au niveau des sources d'Arbois. A cette dernière barrière aboutit également le Bournillon qui, dès son émergence, pénètre à contre-pendage dans les strates hauteriviennes ; cette situation géologique a dû entraîner des déblaiements importants au niveau de l'Hauterivien et consécutivement des effondrements de porche qui ont certainement contribué beaucoup plus que la cascade de Moulin Marquis au creusement de la célèbre reculée de Bournillon.

La conjonction systématique des émergences les plus importantes avec ces barrières stratigraphiques, démontre bien le rôle hydraulique que nous leur attribuons. On notera que dans la section aval des collecteurs tributaires de la rive gauche de la Bourne, l'écoulement pérenne est fréquemment confisqué par un conduit impénétrable situé un peu plus bas ; il s'agit donc en général d'un phénomène récent lié à un approfondissement de la rivière ; mais le cas de Bournillon - Source d'Arbois est sans doute le plus complexe (H. ARNAUD 1968).

La Vernaison présente, dans les mêmes conditions, un phénomène de barrière au niveau de la grotte du Kiapet ; cette émergence temporaire est vraisemblablement un trop-plein de la Vernaison souterraine, à environ 120 mètres plus haut que le cours pérenne dans la Luire.

Ainsi donc, alors que le Vercors est à première vue un karst perché, qu'il en présente très généralement les caractéristiques morphologiques et hydrologiques, une partie importante des collecteurs aériens et souterrains circule comme en pont au dessus d'une succession de karsts barrés ; sauf cas relativement exceptionnels, cette disposition n'entraîne pas de conséquence importante dans l'aspect (sinon dans le fonctionnement) de ces collecteurs ; leurs émergences se situent généralement au point le plus bas de la barrière.

Parfois, les difficultés d'évacuer les eaux par les exutoires normaux sont suffisamment grandes pour que des émergences ascendantes, très éloignées de ces exutoires, se mettent à fonctionner.

L'exploration des cavités correspondantes a, dans quelques cas, montré qu'une grande partie de leur développement se trouvait sous le niveau de la vallée active dans laquelle elles s'ouvrent au jour (grotte de la Luire, le Crou) ; d'autres cavités, comme les grottes des Déramats, des

Areniers, de la Côte (ou du Pont des Aniers) et le siphon d'Arbois (3) permettent seulement de retrouver le niveau de la rivière subaérienne. Pour la grotte du Kiapet, le niveau de l'eau y est déterminé par la barrière hautes-rievienne. Enfin, il est très probable que les grottes Favot et du Pas de la Chèvre ont fonctionné de manière comparable.

Ce qui est particulier au Vercors, ce n'est pas l'existence d'un tel phénomène, c'est sa fréquence, et le débit considérable atteint par certaines crevaisons de la Luire (50 m³/seconde).

Il semble logique de rapprocher les difficultés d'évacuation des eaux, dont ces cavités sont l'indice, des contre-pentes qui conditionnent l'établissement des karsts barrés.

2 - ROLE DE LA TECTONIQUE

Les grandes lignes de la tectonique du Vercors et du Royans sont classiques : c'est un faisceau de plus orientés sud-nord (4), généralement dissymétriques (le versant raide, fréquemment faillé, regardant l'ouest). A cette tectonique se rattachent des déplacements latéraux relatifs orientés E-W, NE-SW ou NW-SE, sur le plateau de Sornin (ARNAUD et LUKAS), comme le long des failles de la Cime du Mas, de Carette et de Clery (H. ARNAUD 1966).

Mais certains faits ne semblent pas relever de cette description : on connaît en effet des mouvements verticaux d'amplitude plus faible que ceux de la direction nord-sud et de direction générale est-ouest. Les indications les plus générales sont données par J. BLACHE, qui considère que le tracé des cluses du Vercors est "guidé jusque dans le détail par des inflexions structurales secondaires" ; que notamment le tracé de la Bourne correspond à un abaissement d'axe des plis nord-sud ; c'est également lui qui fait observer le pendage général sud du plateau de Presles. De son côté, H. ARNAUD (1966) note que les failles de la Cime du Mas et de Carette sont non seulement l'occasion de mouvements longitudinaux, mais aussi de déplacements verticaux notables ; il laisse entendre que ces accidents, de direction hercynienne, pourraient être relativement anciens.

Ajoutons que l'on signale encore un relèvement général des axes dans le sud du Vercors, à proximité de l'anticlinal de Die.

(3) L'affirmation de O. DECOMBAZ selon laquelle le siphon d'Arbois se poursuivrait 60 mètres sous le niveau de la Bourne n'est pas confirmée par A. BOURGIN (1941), du reste, un tel phénomène paraît impossible au vu de ce que nous savons du contexte géologique, dans la mesure où la Bourne paraît être le niveau de base.

(4) ou plus généralement N 10° E.

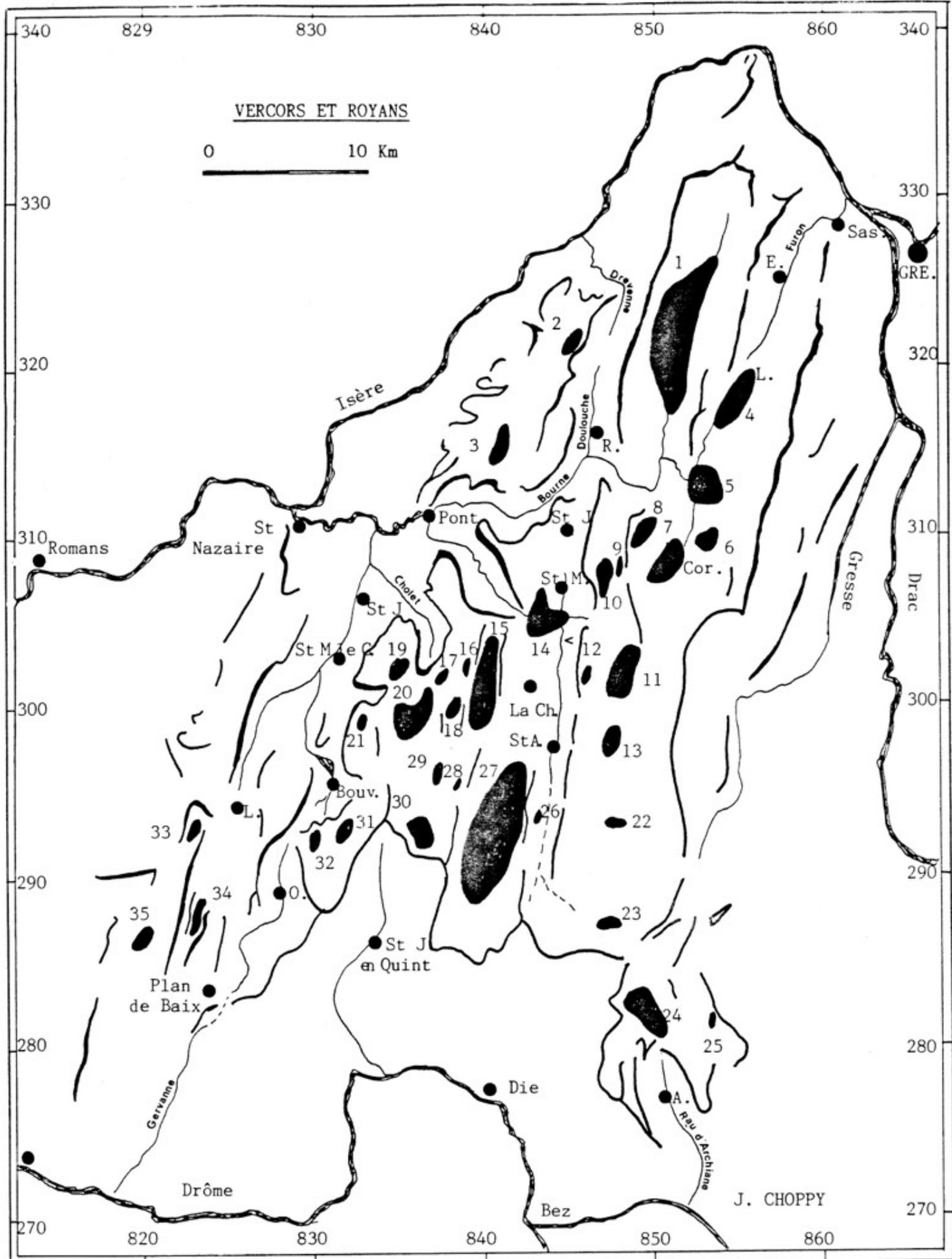


Figure 4: Représentation schématique des principales dépressions fermées ou semi-fermées

Légende de la figure 4

- 1 - Autrans-Méaudre,
- 2 - Pas du Follet,
- 3 - Presles,
- 4 - Lans,
- 5 - Villard de Lans,
- 6 - Lauzet,
- 7 - Corrençon,
- 8 - Loublière,
- 9 - Sambue,
- 10 - Herbouilly,
- 11 - Darbounouse,
- 12 - Sarna,
- 13 - Le Play,
- 14 - Les Baraques,
- 15 - Oscence,
- 16 - Montagne de l'Arp,
- 17 - Meyniers,
- 18 - Sacha,
- 19 - Echarasson,
- 20 - Lente,
- 21 - Pionnier,
- 22 - Pré Rateau,
- 23 - Fontaine de la Plante,
- 24 - Pison,
- 25 - Chamousset,
- 26 - Pas du Pré,
- 27 - Vassieux,
- 28 - Derbounouse,
- 29 - Bournette (ou Jujuffrey),
- 30 - Font d'Urle,
- 31 - Malatra,
- 32 - Ambel,
- 33 - Benaquant,
- 34 - Charchauve,
- 35 - Les Perys.

Ce n'est pas notre rôle de dire si ces indications apparemment concordantes (5) peuvent être groupées en un système unique ; mais, s'il en était ainsi, si le Vercors se trouvait compartimenté par deux systèmes tectoniques, certains aspects de ce massif trouveraient une explication globale :

Ce sont d'abord certains des karsts barrés décrits ci-dessus.

C'est ensuite l'existence de nombreuses cuvettes synclinales (ou graben) qui, en fait, sont vraisemblablement toutes l'occasion d'un karst barré.

Elles peuvent facilement être décelées puisqu'on y rencontre habituellement des bassins fermés (ou semi-fermés) essentiellement structuraux : l'évolution karstique, permettant l'enfouissement des eaux, les a en effet davantage préservés que façonnés. Les plus vastes de ces bassins fermés ont des surfaces dépassant 20 km^2 ; ce sont ceux de Vassieux et d'Autrans-Méaudre ; mais on en compte au mois trente plus petits (figure 4). L'ensemble représente (au niveau de cette approche très grossière) quelques 80 km^2 de bassins fermés et 40 km^2 de bassins semi-fermés.

On notera de surcroît que certaines de ces dépressions, et certains reliefs, dans la partie centrale du Vercors, semblent s'aligner en direction approximative NE-SW ; nous citerons en particulier l'alignement de zones déprimées allant de Villard de Lans à Lente et passant notamment par Herbouilly, les Baraques et l'Oscence.

Ces bassins fermés, dont l'aspect est assez particulier pour avoir influencé la toponymie (pelouse, prairie, plaine), n'en sont que l'effet. Pour tenter de remonter à la cause, nous avons dessiné la surface enveloppe de l'Urgonien (figure 5).

En annexe est donnée la description de cette carte ; elle montre, on peut le signaler ici, que les alignements de bassins fermés ne sont pas fortuits : le dessin de l'Urgonien étant lui-même assez fortement tributaire des directions hercyniennes.

En tout état de cause, il apparaît que des indications tectoniques de direction générale est-ouest jouent un rôle essentiel dans la détermination des bassins versants :

1) - par l'axe de la Bourne, devenue le collecteur de la plus grande partie du massif,

(5) que l'on pourrait compléter par les observations, inédites, de M. J.X. CHIROSSEL.

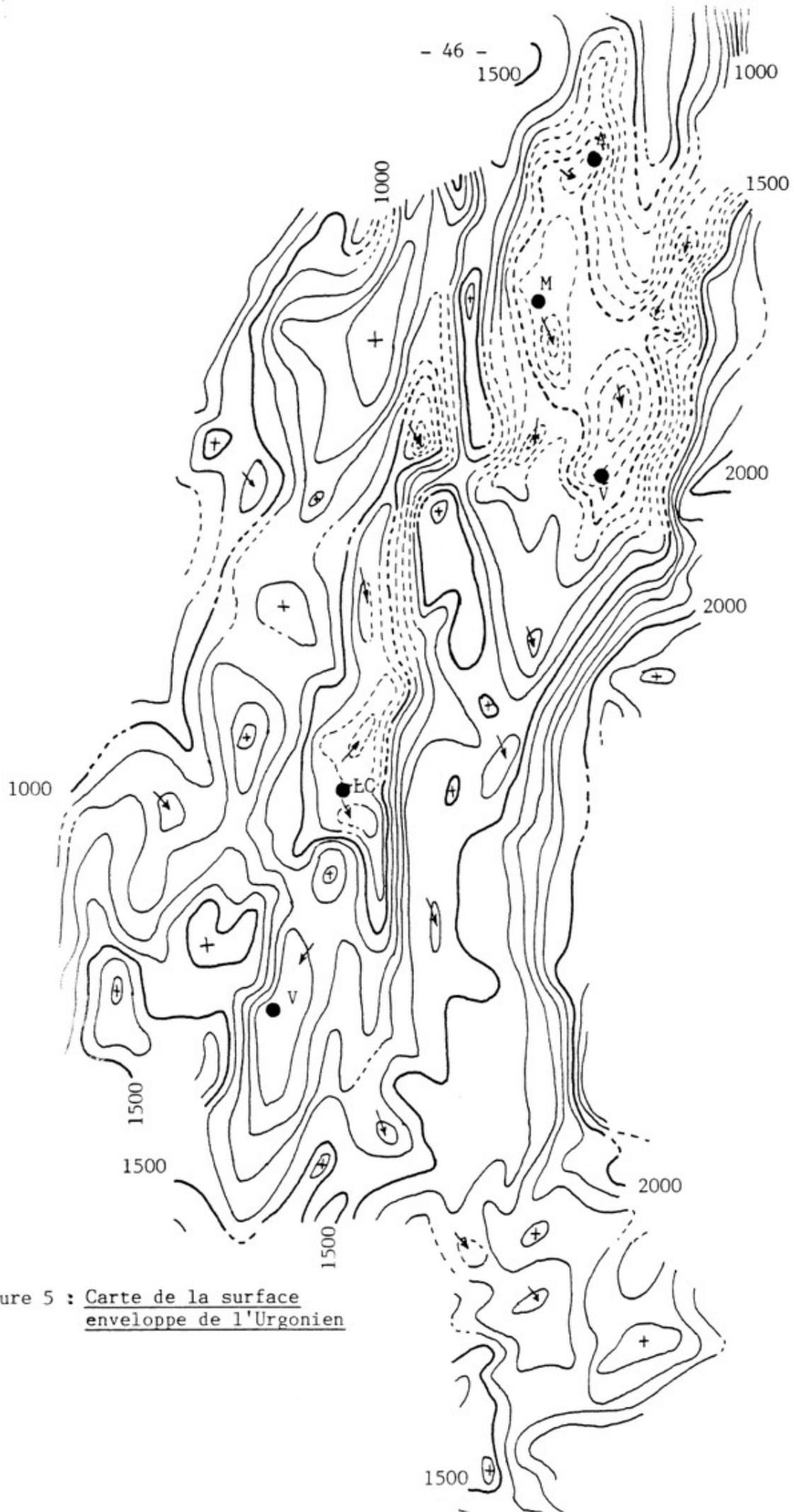


Figure 5 : Carte de la surface
enveloppe de l'Urgonien

2) - par le soutirage, en direction de l'ouest, exercé par les autres cluses de la façade occidentale du massif,

3) - par le tribut qu'apporte à la Vernaison aérienne et souterraine toute une région située à l'est de la rivière, et dont la direction de drainage demeurait ambiguë : l'Aduin, Deramats et le système Puits Vincent - Gouffre de la Luire en sont les principaux collecteurs, avec les galeries souterraines de direction générale est-ouest,

4) - par la ligne de partage des eaux correspondant à la faille de Cléry.

Soulignons que des indications tectoniques d'importance secondaire, comme celles que nous évoquons, n'auraient pu avoir une telle influence sur les bassins versants, si l'Urgonien du Vercors n'était pas, dans son ensemble, basculé vers l'ouest.

A l'intérieur de ce schéma d'orientation est-ouest, la limitation des bassins versants se fait selon la direction tectonique dominante nord-sud.

Les rivières de surfaces, comme les collecteurs souterrains sont alors de direction générale nord-sud et confinés dans les zones synclinales. Les fortes émergences se trouvent dans la vallée de la Bourne, au débouché des zones synclinales, mais décalées vers l'aval, contre la barrière.

Dans le détail, le tracé des galeries souterraines est très dépendant de la fissuration, au point que dans les zones de lapiaz, on peut corrélérer les fissures repérées en surface ou par photographie aérienne et le trajet de certaines galeries souterraines : Grotte des Deux-Soeurs (d'après M. LE BRET), plateau de Sornin (selon ARNAUD et LUKAS) par exemple.

Et, souvent, le tracé des segments de galeries n'est pas nord-sud, puisque déterminé par des fractures associées à cette direction tectonique dominante ; le plan du Faux Jallifier (figure 1) et celui des Cuves de Sassenage (figure 6) sont des exemples de cavités dont les directions de galeries sont presque constamment obliques par rapport à l'axe tectonique et du reste, dans le cas des Cuves de Sassenage, par rapport à la direction générale de la grotte.

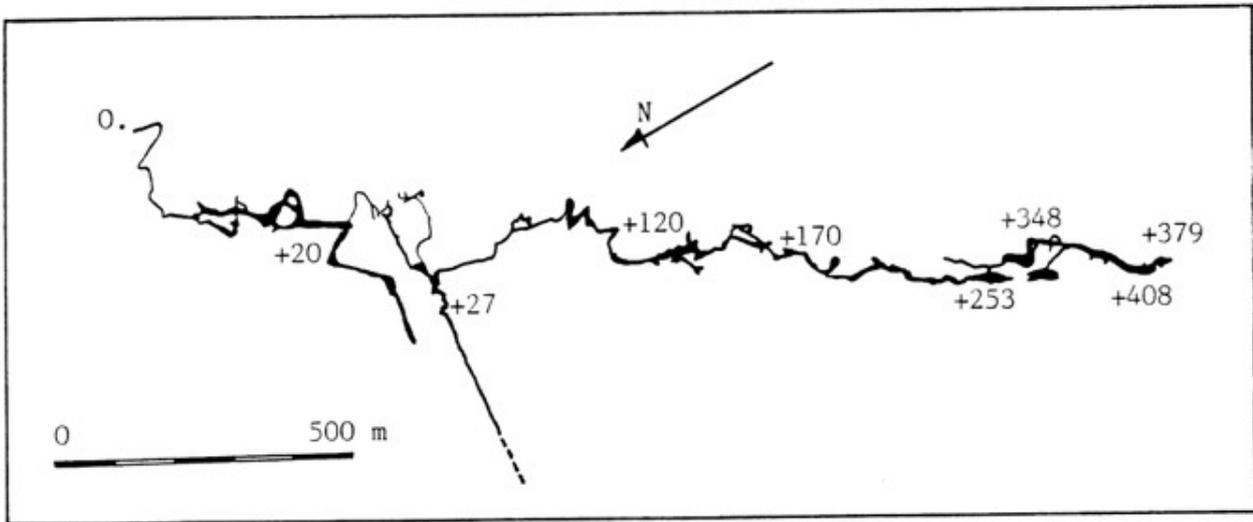


Figure 6 : Plan des Cuves de Sassenage
d'après EYMAS et ROUSSIN

3 - ROLE DE LA STRATIGRAPHIE

3.1. LA STRATIGRAPHIE ACTUELLE

Sous la forme modeste d'une hypothèse de travail, A. BOURGIN (1941) développait "la conception de deux bassins emboîtés et superposés, l'un du Crétacé inférieur, Urgonien avec un fond d'Hauterivien, l'autre du Crétacé supérieur, Sénonien avec un fond de Gault" (6).

Cette distinction s'est parfaitement confirmée au fur et à mesure de l'acquisition de connaissances nouvelles n'appelant généralement que des retouches de détail :

- C'est A. BOURGIN, lui-même qui précisa (1952) que les trisous du Méaudret et surtout le système du Trou qui Souffle constituent le "Méaudret souterrain" tributaire de Goule Noire ;

- Le bassin de Goule Blanche fut étendu du côté des Deux-Soeurs ;

- On connaît un peu mieux, maintenant, le bassin d'alimentation de la Luire, et l'on a fait justice de la vieille légende qui supposait une relation avec la grotte de Combemale (J.J. GARNIER) ;

- Dans le sud du massif, le bassin urgonien peut être divisé en deux par une assise de calcaire marneux, celle sur laquelle coule le Brudour, cette division étant hydrauliquement imparfaite en raison de la fracturation, comme le montre H. ARNAUD (1968) ;

- Dans une zone qui sortait de l'article d'A. BOURGIN, le bassin d'alimentation des Caves de Sassenage s'est enrichi d'une partie du plateau d'Engins.

La seule objection notable que l'on puisse opposer au système des bassins versants "géologiques" est que leur indépendance est très relative :

Tout d'abord, ainsi que nous l'avons dit plus haut, l'on connaît plusieurs cas où des eaux provenant de l'Urgonien deviennent tributaires d'un bassin crétacé supérieur, que ce soit de manière pérenne, ou de manière temporaire comme pour la Luire et d'autres émergences ascendantes temporaires.

Mais il faut encore évoquer le rôle extrêmement variable joué par le Crétacé moyen, en raison de ses faciès divers :

(6) Nous avons dit, dans une publication antérieure (1964), combien cette distinction des niveaux géologiques nous paraissait également riche au plan de la morphologie des cavités.

Il peut être entièrement laminé, être divisé en deux par une strate calcaire intercalée ; il peut être marneux et imperméable, mais aussi gréseux ou sableux et perméable en petit, au point de contenir (nord-est de la plaine) une nappe classique ; dans ce dernier cas, il arrive que des écoulements souterrains dans le Crétacé supérieur se poursuivent par trajet surimposé dans l'Albien, avec déblaiement de l'assise, et atteignent ainsi l'Urgonien (Trou qui Souffle, Scialet Graille (7)); le phénomène est vraisemblablement fréquent, mais souvent masqué par les effondrements de lauzes sénoniennes.

La théorie des bassins versants géologiques constitue par suite un modèle satisfaisant pour éclairer le fonctionnement hydraulique des cavités, mais il ne faut pas attendre une précision trop absolue dans les bilans hydrauliques.

En ce qui concerne le rôle de niveau limite joué par l'Hauterivien, relayé dans le sud du massif par le Barrémien inférieur marneux, il n'est pas sans défaillance : on connaît des exemples, dans les grottes des Deux Soeurs, du Kiapet, dans le gouffre Berger (L. POTIE), où la rivière souterraine entaille les couches hauteriviennes ; grâce au déblaiement mécanique relativement facile de ces couches, les galeries sont alors très vastes, c'est ce qui explique la morphologie particulière de certains collecteurs, qui a pu faire penser à des débits d'eau considérables, ou à une grande ancienneté (J. CHOPPY 1964).

Le calcaire de Fontanil, qui forme d'importantes falaises dans les vallées de la Bourne et de la Vernaison, est extrêmement peu karstifié, encore qu'on y connaisse une grotte, celle de Pré Marin, généralement considérée comme la résurgence d'une perte de la Bourne (A. BOURGIN 1941). Le plus souvent, cet étage ne dispose en effet que d'un bassin versant réduit à la surface de ses affleurements, le reste étant protégé par l'Hauterivien.

3.2. CAVITES ACTIVES ET CAVITES ANCIENNES

Nous l'avons déjà signalé (1964), les cavités du Vercors qu'elles soient creusées dans le Crétacé supérieur ou dans l'Urgonien, peuvent être divisées en deux grandes catégories ; nous insisterons sur leurs rôles hydrauliques :

- Les cavités actives sont des successions de puits et de méandres (moins caractéristiques dans le Crétacé supérieur) aboutissant à des collecteurs ; nombre de ces derniers débouchent près du niveau de la Bourne et sont donc postérieurs à son creusement.

(7) Appelé aussi scialet des Merciers (N.D.L.R.)

La morphologie et l'activité hydraulique de ces cavités sont extrêmement cohérentes : c'est bien le système d'évacuation des eaux météoriques, avec de très nombreux points d'absorption, des anastomoses progressives (dont le meilleur exemple connu est sans doute celui du Trou qui Souffle), des émergences rares, un tracé fonctionnel ; il s'agit de réseaux actifs en très grande partie et de manière permanente ; les formes de creusement sont partout très fraîches. Ces réseaux sont donc vraisemblablement très jeunes.

Du reste, sur les plateaux de l'est du massif, lorsque faute d'indication structurale précise, la concentration des écoulements ne se fait qu'en profondeur, l'exploration est fréquemment arrêtée par l'étroitesse des méandres.

- Les cavités anciennes sont, en principe, abandonnées par les circulations d'eau ; par opposition aux cavités actives, il n'est pas possible de les rattacher à un réseau, ni même l'une à l'autre.

J.L. BARBIER a notablement accru nos connaissances concernant ces cavités, il a montré leur ancienneté, non seulement par les arguments morphologiques et paléontologiques dont nous avons usé, mais par la datation au Tertiaire de certains remplissages ou en étudiant leur désorganisation par des fractures ayant joué postérieurement à leur creusement ;

Toutefois, des exemples pris en dehors de la région étudiée par J. L. BARBIER montrent que ces cavités anciennes ne se rencontrent pas seulement à des altitudes comprises entre 800 et 1300 mètres, comme le pensait cet auteur :

Nous connaissons en effet, non loin de la Nouvelle Cabane de Thiolache, soit à 1600 mètres environ d'altitude, un très large scialet, dont le creusement n'est pas compatible avec l'actuelles diversification des infiltrations.

Plus haut encore, dans la zone des Moucherolles, de vastes entonnoirs à neige posent le même problème ; mais, avec les vallées sèches déjà signalées par J. CORBEL et dont un bon exemple court au sud de la Grande Moucherolle, avec la grotte des Deux Soeurs, ils sont de plus le témoin de l'alimentation de toute une zone du Vercors par des terrains que le recul de la falaise a retranché de la façade est du massif.

Quant à la grotte des Deux Soeurs, sa zone d'entrée paraît bien être (à 1840 mètres d'altitude) une cavité ancienne.

Et il existe, dans les Gorges de la Bourne, plusieurs cavités anciennes (grottes Roche, Juge, Murée) à l'altitude approximative de 750 mètres.

3.3. DEUX PROCESSUS SUCCESSIFS DE KARSTIFICATION

D'après les calculs de J. CORBEL, on peut penser que le creusement des cavités actuellement actives débuta lors de l'interglaciaire Riss - Würm; elles se seraient donc développées alors que nombre de cavités anciennes étaient déjà "fossiles".

On doit alors admettre que se sont succédées deux phases de karstification (le sens de cette expression devant être précisé plus loin).

J.L. BARBIER était parvenu à la même conclusion,, et avait émis l'idée que la première phase de karstification, contemporaine de la mer miocène, était liée au niveau de base constitué par cette mer. Il observait en effet, dans le gouffre de Chassillan, les effets d'une tectonique qui ne pouvait être plus tardive que le Pontien ; et il se fondait sur une certaine homogénéité d'altitude, qui ne nous paraît pas générale.

Notons, d'autre part, que les cas de réutilisation des cavités anciennes sont assez rares ; lorsqu'ils se produisent, on constate généralement comme au gouffre de Chassillan et à la Luire (selon J.L BARBIER), ou au scialet du Lauzet (8), que les galeries anciennes et les galeries actives se croisent ; dans ces conditions, le rôle qu'ont joué les cavités anciennes doit trouver son explication dans des conditions géographiques notablement différentes de celles que nous connaissons actuellement.

Un simple changement de niveau de base ne paraît pas suffisant en général. Autrement dit, si deux phases de karstification se sont succédées, elles doivent correspondre à des processus différents ; c'est dans ce sens que va notre propre explication :

Remarquons d'abord qu'en général aucun cavernement ne se produit si le calcaire se trouve protégé par une couverture imperméable continue : c'est actuellement le cas du calcaire du Fontanil, et d'importants affleurements dans les canyons n'y changent pas grand chose. C'est en grande partie le cas de l'Urgonien lorsque la couverture d'Albien était continue, alors même que la Bourne entaillait sans doute déjà le calcaire sur une partie de sa hauteur ; et c'était encore le cas du Crétacé supérieur recouvert d'un Miocène peu perméable (dans l'aire d'extension de cette formation, du moins).

(8) à proximité du lac du Lauzet, au sud de Villard de Lans.

Puis, les terrains tertiaires, du Crétacé supérieur et moyen furent progressivement éliminés.

Lorsque de "déballage" n'était que très partiel, quelques cavités faisaient, comme la grotte de Pré Martin actuellement, communiquer une perte et une résurgence ; leur rôle était donc important et elles purent atteindre des dimensions notables malgré la précarité de leur situation. Leur position actuelle ne doit donc pas surprendre : elle est le témoin du rôle fonctionnel que ces cavités ont pu jouer à une époque où les assises calcaires étaient encore partiellement enfouies sous des sédiments plus jeunes :

C'est ainsi que les grottes de Pré l'Etang, des Fées (d'Herbouilly), la glacière de Font d'Urle, le scialet de la Draye Blanche, ont dû fonctionner comme des pertes, alors que ces cavités n'assurent plus qu'un drainage local ; il en fut de même, sans doute, de la Combe de fer (figure 7) : son fonctionnement actuel de "glacier souterrain" ne saurait expliquer le creusement de la cavité ; nous serions donc ici dans le cas d'une cavité ancienne (puisque creusée par des agents qui ont disparu) ayant retrouvé une modeste et assez originale activité : c'est l'élément de vallée aveugle, en amont de l'ancienne perte qui le permet en collectant la neige, tandis que la pente générale de la galerie entraîne le glissement de la glace.

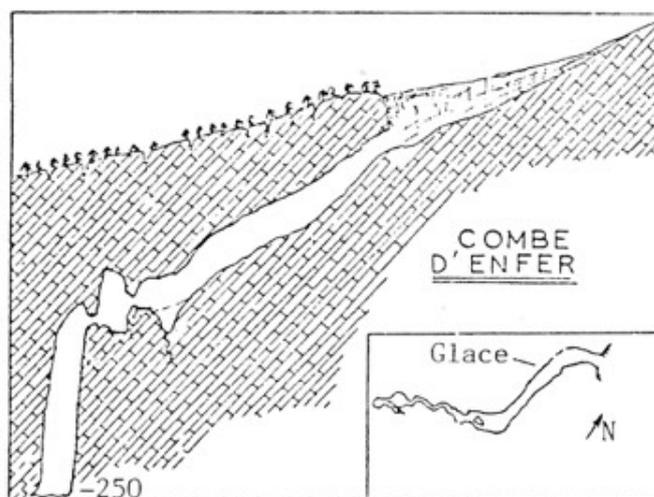


Figure 7 : Scialet de la Combe de Fer,
d'après J. CORBEL

D'autres cavités ont pu jouer à l'opposé le rôle d'émergence, telle la grotte de Balme Noire de Haute Valette (figure 2) en amont d'une barrière sur le cours d'une "paléo-Bourne" coulant alors plus de 200 mètres plus haut que le lit actuel. Une grotte comme Favot est sans doute le témoin d'un phénomène comparable, à la manière dont le siphon d'Arbois pourrait le devenir.

De même, les grottes de Tende (ou Merveilleuses), puis la grotte Roche, peuvent avoir joué le rôle actuellement dévolu à Goule Verte. Mais il est remarquable que la rive gauche de la Bourne n'offre par ailleurs aucune cavité ancienne qui puisse correspondre aux grandes émergences actuelles; le pendage général de la Montagne de l'Allier interdit à la grotte de Cournouze d'en être l'ancien exutoire; et en dehors, on ne peut citer que des cavités de dimensions infimes. Il semble logique d'en déduire que la Bourne, dans ses phases de creusement intermédiaires, jouait un rôle beaucoup moins étendu dans le drainage du massif. Du reste, la vallée sèche décrite par H. ARNAUD (1968) permettait à des eaux venant de la région de Vassieux de s'écouler vers les Grands Goulets et la Vernaison, alors qu'elles sont actuellement tributaires de la Bourne.

Puis les rivières de surface se sont approfondies, le déblaiement des couches non calcaires s'est poursuivi; pour l'une de ces causes ou pour l'autre, les cavités anciennes furent brutalement disqualifiées. Les points d'absorption se sont multipliés, chacun drainant un débit beaucoup plus faible. Il n'est que de voir comme le relief de l'Urgonien est encore proche des formes structurales pour comprendre que son "déballage" est récent; l'aspect de jeunesse des cavités actives est donc logique.

L'évolution que nous venons de décrire s'analyse bien comme la succession de deux processus: le premier est le façonnement d'un karst partiellement couvert, sur lequel des vallées "normales" ont pu s'établir. Le deuxième est le développement d'un karst nu, avec assèchement des vallées de surface et disparition des phénomènes de pertes.

Mais si l'on est amené à distinguer à la fois deux processus et deux phases de karstification, c'est que les processus ont généralement agi successivement.

Ce qui ne veut pas dire que toutes les cavités anciennes nous paraissent contemporaines; bien au contraire le rôle fonctionnel joué par chacune d'entre elles fut a priori purement local et non synchronisable d'une cavité à l'autre. Sans doute est-il probable que certaines (Gouffre de Chassillan) aient été contemporaines de la mer miocène; mais d'autres sont évidemment moins récentes, puisque situées à des altitudes nettement inférieures à certains dépôts miocènes, et de surcroît dans les Gorges de

la Bourne, dont le creusement est généralement considéré comme récent. Il semble même que l'on puisse quelquefois distinguer (Grottes Merveilleuses, grotte Roche) des niveaux successifs de cavités anciennes.

Pour les cavités actives, l'homogénéité des méandres sur toute la hauteur de l'Urgonien jusqu'au niveau des émergences montre qu'elles correspondent à des conditions géographiques très proches de celles que nous connaissons actuellement.

CONCLUSION

L'étude des facteurs déterminants de l'hydrogéologie du Vercors nous a permis de déceler quelques aspects généraux de cette région :

- L'existence de tout un ensemble de petits karsts barrés à la base d'un grand karst perché.
- En ce qui concerne la détermination des bassins versants, l'influence du basculement général du Vercors se traduisait par la prépondérance de mouvements tectoniques orientés est-ouest sur la direction de plissement majeure du massif, laquelle est orientée nord-sud.
- La succession de deux processus de karstification, liée à l'enlèvement des strates non calcaires et à l'approfondissement des rivières de surface.

Malgré les justifications que nous en avons données, ces points de vue demeurent pour une part des hypothèses de travail.

Mais nous croyons devoir souligner le caractère profondément original d'une telle hydrogéologie : des faits que nous avons évoqués, ou des hypothèses que nous avons émises, il ne paraît susceptible d'appliquer que très peu de chose aux massifs préalpins les plus proches.

ANNEXE

CARTE DE LA SURFACE ENVELOPPE DE L'URGONIEN (figure 5)

REALISATION

Cette carte est établie selon le principe déjà mis en oeuvre par J. GOGUEL à une autre échelle :

On a relevé sur chaque kilomètre carré Lambert, la cote maximum, et l'on a carté la surface ainsi définie. Des corrections ont permis d'approcher la cote de l'Urgonien lorsque se trouvent à l'affleurement des couches plus récentes, et l'on a éliminé les valeurs qui se seraient trouvées dans des gorges, c'est à dire en dessous de la surface de l'Urgonien. Les zones correspondant à de telles imprécisions ont été dessinées en tireté.

Le pas a été choisi en vue d'éliminer les indications synclinales mineures et les accidents morphologiques de faible importance, qu'il était difficile de départager.

VALIDITE

On sait que l'absence de niveaux repères dans l'Urgonien rend très difficile d'établissement de cartes structurales dans le Crétacé inférieur.

Par contre, notre carte est significative dans la mesure où le relief est structural. Toutefois, il ne faut voir dans ce document qu'une esquisse d'ensemble, susceptible d'être très améliorée par des travaux de détail.

DESCRIPTION

On retrouve aisément sur cette carte la grande direction tectonique nord-sud et le passage des principaux accidents brisants. Mais, dans le nord-est du massif, des gorges du Furon à la dépression de Corrençon, on reconnaît une importante zone déprimée de direction N 30° E.

En outre, notamment dans la partie centrale du massif, de multiples indications mineures manifestent l'influence des directions hercyniennes et surtout de la direction NE - SW.

En ce qui concerne le tracé des vallées, cette carte est très éclairante pour la Bourne, que l'on voit se glisser entre les reliefs à l'occasion d'une succession de décrochements d'axes ; les autres rivières du massif utilisent de même les zones déprimées de l'Urgonien.

Les principaux bassins fermés se retrouvent à leur place, les plus petits étant éliminés de cette carte de l'enveloppe de l'Urgonien par le mode de réalisation. Le bassin d'Autrans - Méaudre s'anastomose avec ceux de Villard de Lans et de Lans en un vaste ensemble, de par la confluence des deux directions tectoniques nord-sud et nord 30° est.

BIBLIOGRAPHIE

- C. ARNAUD et C. LUKAS 1972 "Contribution à l'étude du plateau de Sornin - Vercors, Isère, étude phototectonique", Photo-Interprétation fasc. 2.
- H. ARNAUD 1966, "Contribution à l'étude géologique des plateaux du Vercors méridional", Trav. Labor. Géologie Grenoble t. 42, p. 33-51.
- H. ARNAUD 1968, "Quelques précisions sur l'hydrogéologie du Vercors méridional", Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors t. 1, p. 47-62.
- J.L. BARBIER 1972, Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaison et de ses bordures. Thèse géologie appliquée - Grenoble, 135 pp.
- J. BLACHE 1931, Les massifs de la Grande Chartreuse et du Vercors, tome I éd. Grenoble.
- A. BOURGIN 1941, "La Bourne et ses affluents souterrains", Rev. Géogr. Alpine t. XXIX, p. 38-39.
- A. BOURGIN 1952, "A propos du réseau souterrain du Vercors - Goule Noire", Rev. Géogr. Alpine t. XL, p. 307-312.
- P. CHEVALIER 1944, "Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion souterraine", Rev. Géogr. Alpine t. XXXII, p. 475-486.
- J. CHOPPY 1961, "Etude statistique des cavités françaises" Spelunca Mém. n° I, p. 19-21.
- J. CHOPPY 1963, "Nappe et conduits karstiques" 3ème Congrès Intern. de Spéléologie, Autriche, t. II, p. 33-35.
- J. CHOPPY 1964, "Les types de cavités du Vercors" Spelunca Mém., p.50-56.

- J. CORBEL 1956, "Le karst du Vercors", Rev. Géogr. Lyon t. XXXI/3, p. 221-242.
- O. DECOMBAZ 1898, "Les grottes de la vallée de la Bourne et du Vercors", Spelunca Mém. n° 13, p. 14-16.
- L. EYMAS et D. ROUSSIN 1968, "Contribution à l'étude et à l'exploration des Cuves de Sassenage", Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors t. II, p. 101-109.
- J.J. GARNIER 1962, Spéléos, Bull. G.S. Valentinois n° 38.
- J. GOGUEL 1947, "Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors", Bull. Serv. Carte Géologique Fr. n° 223.
- M. LE BRET et J. CHOPPY 1962, "Recherches sur le réseau de Goule Blanche - Notes morphologiques à propos du système des Deux-Soeurs", Annales de Spéléologie t. XVII/1, p. 43-79
- E.A. MARTEL 1921, Nouveau traité des eaux souterraines, éd. Paris.
- L. POTIE 1968, "Observations sur le gouffre Berger et son réseau" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors t. II, p. 163-170.

* * * *

LE RESEAU DES CUVES DE SASSENAGE

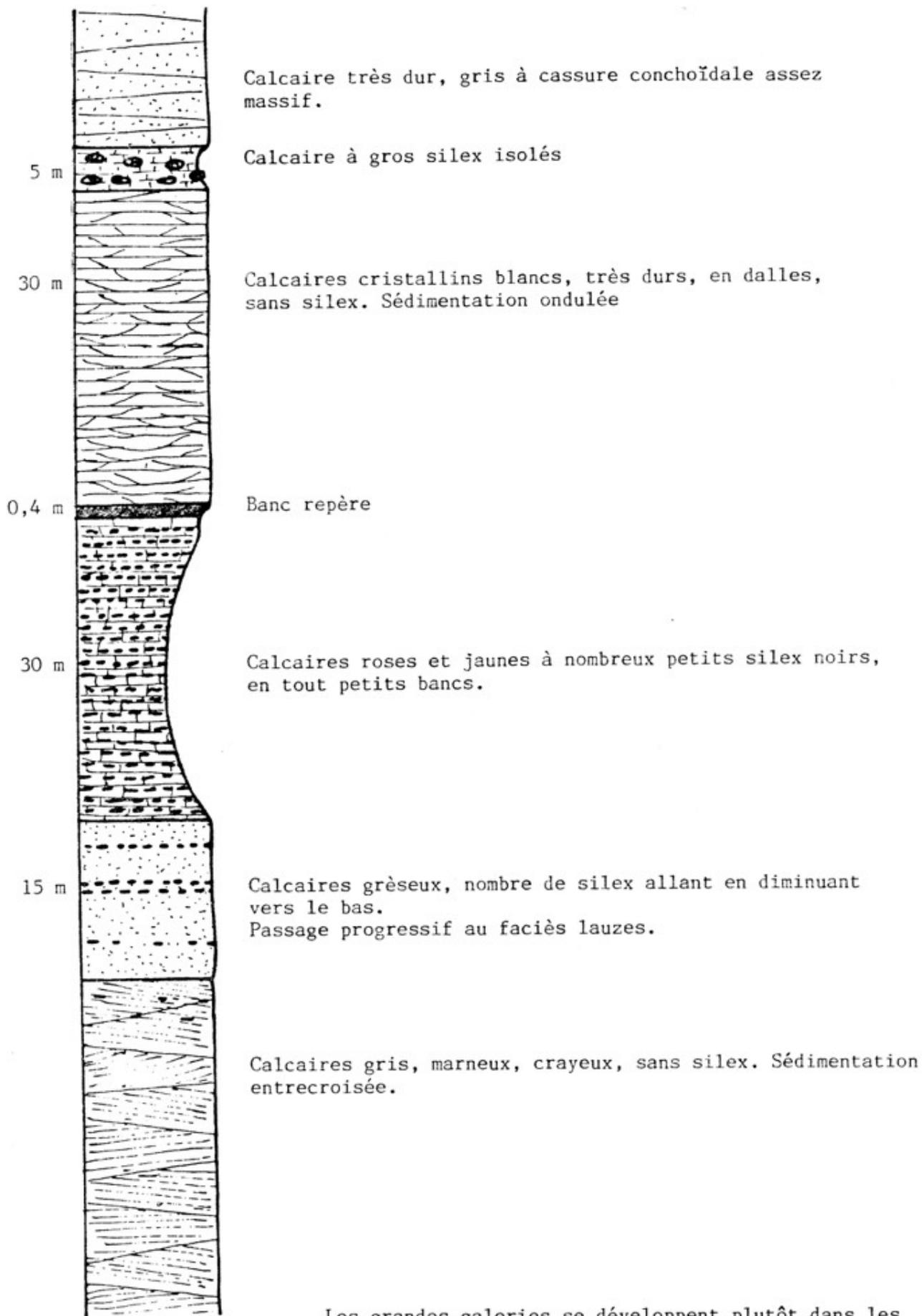
B. TALOUR (S. G. C. A. F.)

RESUME

En 1947 Louis EYMAS en découvrant un passage dans la salle du Styx inaugure une série d'explorations fructueuses qui se poursuivent jusqu'à nos jours ; révélant cette cavité comme une des plus importantes du Vercors.

Nous parlerons successivement de la situation géologique de la cavité et des répercussions de la lithologie sur le type de galeries ; de l'hydrologie interne actuelle, de nos hypothèses sur les circulations invisibles et de leurs origines. Nous émettrons ensuite quelques idées sur l'évolution du creusement de cette cavité.

Fig 1 : Coupe partielle du Sénonien à l'entrée des Cuves



Les grandes galeries se développent plutôt dans les calcaires gréseux, et montrent des faciès ébouleux. Les réseaux supérieurs sont excavés dans les calcaires à silex.

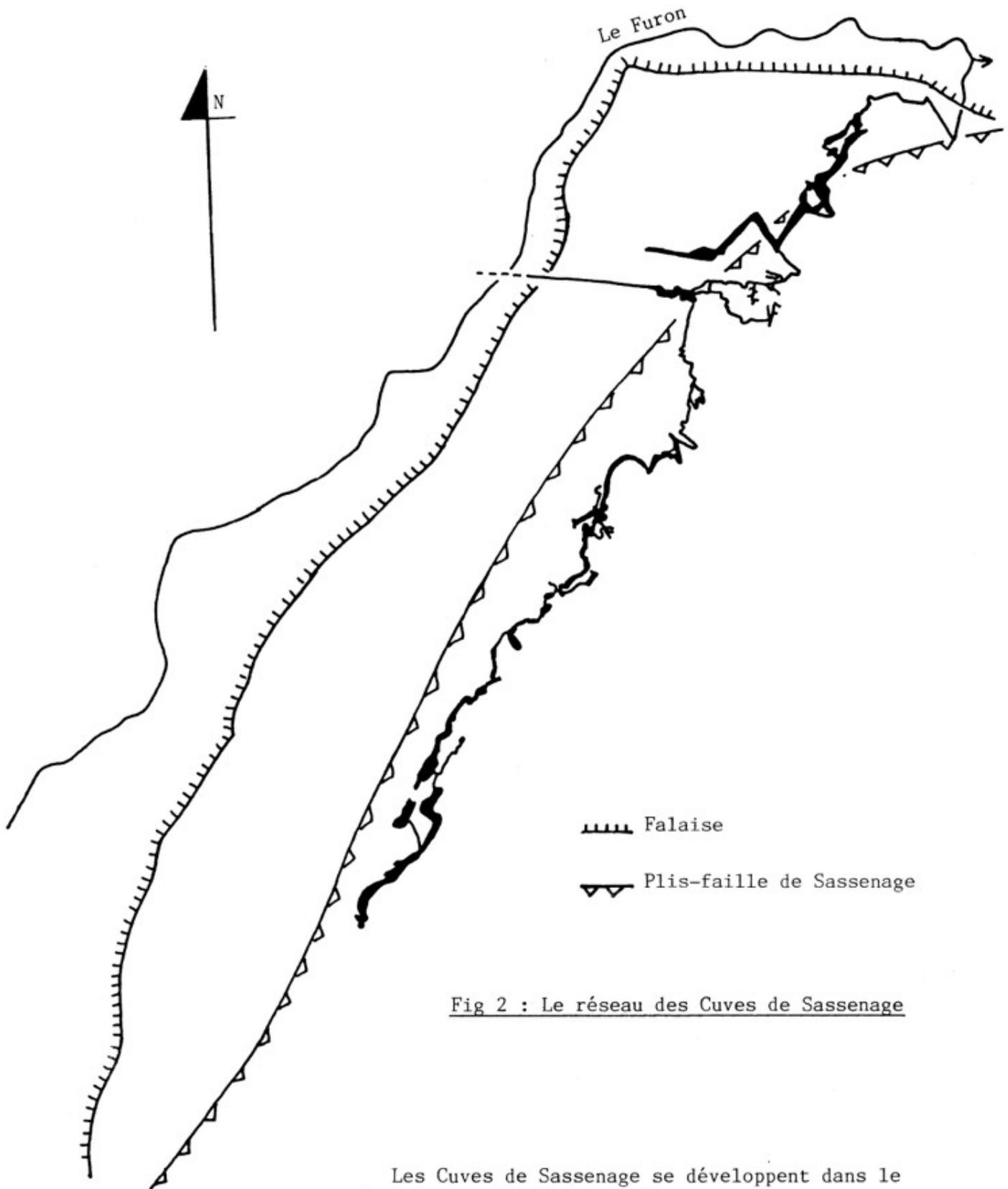


Fig 2 : Le réseau des Cuves de Sassenage

Les Cuves de Sassenage se développent dans le fond du synclinal chevauché.

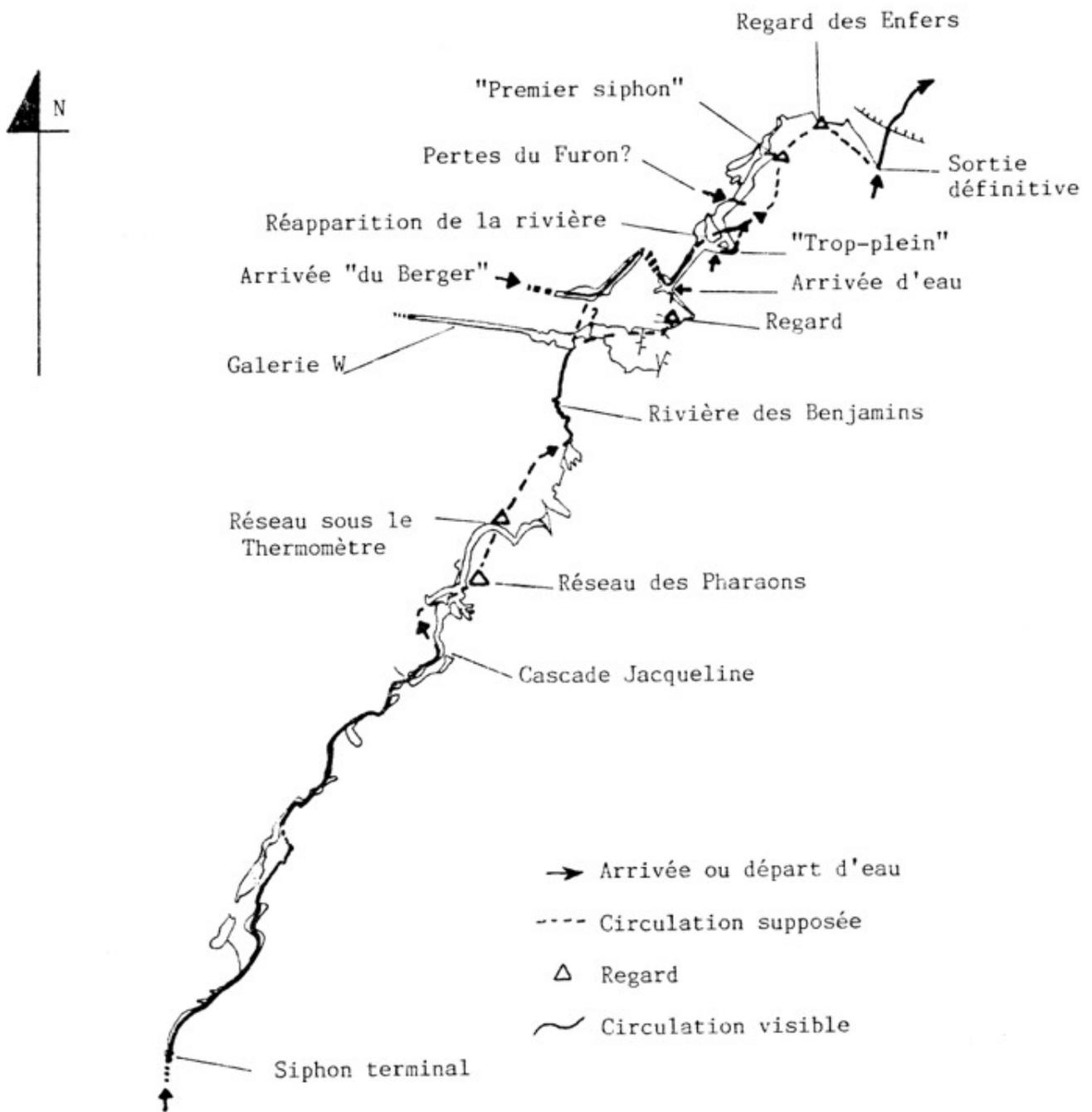


Fig. 3 : Circulations des Cuves de Sassenage

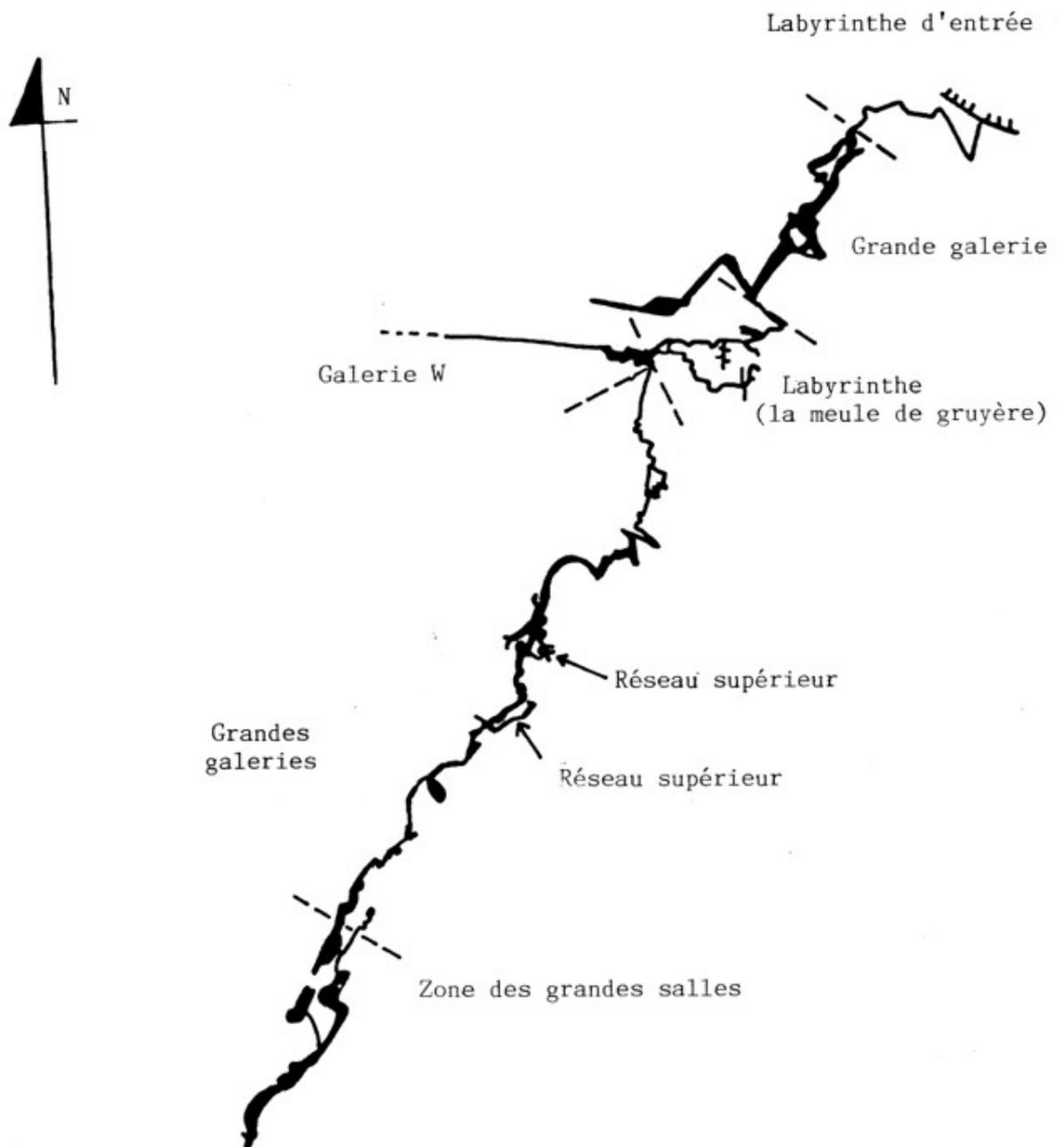


Fig. 4 : Différentes unités morphologiques des Caves de Sassenage

Fig. 5 : La Grande Galerie

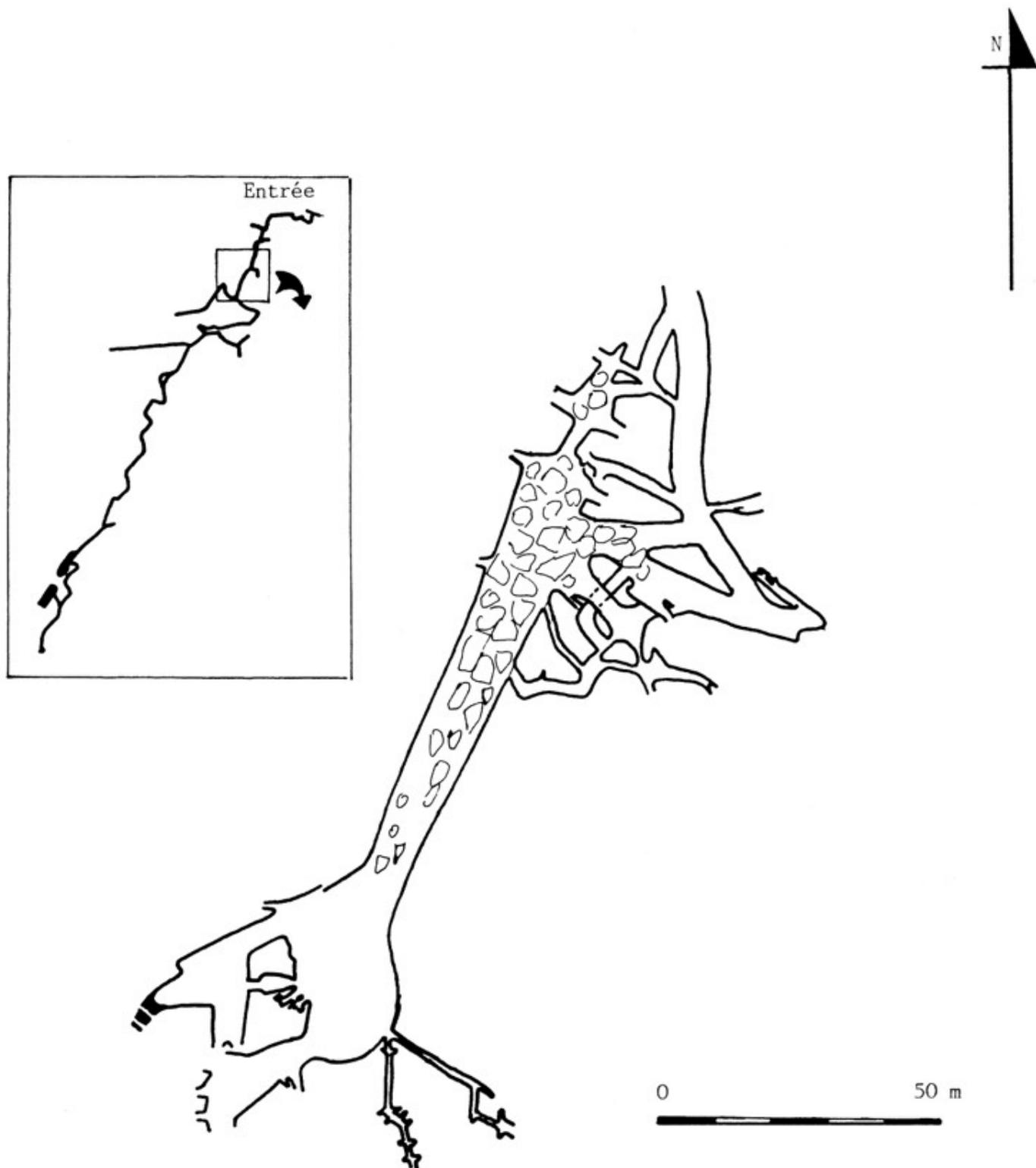


Fig. 6 : Réseau en puits (Affluent de la salle des Trois)

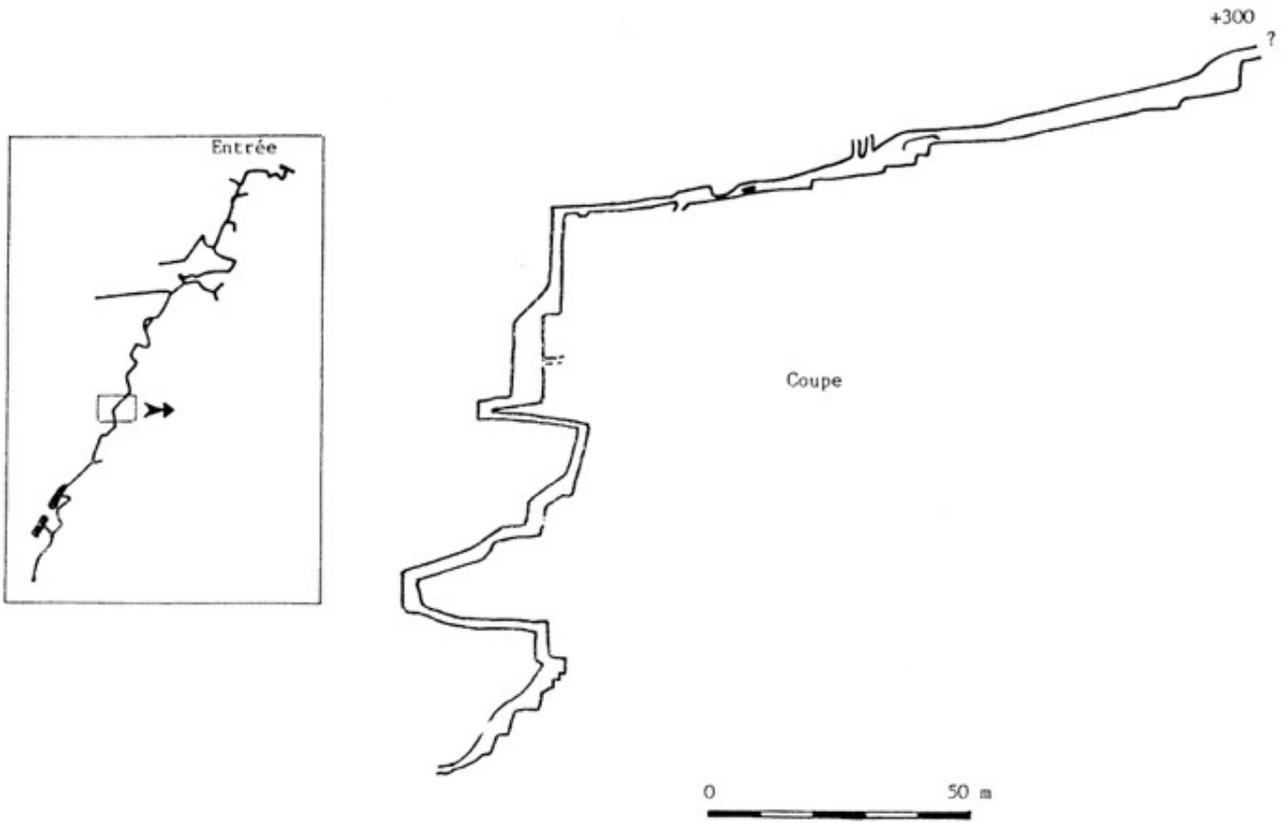
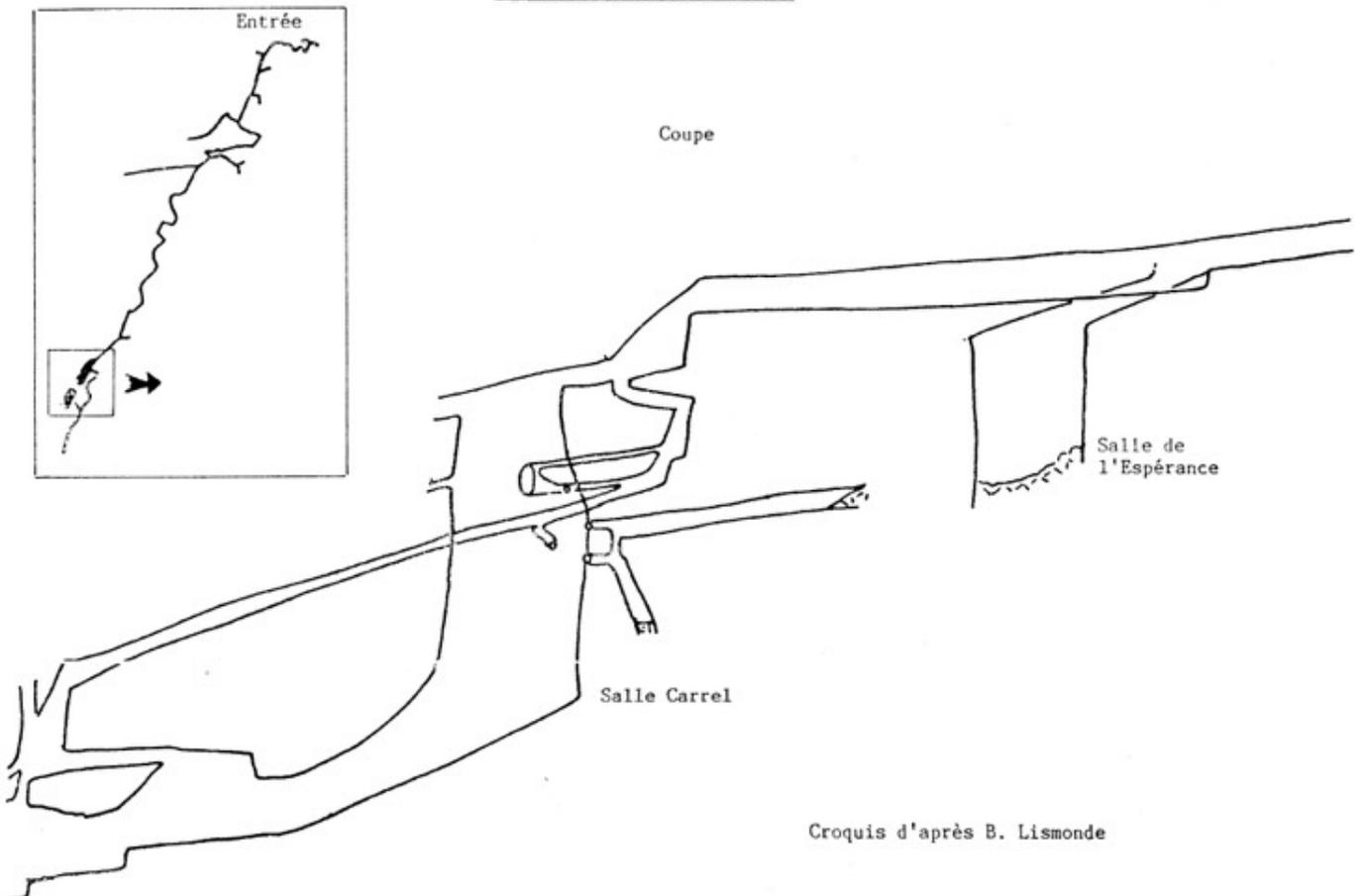


Fig. 7 : Les grandes salles



IDENTIFICATION ISOTOPIQUE DES DIVERS TYPES D'ALIMENTATION DE LA NAPPE SUPERFICIELLE DU DRAC (SECTEUR DE SASSENAGE)

F. et J.Y. CORDEAU, Ph. OLIVE et E. SIWERTZ

RESUME

Une campagne de prélèvements réalisée en juin 1972 sur une vingtaine de points de la nappe du Drac a permis de mettre en évidence trois sources d'alimentation de la nappe superficielle de la zone de Sassenage. En plus de l'alimentation directe par les précipitations et de celle en provenance du Drac, par ailleurs bien connues, il faut envisager d'importants apports en provenance du Vercors. Ces venues d'eau sensibles jusque dans la nappe superficielle sont probablement très importantes dans la dynamique des aquifères profonds de la plaine de l'Isère.

Intervention de Monsieur C. BAYLE

Des niveaux profonds de nappe alluviale peuvent avoir de faibles teneurs U.T.

Réponse : c'est l'O¹⁸ qui permet de caractériser l'alimentation d'une partie de la nappe alluviale du Drac par le bassin versant du Vercors, dont les teneurs sont différentes des teneurs en O¹⁸ du bassin versant du Drac.

* * * *

RESULTATS DES NOUVELLES OBSERVATIONS SUR LES BASSINS DU FURON ET DE LA HAUTE BOURNE

C. DURAFFOUR

RESUME

Quatre stations de jaugeage exploitées par le Service Hydraulique de la D.D.A. de l'Isère contrôlent ces deux bassins versants.

Bassin du Furon

- Station d'Engins sur le Furon en amont du barrage E.D.F. Altitude : 835 m.

- Station de l'exurgence du Bruyant, principal affluent rive droite du Furon. Altitude : 978 m au zéro de l'échelle-exurgence sortant à la base du Sénonien.

Bassin de la Bourne

- Station au Pont des Aniers sur la Bourne.

- Station de Villard de Lans sur Font Noire, principal affluent rive gauche de la Bourne avant sa confluence avec le ruisseau de Corrençon. L'origine est l'Oeil de la Dhuy - Résurgence issue du Sénonien.

Les résultats obtenus à ces stations, malgré la grande difficulté à individualiser les bassins versants, permettent de mettre en valeur les liaisons existant entre ces deux bassins versants.

Si on admet que les résultats du Furon à Engins ont un aspect hydrologique normal pour ses 33 km² de bassin versant géographique, il n'en est pas de même pour son principal affluent rive droite, le Bruyant, dont le bassin versant apparent est insignifiant ; ses étiages soutenus, ses crues violentes, donnent des modules représentant 45 % de ceux enregistrés à Engins.

La Haute Bourne contrôlée au Pont des Aniers collecte en plus des eaux de son bassin versant apparent, une partie du drainage du haut vallon du Furon.

Font Noire a une partie de ses débits captée par l'A.E.P. de Villard de Lans. Ses débits reconstitués représentent au contrôle situé au pont de la D 215 a, le total avec le débit de départ, et celui donné par le bassin versant intermédiaire depuis la résurgence.

L'ensemble couvre à peu près 32 km² de bassin versant superficiel.

Les comparaisons effectuées, faute de débits spécifiques, avec les volumes écoulé sur les deux bassins, donnent les remarques suivantes :

- soutirages évidents dans le haut vallon du Furon au profit de la Bourne ;
- richesse des débits à l'exurgence du Bruyant ;
- retour à "la normale" sur le Furon à Engins ;
- écart important et constant en volumes écoulés par comparaison des deux bassins versants considérés

HYDROGEOLOGIE DU VERSANT ORIENTAL DU MASSIF DU VERCORS ENTRE SAINT-NIZIER ET LE COL DE L'ARC

F. et J.Y. CORDEAU, J.C. FOURNEAUX et J. SARROT-REYNAULD

RESUME

Sur le versant oriental du massif du Vercors, au Sud de Saint-Nizier le pendage W des séries stratigraphiques ne permet pas les circulations lentes des eaux infiltrées vers la plaine du Drac, contrairement à ce qui se passe plus au Nord où les circulations se produisent dans les interbanes et entraînent des apports notables vers la vallée.

Ici les circulations aquifères sont liées à l'existence de fractures transverses à l'axe des plis qui affectent tous les termes de la série stratigraphique et sont beaucoup plus rapides.

Ces circulations se traduisent par l'apparition de grosses résurgences localisées fréquemment à la base des formations calcaires qui présentent des phénomènes de karstification le long de ces accidents transverses.

Ces sources jalonnent le tracé de ces fractures comme par exemple la ligne de sources des Arcelles, des Arthauds et des Charboneaux (60 l/s à l'étiage).

Ces circulations rapides drainent parfois une partie notable des hauts bassins et du Furon, bien que les grands réseaux karstiques connus dans la falaise urgonienne supérieure paraissent plutôt rejoindre le synclinal de Lans - Villard-de-Lans (réseau de la grotte Vallier et Bruyant).

Une bonne part des circulations ne donne pas naissance à des sources visibles mais des apports importants se font de façon inapparente vers les nappes du Lavanchon et du Drac à travers la gaine d'éboulis qui tapisse les flancs de ce versant oriental du Vercors.

Les études physico-chimiques permettent souvent de montrer ces apports occultes.

Intervention de Monsieur Philippe OLIVE

Dans ce travail vient d'être souligné le rôle de fractures transverses à l'axe des plis dans la circulation des eaux. En plus de ces accidents, d'orientation Nord 60°, qui figurent sur la carte géologique de la région existent de très grands accidents, d'orientation Nord 110°, qui viennent d'être récemment révélés par les clichés transmis par le satellite ERTS 1. On note curieusement que les décrochements dextres N 60 sont extrêmement nets vus du sol mais peu visibles sur des clichés tandis que c'est l'inverse qui se passe pour les accidents N 110. Quoi qu'il en soit il serait intéressant de voir si ces accidents N 110, apparemment de plus grande extension que les N 60, n'ont pas, eux aussi, d'implications dans les circulations d'eau et à quelle réalité structurale ils correspondent. On aura l'occasion, lors de l'excursion dans le Vercors, de suivre deux de ces accidents N 110 : le premier déterminant (?) les gorges du Guiers Mort de part et d'autre de Saint-Pierre de Chartreuse le second les gorges du Guiers Vif de part et d'autre de Saint-Pierre d'Entremont.

* * * *

**PERSPECTIVES NOUVELLES DANS L'UTILISATION DES TRACEURS EN
HYDROLOGIE KARSTIQUE
APPLICATION AU SECTEUR DE VILLARD DE LANS**

R. CHARRIERE, J. MOLINARI, J. SARROT-REYNAULD

1 - INTRODUCTION

Ce procès verbal rend compte des essais effectués à la demande de la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère et décrits dans la note AR-G/NT/73-161 du 11.5.73, à laquelle on voudra bien se reporter.

Ces essais ont permis de déterminer les temps de transit :

- a) entre le vallon de la FAUGE et de la GOULE BLANCHE,
- b) entre le SCIALET des CLOS et la Fontaine du RENARD,

et de montrer que ces deux ensembles de circulations karstiques étaient indépendants entre eux et qu'ils ne présentaient aucune communication avec les émergences situées de part et d'autre de cet axe de transit.

2 - CONDITIONS DE DEROULEMENT DES ESSAIS

2.1. OPERATIONS D'INJECTION

Les opérations d'injection, sur lesquelles on trouvera des précisions sur le tableau ci-joint, se sont déroulées selon le programme prévu.

2.2. OPERATIONS DE PRELEVEMENT

Les opérations de prélèvement ont pu être effectuées dans les meilleures conditions grâce au précieux concours de MM. PICHAND et CHABERT des Centrales de la HAUTE BOURNE et de la GOULE BLANCHE (EDF, sous Groupe Basse Isère), et de MM. VILLARD et AUGIER des Services Techniques de la ville de Villard de Lans.

Aux lieux de prélèvement initialement prévus a été ajouté, à partir du 13 Mai, le point de prélèvement des POUTEILS, afin de déceler une éventuelle circulation Nord-Sud depuis le point d'injection des CLOTS (voir planche jointe).

2.3. CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES

La date des essais a été imposée par l'évolution rapide de la fonte des neiges dans le haut bassin.

Dans le vallon de la FAUGE, nous avons bénéficié, le jour de l'injection, de débits d'infiltrations substantiels, ces débits ont pu être évalués sommairement.

Par contre, les apports étaient déjà taris aux CLOTS, au niveau du SCIALET. Cette circonstance nous a contraints à procéder à l'installation d'une canalisation d'adduction et d'un réservoir tampon de 10 m³, nous permettant d'effectuer les injections de traceurs dans des conditions d'écoulement satisfaisantes (injection de près de 100 m³ d'eau).

Aux exutoires, le peu de temps imparti pour ces essais ne nous a pas permis d'effectuer les aménagements qui se révélaient nécessaires à la Fontaine du RENARD pour procéder à des mesures précises de débit.

Une intervention a été effectuée le 29 Mai 73 pour aménager, dans le ruisseau, une section de mesure. Le débit évalué à cette date était de l'ordre de 40 l/s, débit bien inférieur aux débits estimés lors des opérations d'injection et au cours du passage de la vague de traceurs.

3 - PREMIERES CONCLUSIONS

On voudra bien se reporter au tableau et à la planche ci-joints qui précisent la nature des circulations mises en évidence et les caractéristiques élémentaires des Distributions des Temps de Séjour mesurées (temps d'arrivée et temps modal).

4 - TRAVAUX RESTANT A EFFECTUER

Outre les mesures concernant le traceur In DTPA (circulation les CLOTS - Fontaine du RENARD), les mesures des derniers échantillons prélevés à la GOULE BLANCHE et aux JARRANDS restent à effectuer pour disposer des DTS complètes, à partir desquelles on pourra évaluer les vitesses moyennes des circulations.

En outre, nous tenterons d'ajuster ces DTS à des modèles théoriques d'écoulement afin d'en dégager les principaux paramètres des circulations karstiques étudiées.

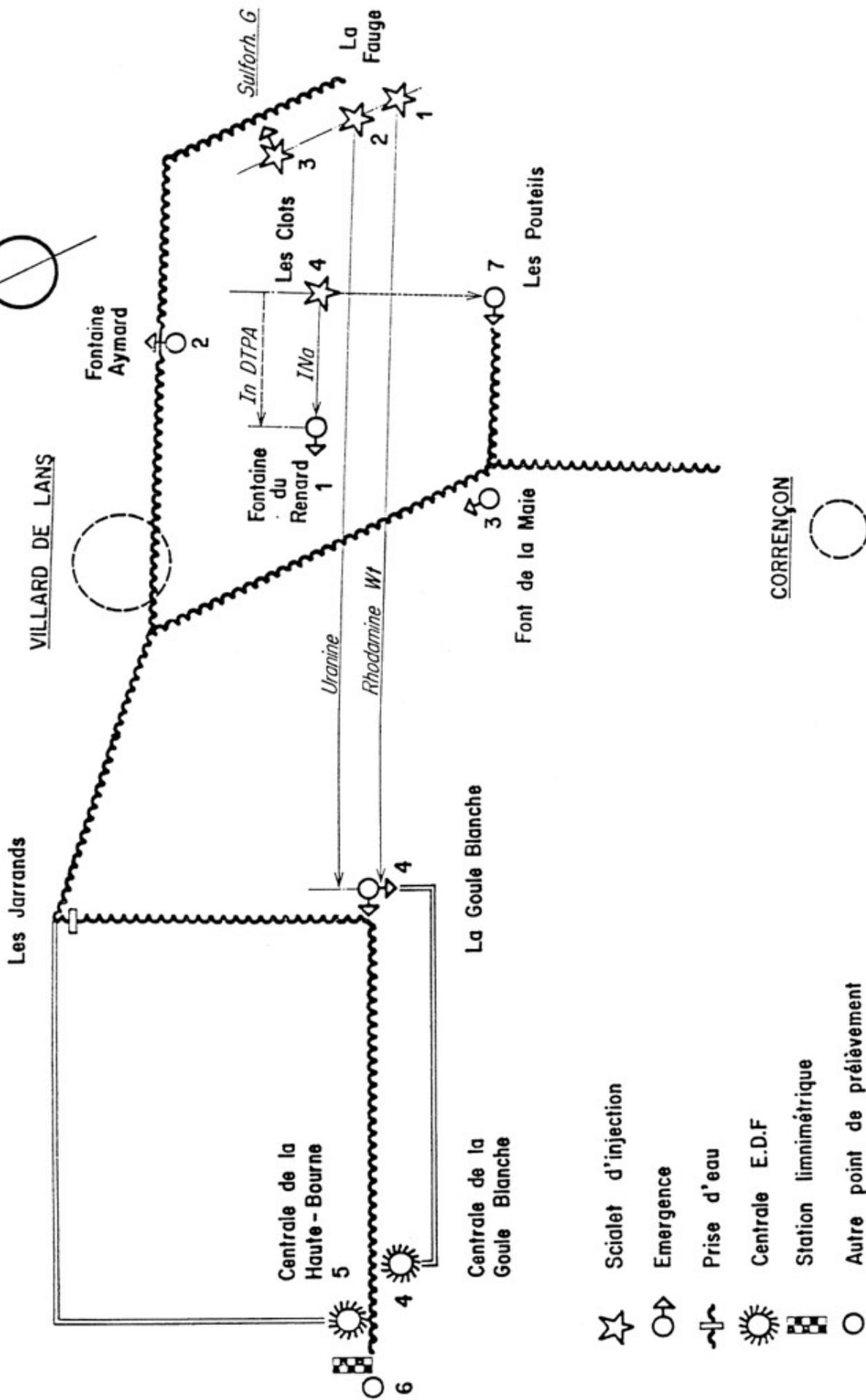
En ce qui concerne les proportions de traceur restituées, nous disposerons, pour effectuer un bilan précis des circulations la FAUGE - la BOURNE, des données fournies par les installations de l'EDF (débits turbinés aux deux centrales de jaugeage de la BOURNE). Ces bilans exhaustifs, tenant compte des ultimes mesures, confirmeront sans aucun doute l'excellent taux de restitution des traceurs utilisés et leur parfaite attitude à ce type d'essais.

5 - BIBLIOGRAPHIE

Note technique AR-G/73-161/JM du 11/05/73 :

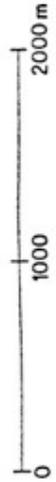
" Etude par multitraçage des circulations souterraines le long du système de failles Est-Ouest la FAUGE - GOULE BLANCHE".

* * * *



- ☆ Scialet d'injection
- Emergence
- ~ Prise d'eau
- ☀ Centrale E.D.F
- ▣ Station limnimétrique
- Autre point de prélèvement

Echelle 1 / 25 000



C.E.A S.A.R G. Etude des circulations karstiques dans le bassin de la Bourne supérieure

Diagramme des essais de marquage . Printemps 1973

ESSAIS DU 11 MAI 1973
CIRCULATIONS KARSTIQUES MISES EN EVIDENCE

Points d'injection		Système les CLOTS Font du RENARD		Système LA FAUGE GOULE BLANCHE		
		SCIALET DES CLOTS		LA FAUGE		
				SCIALET 1	SCIALET 2	SCIALET 3
Nature et quantité du traceur	In DTPA (40 g Indium)	NaI, 2 H ₂ O 10 kg	Rhodamine WT 15 l sol. à 20% (3 kg Rh B)	Uranine 3 kg	Sulforhodamine B en sol. dans Méthanol 500 g	
Date et heure d'injection	11/05/73 19 H 40	11/05/73 20 H 15	11/05/73 15 H 55	11/05/73 17 H 00	11/05/73 16 H 15	
Conditions d'injection	Volume total d'eau d'entraînement introduit dans le scialet : 95 m ³		10 l/s (estimé)	env. 0,04 l/s	env. 3 l/s	
Résurgences où le traceur est apparu - débit	Font du Renard Débit moyen estimé : 60 - 70 l/s		GOULE BLANCHE 3,21 m ³ /s		Ruisseau de LA FAUGE	
Temps d'arrivée	Mesures non encore effectuées	12 h	60 h	65 h	< 3 h	
Temps modal (abscisse du sommet de la courbe)		15 h	76 h	75 h	inconnu	
Proportion de traceur récupéré		env. 100 % au bout de 6 j.	env. 30 % au bout de 10 j. (restitution non achevée)	env. 30 % au bout de 10 j. (restitution non achevée)	Bilan (à la BOURNE aux JAR-RANDS) non encore effectué	

A la date du 28/05/73, les mesures effectuées au FONT de la MAIE et à la FONTAINE AYMARD n'ont décelé la présence d'aucun des traceurs injectés. - Des contrôles sont en cours pour vérifier à la SOURCE DES POUTEILS la présence éventuelle de traces de NaI ou d'Indium DTPA injectés AUX CLOTS;

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU SYNCLINAL D'AUTRANS-MEAUDRE

J.P. VINTER

Le bassin versant du Méaudret dont les limites géographiques correspondent sensiblement au synclinal d'Autrans-Méaudre forme une région naturelle à l'extrémité septentrionale du Vercors. Sa superficie est de 80 km² aux Jarrands, point de confluence avec la Bourne, et de 75 km² au lieu-dit le Coin où a été installée une station de jaugeage.

L'étude hydrogéologique de cette région a montré que les écoulements de surface qui se développent dans le remplissage miocène et quaternaire de la vallée sont isolés des circulations souterraines par une couche étanche de marnes miocènes et forment, en basses et moyennes eaux, un sous-bassin indépendant dont l'émissaire est le Méaudret. Ce dernier constitue un réseau de drainage, il collecte différents ruisseaux et directement ou indirectement de nombreuses sources.

L'indépendance du sous-bassin propre au Méaudret, pressentie par :

- la faiblesse des débits (Q spécifique 1972 = 7 l/s/km²) ;
- la grandeur du coefficient de tarissement et le peu d'importance des réserves ;
- la valeur modeste des points de crue pluviale atteinte même au cours de pluies violentes ou prolongées ;

a été successivement établie par :

- l'analyse des rapports volume écoulé à l'exutoire / pluie ;
- l'étude comparative des débits spécifiques des autres cours d'eau du Vercors septentrional ;
- la planimétrie des terrains miocènes et quaternaires.

L'établissement d'un bilan, parfaitement équilibré, réalisé selon la méthode de Thornthwaite (précipitations mensuelles calculées selon la méthode de Thiessen, après vérification d'après les courbes isohyètes) a permis de vérifier ces hypothèses et de fixer à 22 km² la superficie réelle du bassin d'alimentation du Méaudret, montrant en outre que la méthode de Thornthwaite traduisait correctement sous nos latitudes l'évolution annuelle des débits d'un cours d'eau.

Les circulations karstiques, dont l'existence est signalée en surface par des sources de faible importance, se situent dans deux karsts emboîtés et superposés, l'un du Crétacé inférieur (Urgonien), l'autre du Crétacé supérieur (Sénonien) avec respectivement un fond d'Hauterivien et un fond

de "Gault". Des colorations à la fluorescéine ont montré que leur exutoire est la grosse résurgence de la Goule Noire. Ces colorations ont également permis de vérifier que les communications entre les deux karsts étaient tantôt aisées, injection dans l'Urgonien ou à sa proximité (Trou qui Souffle et Glacière d'Autrans), tantôt difficiles, injection dans le Sénonien (Pertes du Méaudret).

La séparation entre les deux karsts est surtout effective sur le flanc oriental du synclinal où elle est soulignée par l'existence de résurgences temporaires (ne s'amorçant qu'exceptionnellement) et dans les gorges du Méaudret. Ailleurs, la quasi-inexistence des sables albiens et l'épaisseur réduite de la Lumachelle permettent un passage aisé des eaux vers le karst profond, urgonien.

Après extrapolation des débits du Méaudret au bassin karstique et étude des pertes du Méaudret à l'occasion de sa circulation dans ses gorges, un nouveau bilan étendu à tout le bassin versant (80 km² a montré que le bassin versant du Méaudret n'était pas seul tributaire de la Goule Noire mais y contribuait pour plus de 70 %.

L'étendue du bassin versant propre au Méaudret est parfaitement définie en basses et moyennes eaux et pour les années 1971 et 1972 (années sèches, risque 20 % de sécheresse établi sur une moyenne pluriannuelle de 50 ans). Par contre, en cas de crue exceptionnelle, plus forts moments de la fonte des neiges ou très forte pluie saturant le bassin karstique (amorçage des siphons, ruissellement sur les calcaires), sa limite peut gagner sur les versants et sa superficie devrait être augmentée par un facteur qu'il reste à déterminer (voisin de 3 pour la crue exceptionnelle de décembre 1968).

Interventions de Messieurs OLIVE et SIWERTZ :

Erik SIWERTZ

Sur le bassin du Méaudret (Vercors), d'une altitude moyenne de 1 050 m, la pluviométrie "P" a été estimée à 1 220 mm, l'évapotranspiration "ET", calculée par la méthode de Thornthwaite, à 530 mm et l'écoulement de surface "Q" mesuré sur 9 mois et extrapolé à l'année à 700 mm. Le bilan semble donc équilibré : $P - Q = 520$ mm soit une valeur proche de l'ET calculée. Les résultats obtenus sur le Chablais de 1966 à 1971 donneraient, pour ce bassin, une pluviométrie de 1 400 mm (avec un gradient positif de 0,6 mm/m jusqu'à 2 000 m d'altitude), une évapotranspiration réelle de 300 mm (valeur obtenue à partir des mesures lysimétriques de Thonon et un gradient négatif de 0,2 mm/m). Il faut remarquer que cette valeur de l'ET se rapproche de celles de Turc et de Coutagne (respectivement 430 et 410 mm) sur ce bassin. La hauteur d'eau

disponible pour l'écoulement serait donc dans ce cas de 1 100 mm (1 400 - 300). Comme l'écoulement mesuré est de 700 mm, on est donc en présence d'un excédent de $1\ 100 - 700 = 400$ mm qui est susceptible d'alimenter l'écoulement souterrain. Même si l'on tient compte d'une pluviométrie particulière à ce synclinal du Vercors (ce qui demande à être vérifié avec des mesures étagées au-dessus de 1 100 m d'altitude), la hauteur d'eau disponible pour l'écoulement souterrain est tout de même de 220 mm ($1\ 220 - 300 - 700$).

Si on admet que cet excédent est de l'ordre de 300 mm, il correspond, sur les 22 km² du bassin du Méaudret, à un débit de 0,210 m³/s. En donnant aux marnes miocènes une perméabilité de 10⁻⁸ m/s (c'est à dire une valeur d'"imperméable"), un débit de 0,220 m³/s peut s'expliquer par drainance sur les 22 km² du bassin. L'évacuation par le karst sous-jacent ne posant pas, semble-t-il, de problème majeur.

* * * *

LIAISON ENTRE LA GLACIERE D'AUTRANS ET LA GOULE NOIRE ESSAI DE COLORATION

R. CHARRIERE et J.P. VINTER

La Glacière d'Autrans ou Glacière du Pas de la Clé est un scialet développé dans l'"Urgonien" sur près de 200 m. Elle est située à 4 km au nord du Pré de Gève, près de l'ancienne cabane de la Clé. Elle se présente comme une grande doline d'effondrement s'ouvrant sur la terminaison nord nord-est du synclinal d'Autrans-Méaudre.

La coloration réalisée avait pour but de montrer que la résurgence de Goule Noire, située à l'extrême sud sud-ouest du synclinal, dans les gorges de la Bourne, au-dessous du pont du même nom drainait tout le bassin versant, la Glacière étant située en tête de bassin à moins de 500 m de la ligne de crête qui domine Montaud.

En période d'étiage les circulations au fond de la Glacière sont inexistantes. Une période de crue a permis le 28 octobre 1972, au Groupe Spéléologique du Club Alpin Français de Grenoble, de descendre dans le scialet, profitant ainsi des circulations créées pour faire la coloration dont les données sont les suivantes :

- Uranine 61 solubilisée à 300 g/l.
- Débit Glacière quelques l/s.
- Débit Goule Noire 0,5 à 10 m³/s.
- Glacière d'Autrans altitude 1 398 m - Coloration effectuée à -180 m.
- Résurgence Goule Noire - Altitude 680 m.
- Distance à vol d'oiseau 18,5 km - Pente moyenne 2,9 %.

Les analyses ont été faites au C.E.N.G. dans le laboratoire de Monsieur GUIZERIX avec un flucrimètre Turner 111 et un spectrofluorimètre Turner 430.

Pendant la première semaine, les prélèvements étaient journaliers, ensuite hebdomadaires.

L'injection d'uranine a été faite le 28.10.72 à 18h30 à la Glacière d'Autrans, la coloration est ressortie à la Goule Noire le 11 novembre 1972, soit 14 jours après la date d'injection, la vague de colorant est passée jusqu'au 19 décembre, soit pendant 38 jours environ, présentant deux maximums de concentration, l'un le 25 novembre, l'autre le 8 décembre, soit respectivement 28 jours et 41 jours après l'injection.

Observation de Monsieur H. ARNAUD

La relation entre la glaciaire d'Autrans et la Goule Noire mise en évidence par J.P. VINTER illustre parfaitement l'importance des circulations souterraines dans le Vercors septentrional. A quand remonte cette karstification ? Sans entrer dans le détail, il m'est possible aujourd'hui d'apporter un élément de réponse à cette irritante question. En effet, le Vercors septentrional est caractérisé par une émergence suivie d'une érosion au Turonien (pro parte), peut être même à la fin du Cénomaniens, de telle sorte que le "Sénonien" est directement transgressif sur l'Urgonien et qu'il existe dans ce dernier de nombreuses poches karstiques colmatées de sables rouges et d'argiles bariolées rapportées classiquement à l'Eocène. L'une d'entre elles, à la base de la série urgonienne des Gorges du Nant, nous a livré une faune très bien conservée de Bryozoaires à test finement siliceux. La détermination de cette faune par un spécialiste permet de lui attribuer un âge Turonien à Santonien. Or la mer transgressive a recouvert cette région à cette période en y déposant des "calcaires à Bryozoaires" dans lesquels ces organismes, à paroi calcaire, sont réduits à l'état de fragments. Il ne fait aucun doute dans ces conditions que le remplissage karstique en question représente le colmatage d'un karst Turonien par l'arrivée de la mer à la limite Turonien-Sénonien. L'intérêt de cette observation est de pouvoir reculer, très loin dans le temps, les premières manifestations d'une karstification du Vercors, phénomène qui s'est bien sûr considérablement étendu ultérieurement d'abord à l'Eocène, ensuite postérieurement au Miocène.

Intervention de Monsieur B. LISMONDE

Existe-t-il une courbe de concentration à la Goule Noire ?
Valeur de concentration ? 10^{-10} g/l.

* * * *

LA GLACIERE D'AUTRANS

B. TALOUR et S.G.C.A.F.

SITUATION

La Glacière d'Autrans se situe au Nord d'Autrans à 600 m environ au S.W. du pas de la Clé (coordonnées Lambert : 330, 92 - 853, 01 - 1398 m).

GEOLOGIE

Elle s'ouvre dans les calcaires Urgoniens sur une faille de décrochement NE - SW, avec un pendage de 70° vers le Nord, bien visible sur le plateau par un alignement de dolines importantes.

Nous sommes sur le flanc Est d'un synclinal peu prononcé (synclinal de Gève) à environ 500 m de son axe. Un fort courant d'air parcourant cette cavité laisse l'espoir de pouvoir gagner un collecteur situé au fond du synclinal. Un vaste porche situé dans la falaise du pas Brochier juste en fond de synclinal pourrait en être l'extrémité amont fossilisée.

DESCRIPTION DE LA CAVITE

Elle débute par une vaste doline dont un des flancs est constitué par le miroir de la faille. Au fond de cette doline se trouvent deux orifices : la Glacière absorbant la neige au point le plus bas, la Patinoire au SW comportant dès l'entrée une salle au plancher de glace auquel elle doit son nom.

La Patinoire constituée principalement par un long méandre (creusement en écoulement libre à partir d'un joint de stratification) se développe entièrement dans le compartiment Nord de la faille en s'en éloignant.

La Glacière commence également par un méandre pour arriver très vite sur un grand puits de 30 m, en face le méandre continue et rejoint la Patinoire. Une série de puits successifs (R7, P11, P24, P25, R6) amènent vers -100 dans un étroit méandre ou coule en permanence un ruisseau. Le méandre rejoint un système de galeries grossièrement horizontales (galerie du courant d'air) situées dans le plan de la faille. Cette galerie est recoupée par six systèmes de puits venant tous se terminer

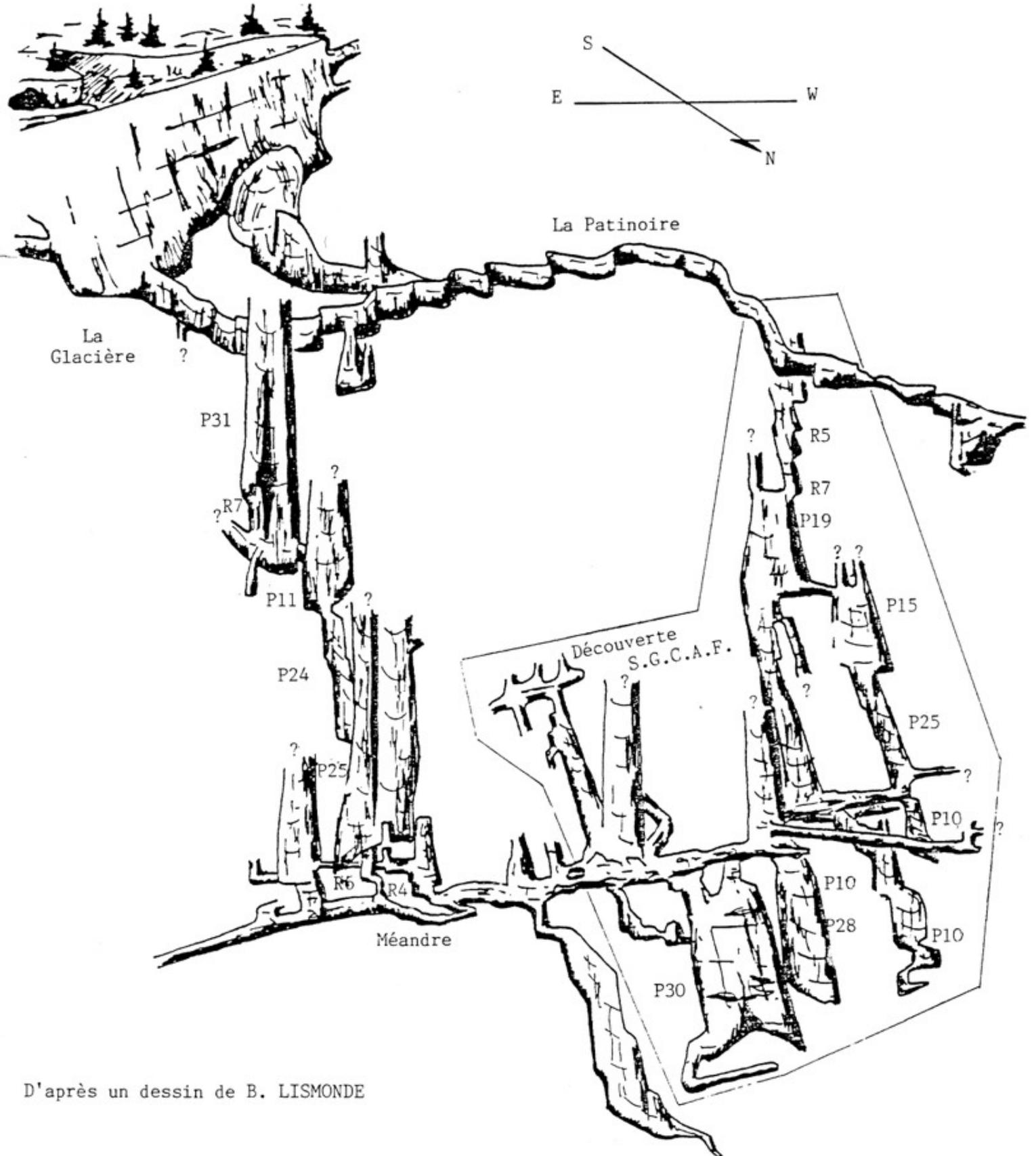
GLACIERE D'AUTRANS

(Croquis en trois dimensions)

S.G.C.A.F. Novembre 1973

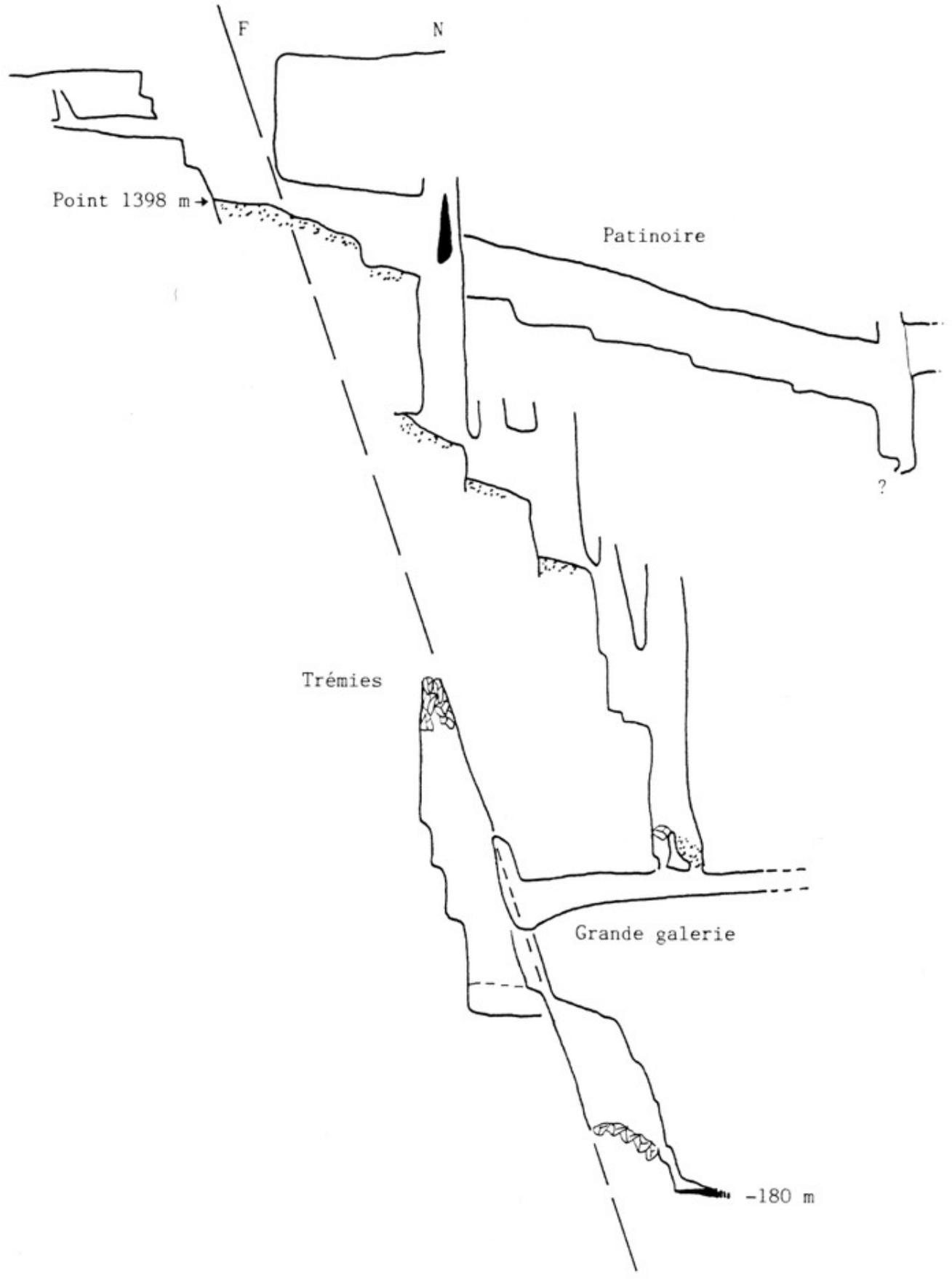
330,92 - 853,01 - 1398 m

0 50 m



D'après un dessin de B. LISMONDE

S



Point 1398 m →

F

N

Patinoire

Trémies

Grande galerie

-180 m

?

vers -180 m par des salles ébouleuses ou des boyaux étroits et plus ou moins noyés.

LITHOLOGIE

Au niveau de l'entrée les deux versants de la doline orientée selon la faille semblent être de nature légèrement différente. Le versant Nord est compact sans vires visibles alors que le versant Sud est constitué par des gradins et des baumes creusées dans des joints plus tendres. Il semblerait donc que la faille amène un décalage visible entre les deux compartiments. Cette impression est renforcée par l'observation dans un puits axé sur la faille vers -40 m d'une paroi Sud constituée de calcaires compacts à débris coquilliers et d'une paroi Nord en vis à vis comportant des calcaires spathiques roux.

Comme la plus grande partie de la cavité se développe au Nord de la faille la série lithologique observée sera celle de ce compartiment. A l'entrée les calcaires Urgoniens sont fins et compacts dans le puits de 30 m apparaissent des calcaires plus grossiers à débris. Plus bas les calcaires redeviennent homogènes. Au niveau du plafond du méandre (-100) on observe le passage brutal à des calcaires marneux qui se continuent ensuite jusque vers -180 qui est le point le plus bas atteint. A ce niveau ils semblent très argileux et peu solubles provoquant un rétrécissement subit de toutes les galeries connues.

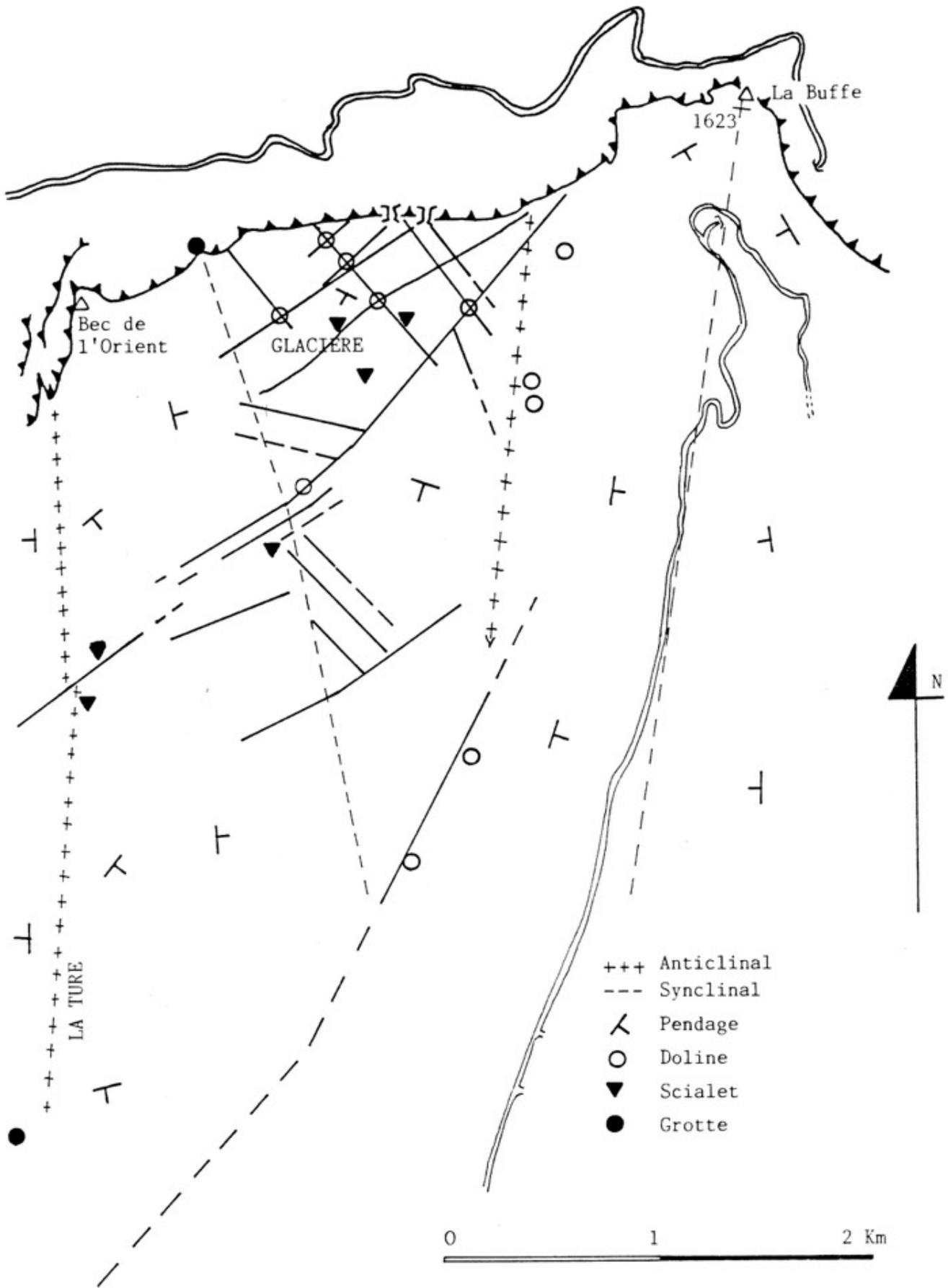
HYDROLOGIE INTERNE

1) La glace

D'importantes quantités de glace restent toute l'année dans les deux cavités. Elles sont dues au fort courant d'air aspirant en hiver qui par l'apport d'air froid extérieur provoque le gel des suintements. Ainsi au printemps les deux premiers puits de la Glacière sont-ils gainés par environ 10 cm de glace. L'été le courant d'air, frais car il passe tout de même sur le culot de neige au fond de la doline, ne s'inverse pas. Il provoque le dégel et la chute de la glace qui s'amasse au fond des puits. A partir de -70 m la glace ne se maintient pas en été.

2) L'eau

La fonte de la glace et les infiltrations venant du plateau permettent vers -100 l'existence d'un ruisseau permanent dont les débits semblent pouvoir varier entre quelques litres à la minute à 20 l/s en crue. Ce ruisseau gagne le plan de la faille et disparaît vers -180 m dans une



étroiture. Quatre autres ruisseaux recoupent la "galerie du courant d'air" sensiblement horizontale pour s'enfoncer également par des puits.

3) Résurgence

Une coloration effectuée par nos soins dans le cadre de la thèse de 3ème cycle de J.P. VINTER est ressortie à la résurgence de Goule Noire dans les gorges de la Bourne (voir communication de J.P. VINTER et R. CHARRIERE).

HYPOTHESES SUR LE CREUSEMENT

La Patinoire et la galerie du courant d'air sont probablement les éléments les plus anciens. L'ancienneté de la Patinoire est attestée par l'existence de gours fossiles avec margelle de calcite et concrétions en "choux fleur" en dessous de l'ancien niveau de l'eau. La galerie du courant d'air apparaît comme un ancien drain noyé (concrétions en "choux fleur", contre pentes, lames d'érosion) développé horizontalement dans le plan de la faille. Le niveau noyé actuel se trouve au moins 35 m en dessous dans les marno-calcaires hauteriviens. Postérieurement les eaux de la Glacière et de la Patinoire furent capturées par un système de puits qui actuellement nous permettent d'accéder au réseau profond. Ces puits recoupent en l'utilisant très peu, l'ancienne galerie noyée pour rejoindre le niveau phréatique actuel.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

SPELUNCA 1964 N° 1 p. 38, 1965 N° 3 p. 56, N° 4 p. 36, 1966 p. 130.

VINTER J.P. 1973, Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans Méaudre, Massif du Vercors (Thèse de 3ème cycle géologie).

* * * *

**CONTRIBUTION A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU SYSTEME FONT
D'URLE - BRUDOUR - CHOLET : LA GROTTTE DU BERGER
(SAINT-JULIEN EN QUINT, DROME)**

Alain GRESSE, Marcel MEYSSONNIER, Michel SIMEON

La grotte du Berger a été étudiée principalement par les Ours de Glandasse (1953-54) et les Cyclopes (1954-55). Ils l'ont considérée, de même que Christiane Lequatre (1969), comme étant à l'origine de la source de Font d'Urle. Une voûte mouillante et une étroiture empêchaient une pénétration profonde. En raison de la présence d'un courant d'air, nous avons effectué, au cours de l'automne 1972 plusieurs séances de désobstruction qui amenèrent la découverte de 600 mètres environ de galeries. L'orientation de celles-ci et la coloration du ruisseau pérenne en Juillet 1973 permettent de confirmer les suppositions des précédents visiteurs.

La grotte du berger est parcourue dans sa partie profonde par un ruisseau qui réurge à la source captée de Font d'Urle (fig. 1), et alimente partiellement en eau la station ; elle constitue donc une tête du réseau hydrogéologique du système Font d'Urle - Brudour - Cholet. En effet, ce ruisseau se perd à nouveau dans le scialet de Font d'Urle, après une centaine de mètres de parcours en surface ; diverses colorations (1963, 1969, 1973) ont prouvé une jonction avec la grotte du Brudour.

A - SITUATION

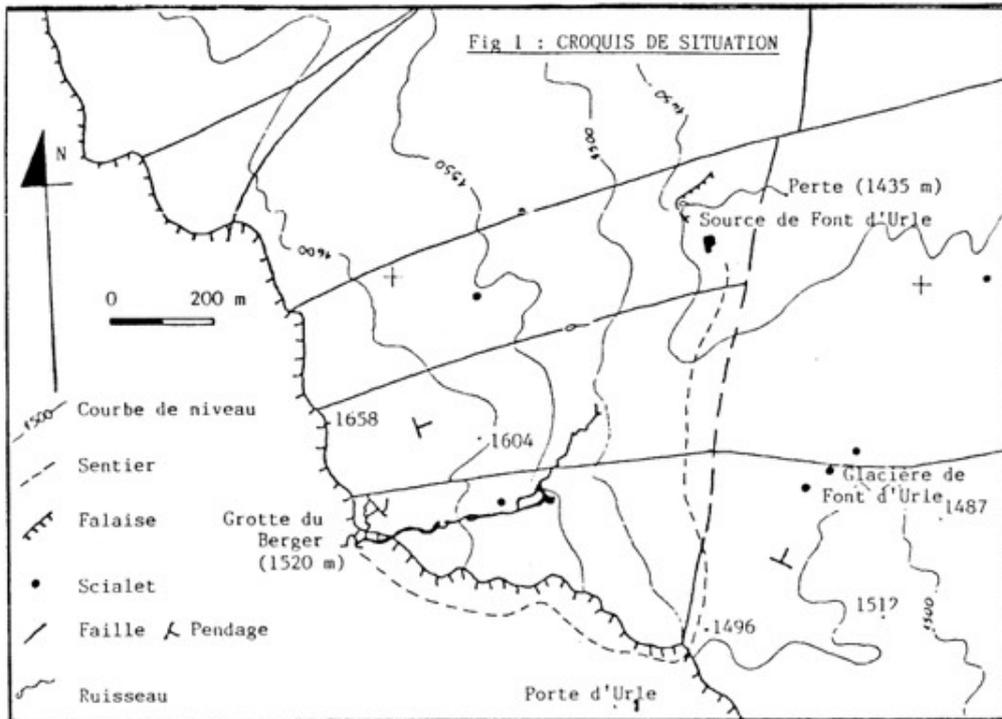
Commune de Saint-Julien en Quint (Drôme).

834,92 x 292,47 x 1520 m environ.

Pointée sur la carte au 1/25000°, Charpey 7-8, cette grotte s'ouvre au pied des falaises de calcaire urgonien dominant Saint-Julien en Quint. L'accès se fait par la Porte d'Urle, en longeant le bas des falaises vers le Nord (fig. 1).

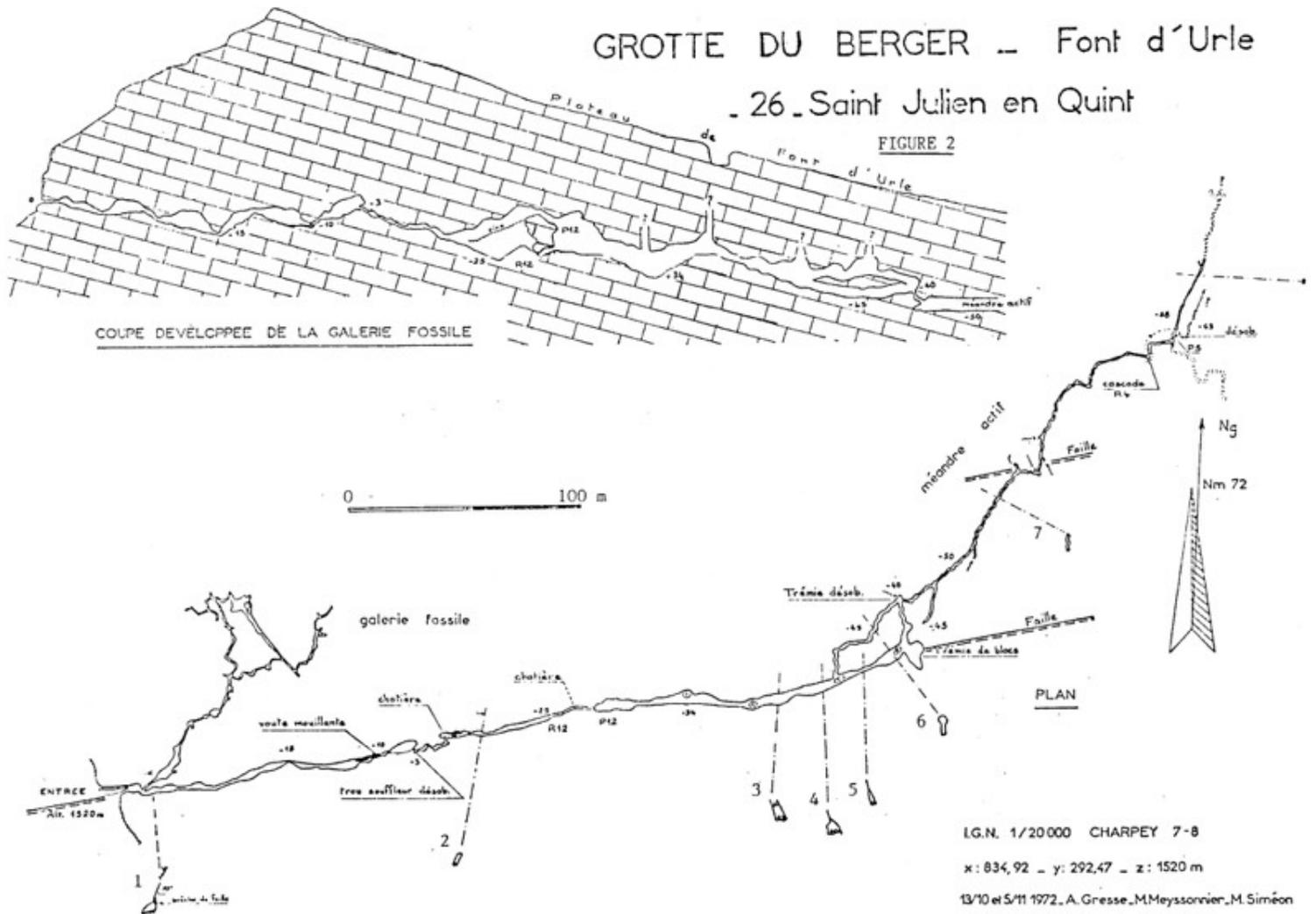
B - DESCRIPTION

La partie actuellement connue de la grotte permet de distinguer trois ensembles :



GROTTE DU BERGER - Font d'Urle - 26 - Saint Julien en Quint

FIGURE 2



L.G.N. 1/20 000 CHARPEY 7-8

x : 834,92 - y : 292,47 - z : 1520 m

13/10 et 5/11 1972, A. Grasse, M. Meyssonnier, M. Siméon

TOPOGRAPHIE : topo-fil - topo-chaix

1 - Galerie fossile

Sa longueur est d'environ 350 m sur un tracé pratiquement rectiligne (WSW-ENE). En de nombreux points ses parois correspondent à des miroirs de faille (fig. 2 : 1, 2, 3, 5), des parties laminées, des brèches de faille au plafond (1, 3). A l'extérieur, l'entrée est visiblement placée sur une fracture importante. En plan (fig. 1), la direction de la galerie est parallèle à un système de failles marquées sur la carte géologique, bien visible sur photographies aériennes, et se développe très près de l'une d'elles. Tout porte donc à croire que cette partie du réseau s'est creusée aux dépens d'une faille WSW-ENE inclinée à environ 70° vers le NNW, près de l'entrée, puis vers le SSE dans les parties profondes.

IL existe deux orifices naturels situés au pied de la falaise, mais le second, dans la faille (porche), est en partie obstrué par des éboulis au bout d'une dizaine de mètres. Par la première entrée (1,5 m de haut et 0,5 m de large), nous pénétrons dans une galerie au sol recouvert d'éboulis, et descendant jusqu'à -15 ; puis, la galerie est remontante, permettant de franchir un "talus" concrétionné. Nous redescendons de ce talus pour arriver sur une voûte mouillante qu'il est possible de désamorcer en rejetant l'eau derrière un petit barrage artificiel.

La voûte mouillante vidée, une étroiture assez sévère située dans celle-ci permet de retrouver la précédente galerie, mais cette dernière semble se terminer au bout d'une vingtaine de mètres (cote -3). Sur la droite une étroiture parcourue par un courant d'air permet de déboucher dans une galerie aux dimensions réduites par le concrétionnement et des gours de mond-milch, une nouvelle étroiture permet de retrouver le réseau principal. Il prend rapidement d'importantes dimensions (10 à 20 m de haut et 5 m de large) ; nous circulons alors sur des blocs instables. A la cote -25 une grande barrière rocheuse doit être franchie soit par un nouvelle étroiture à sa base, soit par une vire ou une cheminée de 12 m donnant accès à un puits de 12 m contournant l'obstacle par haut. Les deux passages permettent de retrouver la galerie de largeur encore plus importante (7 à 8 m).

Nous descendons alors jusqu'à la cote -34 (où une cheminée d'environ 5 m de diamètre débouche sur la gauche), puis nous remontons sur des éboulis jusqu'à la base d'une autre cheminée semblant correspondre d'après les pointages à un scialet de la prairie de Font d'Urle. De nouveau, nous descendons jusqu'à un embranchement (au-dessus duquel débouche une cheminée comparable aux deux précédentes pour ses dimensions) d'où partent deux galeries :

a) La branche remontante de droite se situe dans l'axe de la faille et débouche dans une partie un peu plus large encombrée de blocs très instables ; là se situe l'arrivée de la quatrième cheminée. Nous quittons

ensuite la faille, la galerie faisant un coude à 90° en direction du Nord, pour rejoindre la galerie b) à la cote -40 m.

b) Galerie descendante de gauche : il s'agit d'un méandre à deux temps de creusement (galerie syngénétique avec surcreusement). Nous circulons dans la galerie surcreusée, sur des éboulis au travers desquels il est possible d'entendre un ruisseau. Ce méandre d'orientation SW-NE rejoint la branche de droite à la cote -40, où se trouve une trémie qui, désobstruée par le haut, a donné accès au méandre actif.

2 - Méandre actif

Haut d'une dizaine de mètres et large de 0,5 m à 1 m, il est parcouru par un ruisseau (estimation 1 à 3 l/s) sortant de la base de la trémie désobstruée. Il est creusé aux dépens d'une diaclase SW-NE (orientation générale que prend alors la galerie).

Une galerie fossile de 1,5 m de diamètre débouche sur la droite du méandre (cote -45) ; remontée d'une vingtaine de mètres, elle se termine sur une trémie.

A la cote -50, une petite arrivée d'eau sort d'une fissure impénétrable. Une faille parallèle à celle de la galerie fossile recoupe 40 mètres plus loin la diaclase. L'eau disparaît alors du méandre par un conduit de faible section, mais elle réapparaît après une dizaine de mètres. Deux arrivées d'eau impénétrables viennent augmenter faiblement le débit du ruisseau. Le méandre se poursuit ensuite, toujours avec une faible pente jusqu'à un ressaut de 4 m où l'eau tombe en cascade et disparaît au bas de celui-ci dans une fissure impénétrable. En passant au-dessus de cette cascade, nous progressions dans un méandre fossile couvert de mond-milch jusqu'à un puits de 5 m. Une désobstruction au bas de ce puits a permis de retrouver le ruisseau coulant dans un méandre très étroit. A la cote -63, le ruisseau passe dans deux conduits de 30 cm de diamètre. Les dépôts d'argile sur parois (absents jusqu'alors) indiquent des mises en charge, donc un rétrécissement important de la section de la galerie. L'aspect plus marneux de la roche également, ne nous a pas engagé à poursuivre l'exploration plus loin.

En haut du P.5, à droite, une galerie fossile d'environ 1 m de diamètre (semblant correspondre à un ancien affluent) est parcourue par un faible courant d'air ; elle a été remontée sur environ 75 m : arrêt sur trémie.

Le méandre fossile continue au-delà du P.5, mais se rétrécit jusqu'à devenir un boyau d'une trentaine de centimètres de large ; il est parcouru par un filet d'eau (s'écoulant ensuite dans le P.5) alimentant les flaques situées au creux de deux chatières. Le boyau s'élargit ensuite pour arriver dans une petite salle 2 x 3 m où débouche une

cheminée colmatée par des éboulis ; le boyau continue sous la forme d'un laminoir (5 m de long, 40 cm de haut) qu'il faut agrandir à son extrémité pour pouvoir passer (travaux en cours actuellement).

3 - Galeries annexes

Près de l'entrée se développe un réseau de petites galeries, tantôt sous forme de conduit tortueux de section elliptique régulière plus ou moins colmatée par des éboulis et de l'argile, tantôt sous forme de conduit rectiligne orienté NW-SE de section haute et étroite.

Nous remarquons que ce dernier type de conduit est parallèle à la falaise voisine, mais nous n'avons rien trouvé permettant d'affirmer qu'il s'agissait de fentes de décollement, nombreuses en cet endroit. Ce pourrait être également des failles ayant tronçonné la galerie originelle en conduite forcée, mais les parois couvertes de calcite empêchent toute affirmation. Une chose cependant paraît certaine, ces galeries hautes et étroites jouent le rôle de drain au sein du calcaire, ces galeries étant abondamment arrosées sur toute leur longueur.

C - HYDROGEOLOGIE - CONCLUSIONS

La grotte s'ouvre à la base de la masse urgonienne inférieure (n_4 Ud), la nature de la roche vers le fond pourrait être celle du Barrémien inférieur (n_4 a). D'autre part, l'exurgence se situe au pied d'une barre rocheuse, et la morphologie des environs immédiats semble bien indiquer le passage de calcaire franc à un calcaire plus marneux. Le ruisseau pourrait donc couler au sommet du Barrémien inférieur entre le fond de la grotte du Berger et son exutoire.

Une coloration a été effectuée le 11 Juillet 1973 : 500 grammes de fluorescéine ont été jetés dans le ruisseau se déversant dans le P.5 (cote -58 m), à minuit (débit approximatif 1 l/s). La coloration est ressortie dans le ruisseau (trop plein du captage) en fin de matinée le 12 Juillet.

Nous avons vu que la galerie principale se développe au profit d'une faille E-W. La carte géologique indique une faille de même direction très proche de la grotte du Berger, sur laquelle se situent des phénomènes karstiques importants : glacière de Font d'Urle, scialets des Cloches (dans lequel souffle un fort courant d'air). Ces effondrements sont-ils situés sur le prolongement de la galerie fossile dont l'exploration s'est terminée sur une trémie ? Seule la désobstruction de ces différents points lèverait peut-être cette incertitude.

La source de Font d'Urle, exutoire du système se situe à 1450 m d'altitude, alors que le ruisseau de la grotte du Berger peut-être suivi

jusqu'à -63 (environ 1460 m d'altitude). Une dénivellation de 10 m sépare donc le fond et la résurgence pour une distance de 450 m environ.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 - Ours de Glandasse, 1953-54 (J-X Chirossel) inédit (croquis).
- 2 - Ginet (R.), 1956, Bull. Soc. Linn. Lyon, p.61-62, 87-88.
- 3 - Les Cyclopes, 1958, "Massif du Vercors : région de Font d'Urle", Spéléos, n° 24, 17° page (plan et coupe).
- 4 - Choppy (J.), 1959, Spéléologie du département de la Drôme, p. 87, 88, 89.
- 5 - Arnaud (J.), 1968, "Quelques précisions sur l'hydrogéologie du Vercors Méridional", Actes du colloque d'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors, t. 1, p. 47-62.
- 6 - Chirossel (J-X.), 1969, Fichier documentation du Centre National de Font d'Urle (Ecole Française de Spéléologie).
- 7 - Lequatre (Ch.), 1969, Hydrologie karstique du Vercors (T.E.R - I.G.A), p. 130.
- 8 - Carte géologique au 1/50000°, Charpey n° XXXI-36.
- 9 - Photographies aériennes I.G.N., Mission Beaurepaire-Die, 1956, n° 291-292.

* * * *

MESURES ET OBSERVATIONS HYDROGEOLOGIQUES ET MORPHOLOGIQUES DANS LE NOUVEAU RESEAU DU BRUDOUR (SCIALET DE L'APPEL)

B. TALOUR et Spéléo Club Fontaine - La Tronche

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE (fig. 1)

La grotte du Brudour se situe dans le synclinal de Lente au S-W du Vercors, au S du village de Lente sur la commune de Bouvante, elle se présente sous la forme d'un vaste porche d'où sort un ruisseau.

Carte IGN 1/25000° : Vassieux 3136 Est X = 835,62 ; Y = 295,90 ; Z = 1220 m.

Le scialet de l'Appel s'ouvre dans la forêt de Lente 100 m environ au S-E du Point coté 1333 m (carrefour de la route du col de la Rama).

Carte IGN 1/25000° : Vassieux 3136 Est X = 836,09 ; Y = 294,82 ; Z = 1345 m.

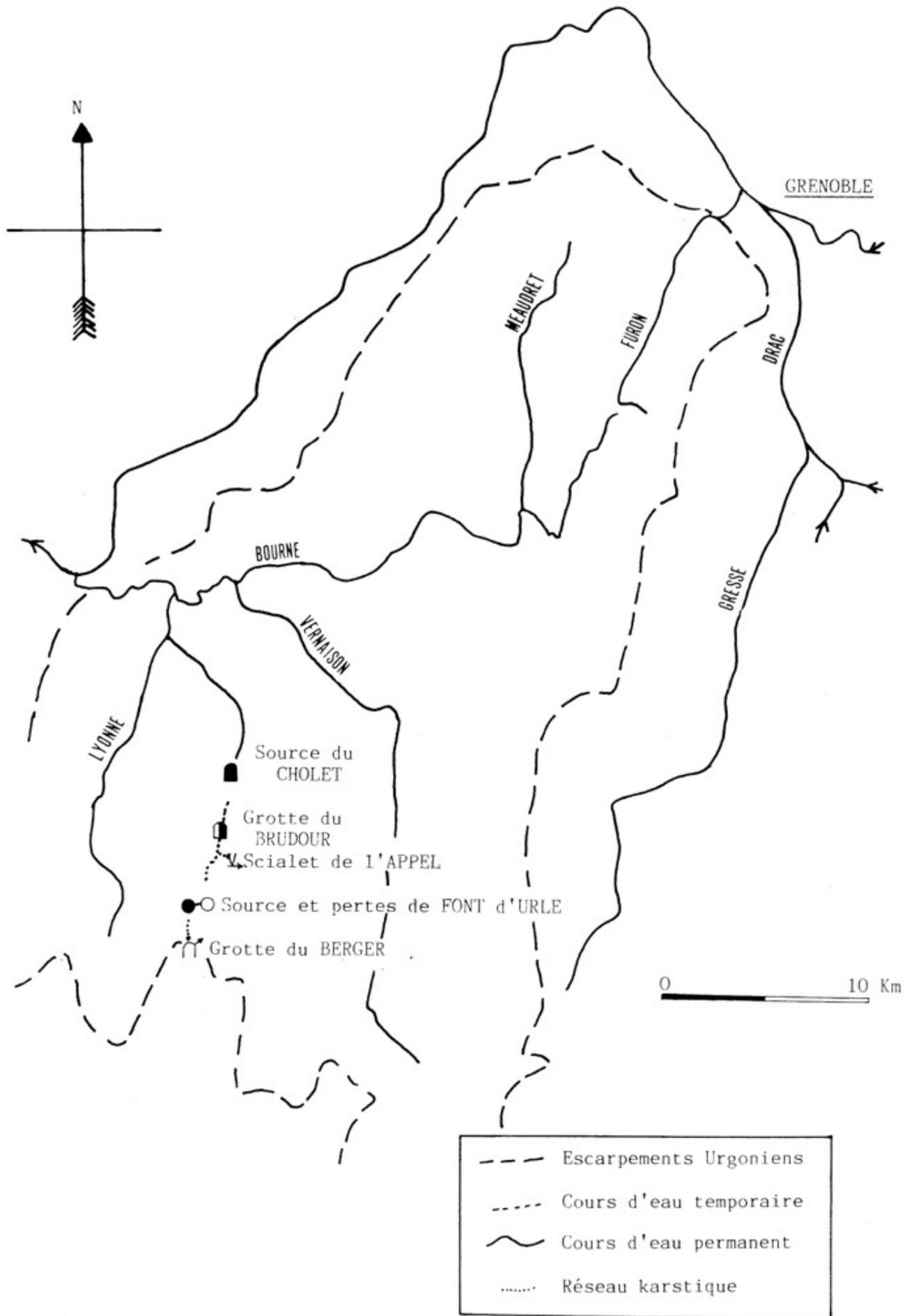
II - SITUATION GEOLOGIQUE

Les deux cavités s'ouvrent dans les calcaires "urgoniens" au fond d'un synclinal orienté N-S, le synclinal de Lente. Les pendages sont faibles. Le réseau semble limité en profondeur par une couche moins karstifiable que vient recouper la surface au niveau du porche du Brudour. Celui-ci est situé au fond d'une petite reculée, axée sur une fracture bien nette à l'entrée.

III - LES NOUVELLES EXPLORATIONS

Le Brudour fut exploré par E.A. MARTEL à la fin du siècle dernier. Divers clubs visitèrent depuis la cavité sans apporter de découvertes importantes ; jusqu'à ce que les plongeurs du spéléo-club Fontaine - La Tronche et du spéléo-groupe Péagois du CAF franchissent deux siphons successifs en plongée et explorent plusieurs kilomètres de galeries derrière. En reportant en surface, la topographie réalisée ils découvrirent un scialet bouché vers 10 m de profondeur qu'ils désobstruèrent longuement pour atteindre la rivière qui coulait 30 m en dessous. Ce travail dura un an à raison de 3 à 5 spéléologues par dimanche.

Fig. 1 : SITUATION DU RESEAU DU BRUDOUR :



Une fois la jonction réalisée l'exploration put se poursuivre sur encore plusieurs kilomètres.

Description de la cavité (fig. 2)

La partie connue avant les plongées se résumait à une galerie approximativement N-S et quelques courts affluents. Une fois les siphons plongés on arrive à une confluence :

- Vers le S part une rivière (réseau de Montué) alternativement en joints de stratification et en méandres, se poursuivant jusqu'à une grande salle. Une escalade dans celle-ci permet de retrouver la rivière que l'on avait perdu un peu en dessous d'une seconde salle ébouleuse. Si l'on poursuit la remontée, la rivière se termine sur des siphons : c'est le réseau de Montué 1. Au niveau de la salle ébouleuse, en montant on gagne un étroit méandre fort long, sans circulation d'eau actuelle, se terminant au pied de puits remontants (réseau de Montué II ou "galerie des Masos").

- De la confluence, vers l'Est, part une galerie qui ne tarde pas à se diviser en deux nouveaux affluents. Le plus important (réseau d'Urle) mène à un siphon au pied des puits du scialet de l'Appel. L'autre (réseau du col de la Baume) se développe longuement plus à l'Est.

Tectonique

La fracturation n'a pas une très grande influence sur le creusement des galeries du Brudour. 26 % seulement des conduits sont creusés selon des fractures. Les 74 % restant l'ont été à partir de joints de stratification soit sous forme de "galerie en joint de strate" (40 %), soit sous formes de méandres (34 %) (fig. 3, 4).

La faiblesse des pendages explique un réseau à tracé incertain.

La partie en aval de la confluence suit une gouttière synclinale peu marquée bordée à l'Ouest par une faille visible au porche.

En amont de la confluence tous les réseaux N-S sont brutalement ramenés vers l'Ouest par un système de fractures N 65° E qui semblent jouer le rôle d'écran, contre lequel ils viennent buter. Dans cette partie (affluent du col de la Baume, réseau d'Urle les pendages semblent indécis (de l'ordre de quelques degrés).

La répartition statistique des principales fractures employées met en lumière l'importance d'une fracturation d'orientation approximative N 35° E suivie d'une autre direction N 115° E. Elles correspondent aux directions de la majorité des failles de cisaillement du Vercors. Les failles sont toutes verticales ou peu pentées.

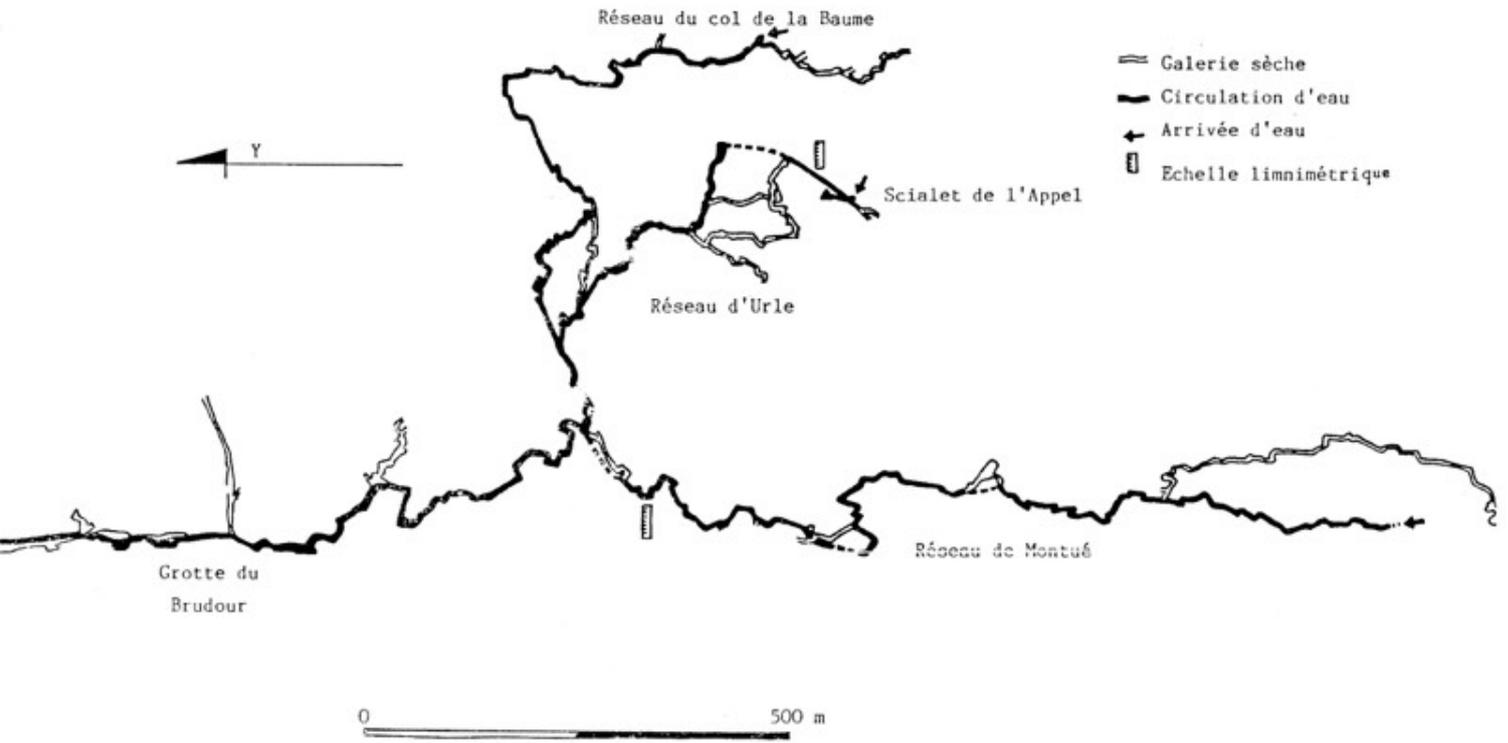


Fig. 2 : Plan du Brudour (hydrologie)

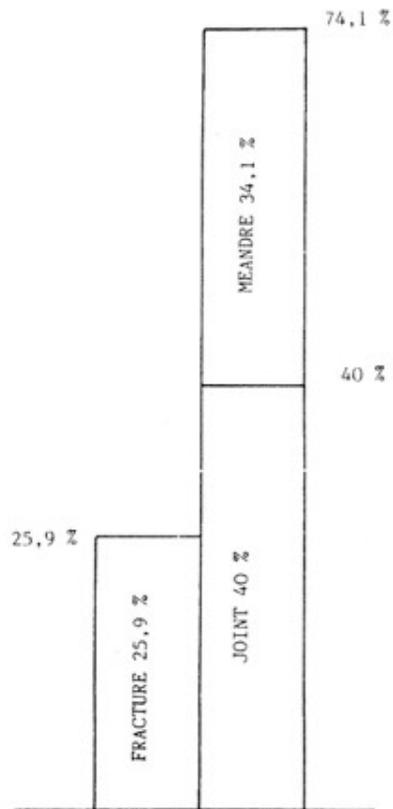


Fig. 3 : REPARTITION STATISTIQUE DES DISCONTINUITES DIRECTRICES.

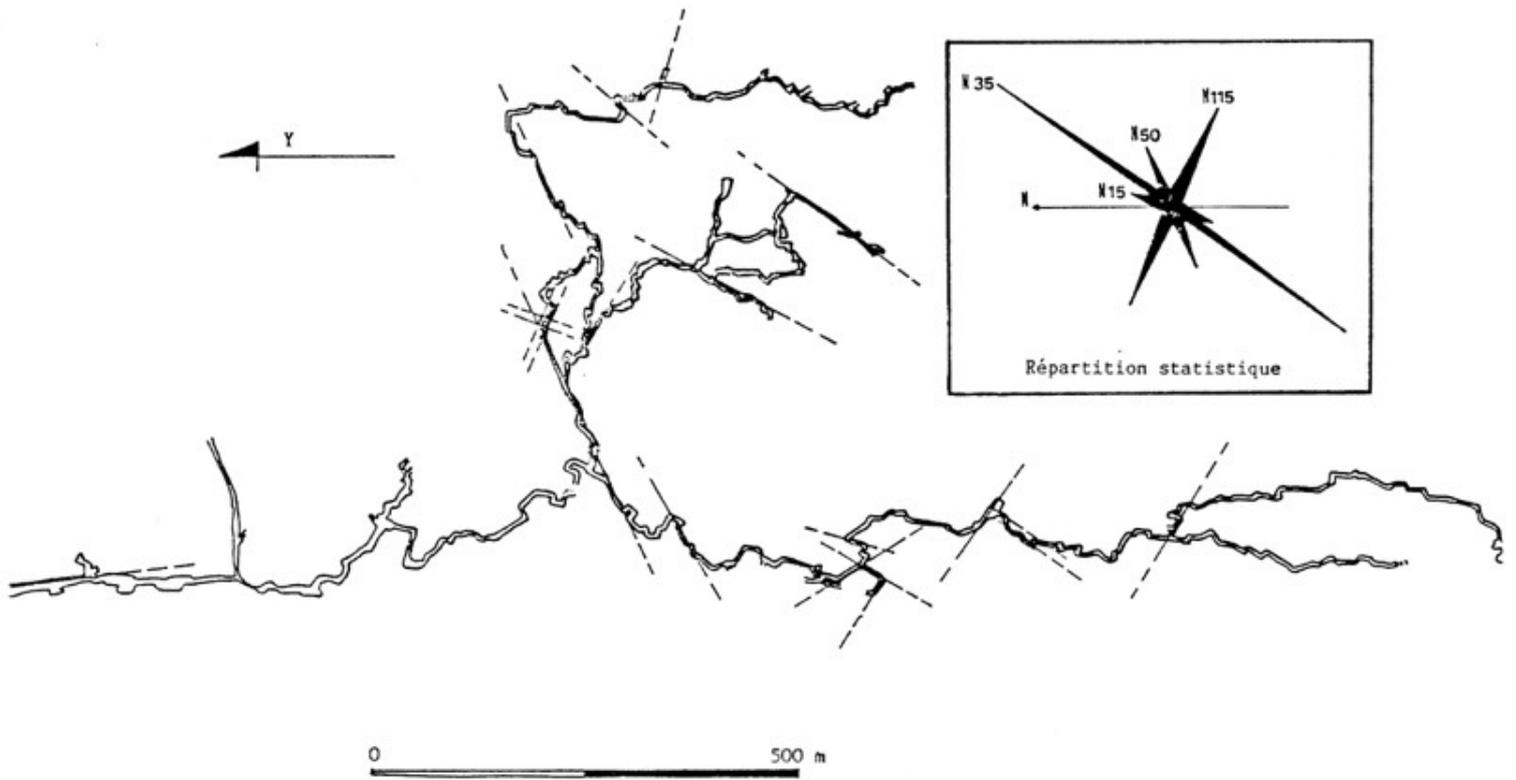


Fig. 4 : Principales fractures utilisées par le réseau du Brudour

Hydrologie

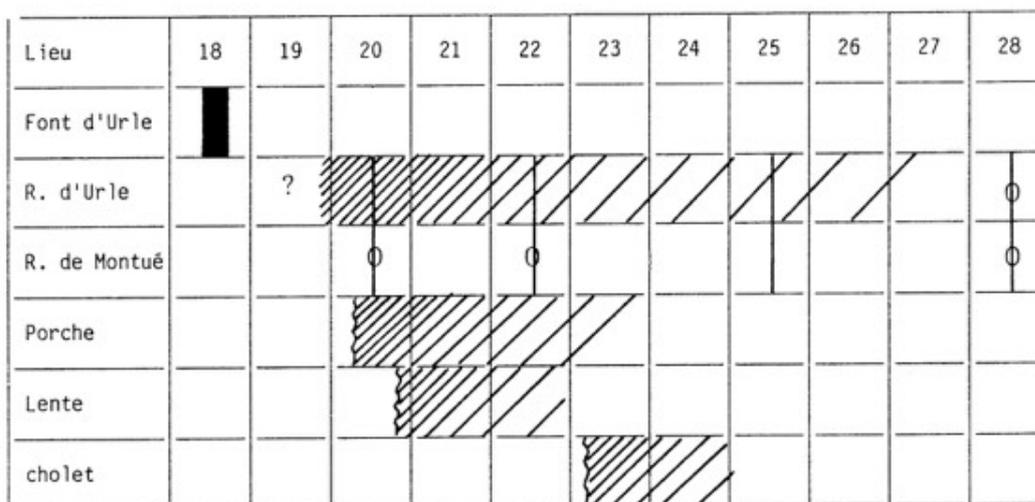
L'exploration a mise en évidence deux réseaux principaux : le réseau d'Urle et le réseau de Montué.

Des mesures de température et de pH laissaient supposer que les deux réseaux étaient indépendants. Nous savions déjà que les eaux enfouies à Font d'Urle ressortaient au Brudour, ceci grâce à une coloration effectuée en Décembre 1963 dans un scialet de Font d'Urle par J. SARROT REYNAULD.

Injection le 11.12.1963, coloration vue à la ferme du Mandement de Lente alimentée par le Brudour du 14 au 16.12.1963. Temps de passage : 3 jours. Distance à vol d'oiseau : 3 km. Dénivellation : 215 m. Une coloration à partir des pertes de Font d'Urle devait nous permettre de savoir quel était l'affluent pollué par celles-ci.

L'injection de 4,5 l de fluorescéine à 50 % eut lieu le 18.04.1973 à 11 h 20 à la perte qui avait alors un débit de 1 l/s. Des fluocapteurs étaient posés dans les deux affluents. Ils furent relevés et remplacés par d'autres les 20, 22, 25 et 28.04.1973 tandis qu'une surveillance était établie au porche, à la fontaine de Lente et au Cholet.

Le diagramme suivant résume les résultats :



- L'intensité des hachures est proportionnelle à l'intensité de la coloration.

- Les ronds indiquent les capteurs non impressionnés.

Résultats

Contrairement à ce que nous attendions, ce n'est pas dans le réseau de Montué, géographiquement plus proche, mais dans celui d'Urle que la coloration est apparue. (Les noms de réseau d'Urle et de Montué ont été adoptés après la coloration). Le capteur de Montué est légèrement coloré

le 25, il nous semble que cela soit dû à une crue qui a fait refluer l'eau venant du réseau d'Urle dans celui de Montuë au niveau de la confluence ; le capteur étant placé trop près de celle-ci.

Le réseau était alors en pleine crue de fonte des neiges, ce qui explique le temps de passage, ici 2 jours de la perte au porche du Brudour, ait été un peu plus court qu'en 1963.

Mesures de débits (fig. 5)

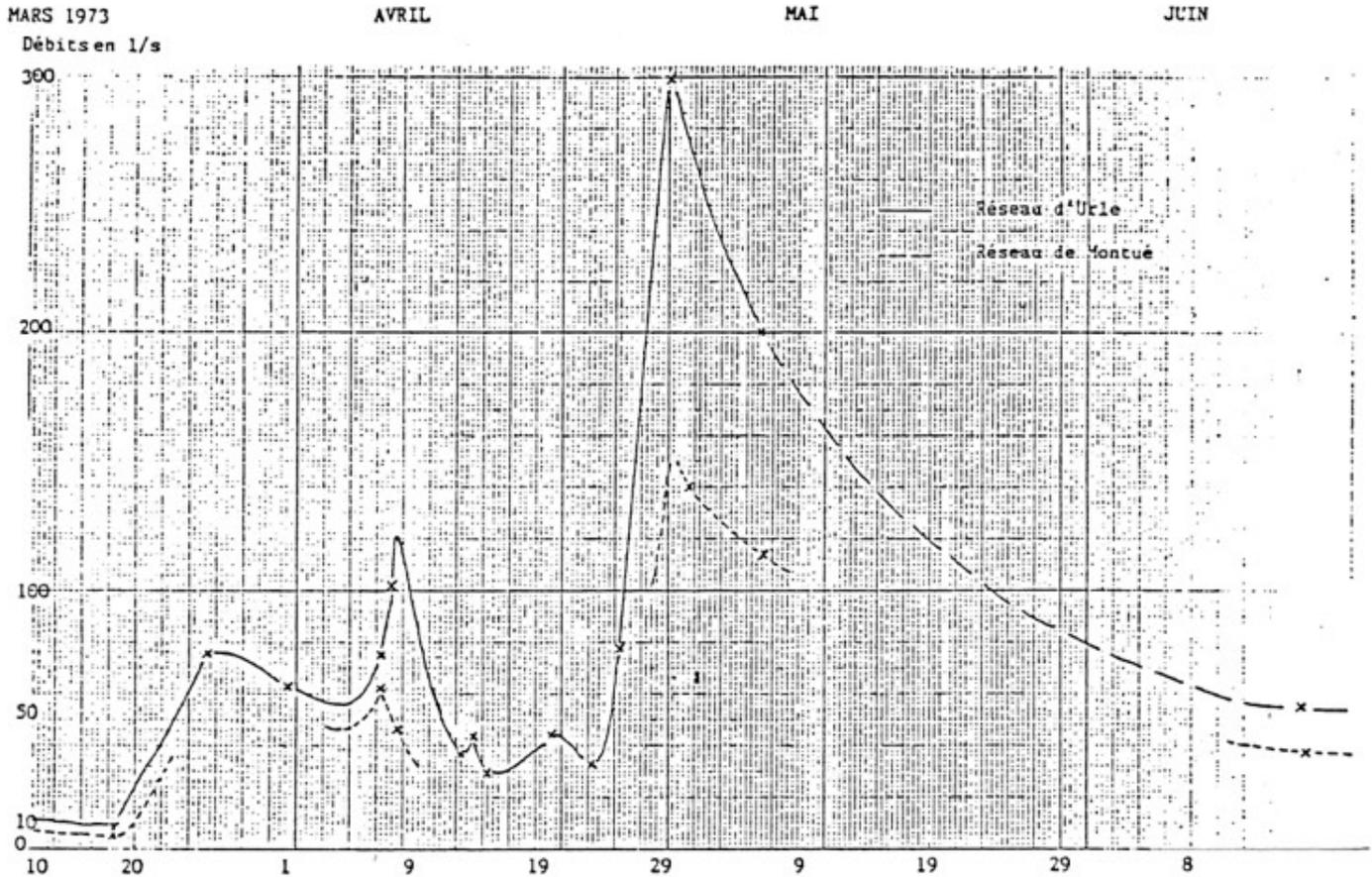
Des mesures de débit ont été effectuées dans les deux réseaux dans le but de tarer deux échelles limnimétriques qui y ont été posées. Le tarage est incomplet (3 points) car nous avons dû arrêter faute d'avoir réussi à intéresser les collectivités locales à notre étude.

Cependant ceci nous donne quand même une bonne estimation des débits, la hauteur d'eau sur les règles a été relevée au moins tous les "week-ends" du 18.03.1973 au 20.06.1973. Le scialet de l'Appel ayant été déséquipé par les spéléologues vers cette date les relevés sont interrompus.

Nous donnons ici un tableau de ces résultats :

DATE	RESEAU D'URLE				RESEAU DE MONTUE			
	Q min	Q max	θ	pH	Q min	Q max	θ	pH
11.12.72			5,4°C	5			5,5°C	
13.01.73				5				6
18.03.73	8 l/s	11,6 l/s			6,9 l/s			
25.03.73		76 l/s						
31.03.73	62 l/s	72 l/s						
07.04.73	76 l/s	132 l/s			62 l/s			
08.04.73		102 l/s			46 l/s			
13.04.73		36 l/s						
14.04.73		44 l/s						
15.04.73		28 l/s						
20.04.73		44 l/s						
23.04.73		32 l/s						
25.04.73		78 l/s						
29.04.73		300 l/s ?						
30.04.73					140 l/s			
06.05.73	200 l/s	250 l/s			114 l/s			
16.06.73		54 l/s			37 l/s			
20.06.73		54 l/s						

Fig. 5 : COURBE DES DEBITS DANS LA GROTTE DU BRUDOUR (Printemps 1973).



Au scialet de l'Appel les premières mesures ont en général été faites entre 12 et 14 heures. Les secondes quand elles existent beaucoup plus tard entre 17 et 21 heures.

Dans le réseau de Montué : les mesures ont eu lieu entre 13 et 20 heures.

Nous avons tracé une courbe des débits en fonction du temps pour la période des mesures à partir de débits pris en gros à la même heure, ceci à cause de la fonte des neiges qui donnait une variation journalière considérable (76 l/s à 12 heures, 132 l/s à 21 heures 30 le 7.04 dans le réseau d'Urle).

Cette variation journalière élevée montre l'importance des drains qui permettent le passage très rapide de l'onde de crue et la proximité de la zone d'alimentation : le maximum de crue arrivant vers 21 heures. Ceci s'explique très bien. Cette zone se trouve en grande partie au dessus même du réseau.

ANNEXE

Exemples de morphologie des galeries

Ces sections ont été établies à partir des photographies présentées au Colloque (voir figures annexes pages suivantes).

1) Méandre du scialet de l'Appel. Ce méandre s'est creusé à partir d'un joint de stratification visible en haut du croquis. Un remplissage argileux recouvre le plancher.

2) Galerie sur fracture N 35° ayant un pendage de 70° vers l'Ouest. La circulation y est actuellement aérienne, mais l'eau n'a pas encore eu le temps de surcreuser cette forme typiquement noyée.

3) La même galerie sur faille est obstruée par une trémie qui a obligé l'eau à passer en profondeur par un "siphon" de 7 m de long.

4) A la sortie aval de ce "siphon" la galerie est toujours creusée à partir de la même faille. La voûte est arrondie, les parois présentent des coups de gouge, il n'y a pas de sédiments car les vitesses de circulation sont toujours grandes.

5) "Siphon" aval de cette même galerie. On voit encore la faille directrice, mais le rôle prépondérant revient à un joint de stratification

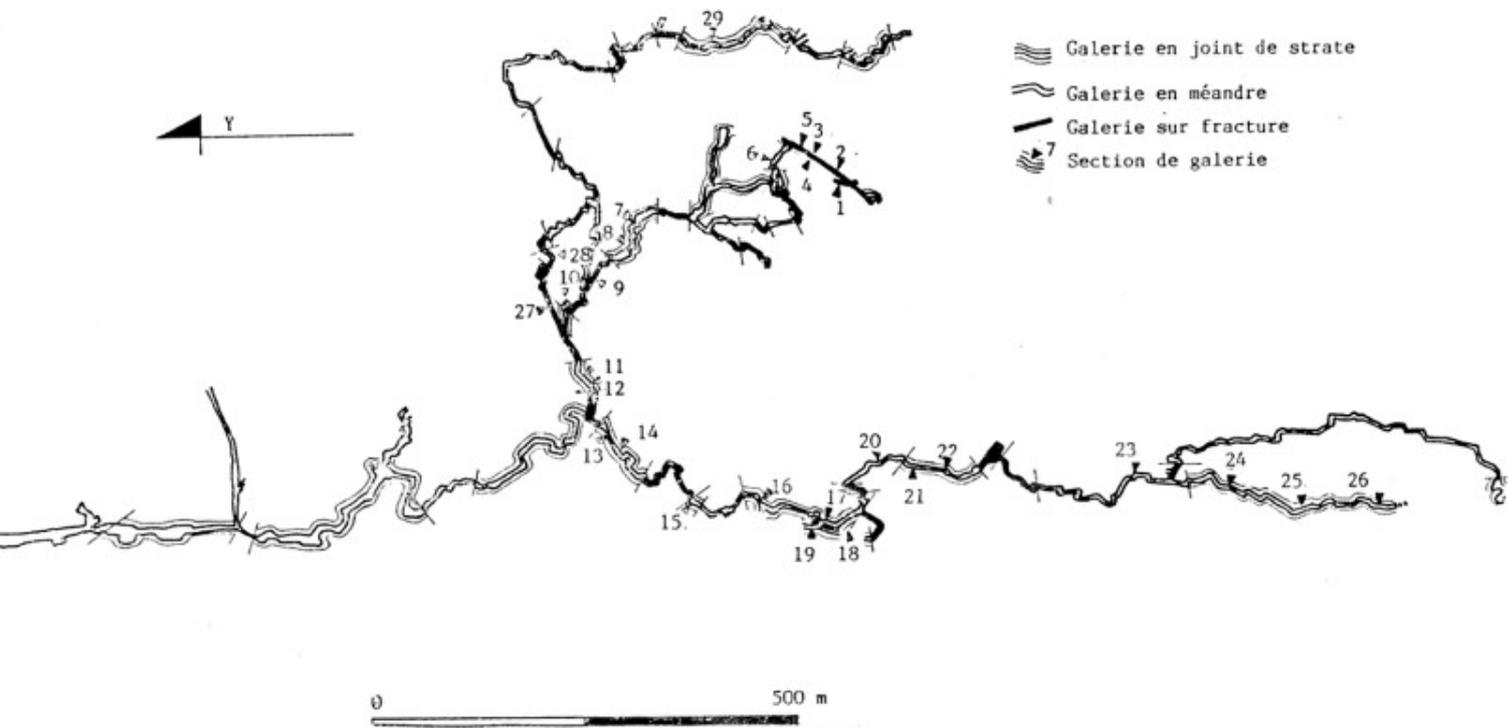
6) Dans le réseau fossile qui permet d'éviter ce siphon. La galerie a été creusée sur un joint de stratification en écoulement noyé. L'écoulement devenu libre a surcreusé le plancher de la galerie.

7) En aval de la cascade Katia où l'on retrouve le cours actif, la galerie en écoulement libre est creusée selon un joint de stratification. Il y a décompression et effondrement en dalles de la voûte.

8) Dans le même secteur, petit conduit creusé par un écoulement noyé rapide à partir d'une fracture.

9) Méandre : galerie creusée en écoulement libre à partir d'une discontinuité qui maintenant se trouve très loin au dessus de l'eau.

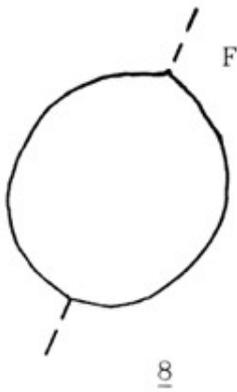
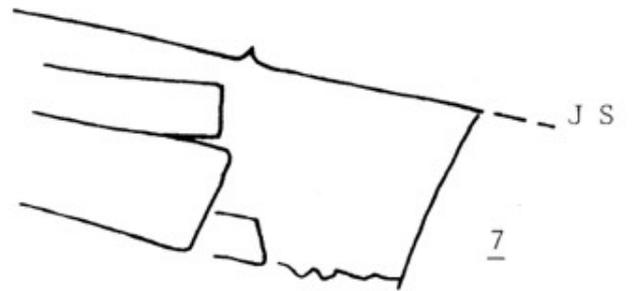
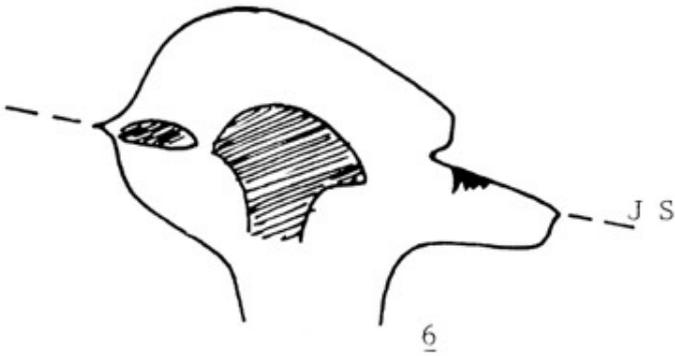
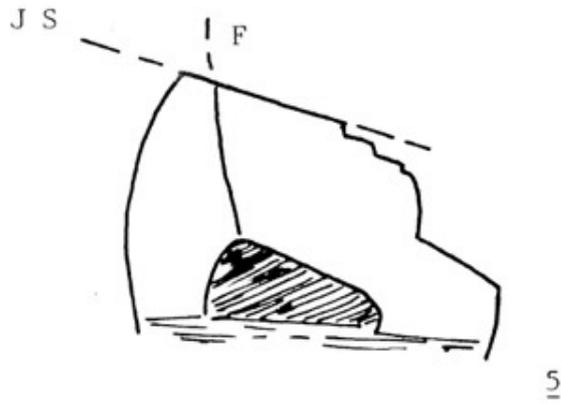
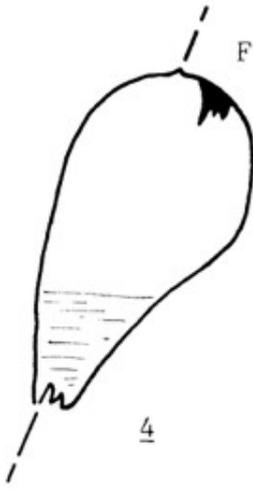
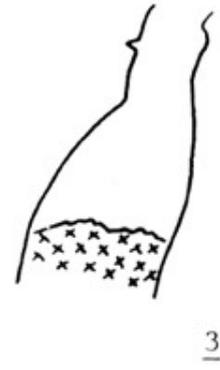
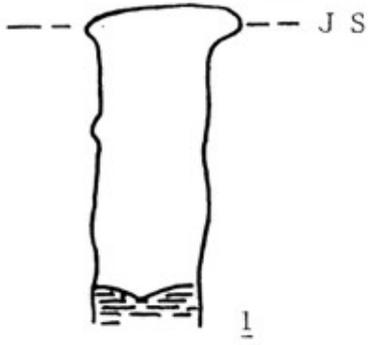
10) Section d'une galerie probablement creusée en écoulement noyé lent. Présence d'un remplissage actuellement en partie déblayé. La dissolution sur l'érosion car les parties de la roche moins solubles restent en relief.



Figures annexes
Morphologie des galeries
Emplacement des sections de galeries

FIGURES ANNEXES

Sections de galeries



11) Galerie creusée en écoulement noyé à partir d'un joint de stratification, actuellement surcreusée par un écoulement libre.

12) Galerie creusée à la fois sur un joint de stratification et à partir d'une fracture, remplissage argileux.

13) Galerie à histoire complexe. Creusée à la fois à partir d'un joint de stratification et d'une fracture. Les remplissages sont intéressants, nous noterons une première phase de remplissage en écoulement probablement noyé, assèchement de la galerie et concrétionnement (la banquette de gauche en est le témoin). Ceci correspond au creusement d'un conduit inférieur encore actuellement noyé. Une nouvelle phase active érode ce remplissage et en constitue un autre à un niveau inférieur. Un nouveau concrétionnement le fossilise à son tour, tandis qu'une faible ruissellement surcreuse ce dernier remplissage (à droite). Actuellement la galerie est à sec.

14) Galerie creusée en écoulement noyé à partir de plusieurs joints de stratification rapprochés. Les parois fortement déchiquetées montrent que la dissolution l'emporte sur l'érosion.

15) Galerie actuellement semi-noyée, creusée en régime noyé à partir d'un joint de stratification.

16) Idem.

17) Idem.

18) Galerie creusée à partir d'un joint de stratification en écoulement noyé lent. Le colmatage presque complet par des sédiments argileux et sableux a été légèrement surcreusé par un écoulement libre de faible importance.

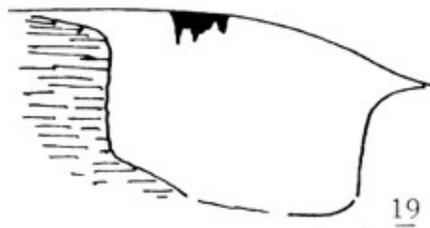
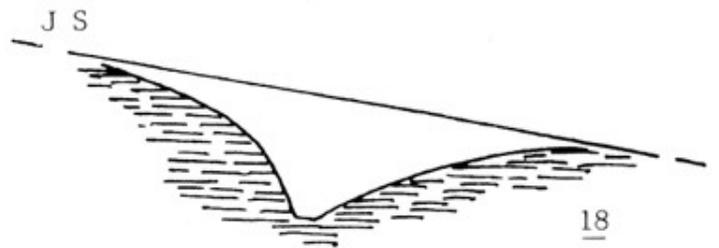
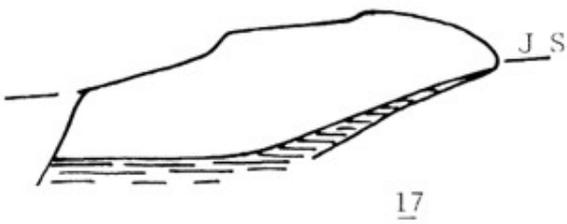
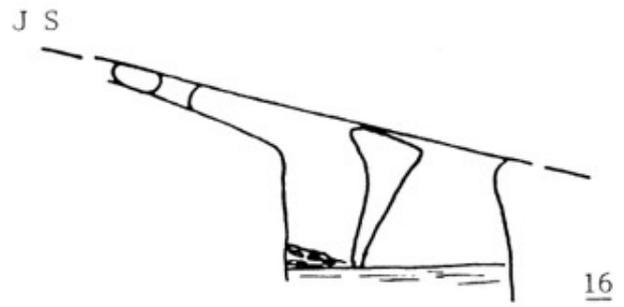
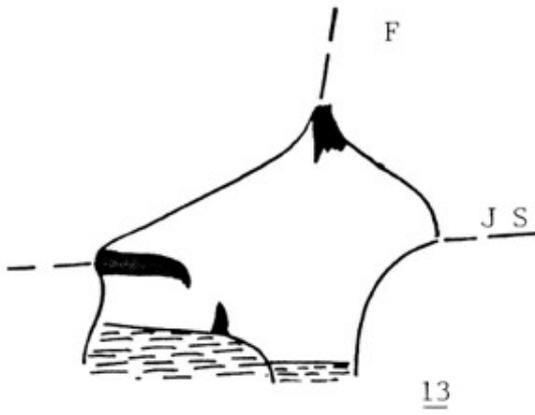
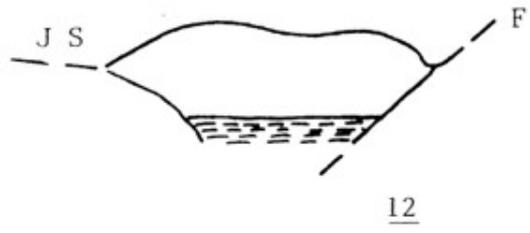
19) Idem.

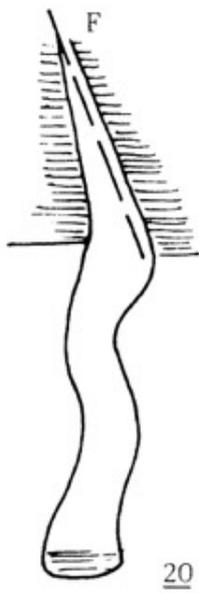
20) Méandre creusé à partir d'une fracture oblique.

21-22) Méandre : une différence de lithologie est à l'origine d'une différence de morphologie des parois. Les parois de roche tendre (strate sombre) sont plus régulières que celles de roche dure (strate claire).

23) Méandre.

24) Galerie creusée sur deux joints de stratification en écoulement noyé. Le banc situé entre les deux joints a été creusé selon des petites fractures qui n'affectent que lui seul.

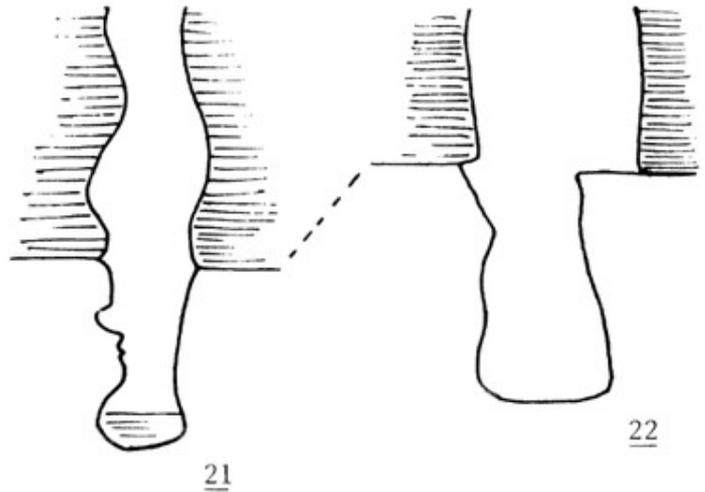




Strate sombre

Strate claire

20

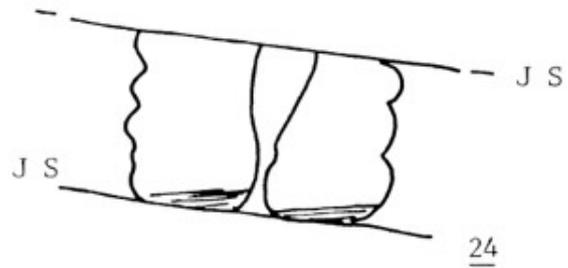


21

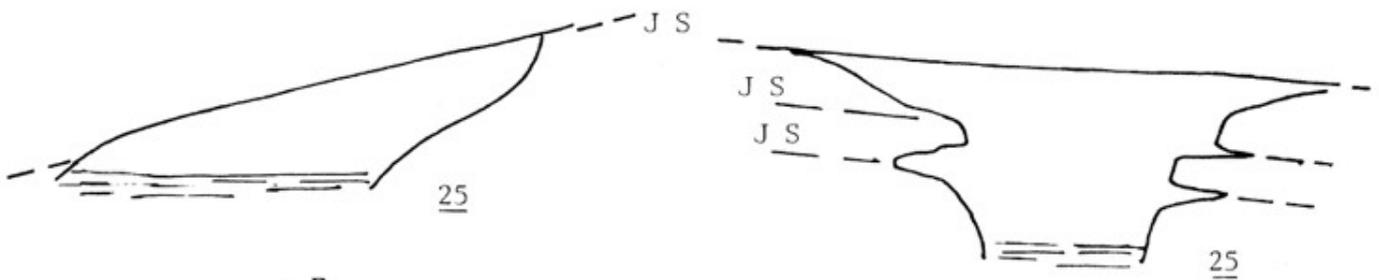
22



23



24

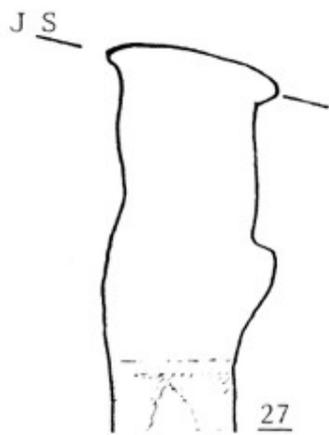


25

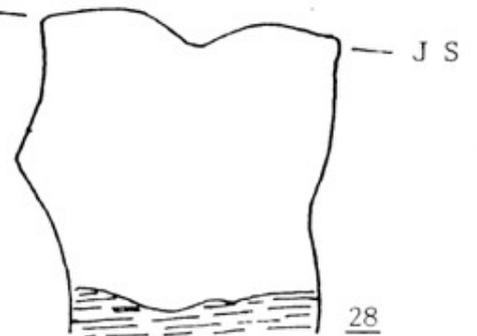
25



26



27



28

- 25) Galerie creusée sur joint de stratification en régime noyé.
- 26) Galerie creusée à partir de plusieurs joints de stratification en écoulement libre.
- 27) Galerie creusée à partir d'une fracture. Présence d'un "trottoir" de concrétions tendres se développant au ras de l'eau (mond-milch).
- 28) Même concrétionnement dans une galerie en méandre. Ici le "trottoir" est devenu plancher.
- 29) Galerie fossile creusée à partir d'un joint de stratification, remplissage argileux abondant.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1 - ARNAUD (H.), 1968, "Quelques précisions sur l'hydrogéologie du Vercors Méridional", 1er colloque sur l'hydrogéologie karstique du Vercors.
- 2 - CORBEL (J.), 1956, "Le karst du Vercors", rev. géogr. de Lyon, Vol XXXI p. 220-241.
- 3 - LEQUATRE (C.), 1969, Hydrologie karstique du Vercors, T.E.R - I.G.A.
- 4 - MARTEL (E.A.), 1896, "Les abîmes du Dauphiné", Ann. de la société des touristes du Dauphiné, n° 22 p. 133-178.
- 5 - MARTEL (E.A.), 1900, "Cavernes de la Grande Chartreuse et du Vercors", Bull. de la société de géogr. p. 51-56.
- 6 - MARTEL (E.A.), 1903, "Sur l'emploi de la fluorescéine en hydrogéologie", Bull. soc. Belge de géologie, T XVII p. 342-414.
- 7 - MARTEL (E.A.), 1930, La France ignorée, (SE de la France), p. 149-178.
- 8 - SARROT REYNAULD (J.), 1964, Note inédite sur une étude hydrogéologique de la région de Font d'Urle et de la résurgence du Brudour.

Intervention de C. BAYLE

L'identification du creusement des galeries sur joints de stratification ou sur failles n'est-elle pas marquée par les concrétions ou les dépôts argileux ?

Réponse : non, car le réseau est actif et les marques sont rares.

* * * *

C H A R T R E U S E

HYDROGÉOLOGIE DU PLATEAU DES PETITES ROCHES MASSIF DE LA CHARTREUSE - ISERE

J.C. FOURNEAUX (*)

RESUME

Le plateau des Petites Roches forme un véritable balcon accroché au rebord oriental du massif de la Chartreuse, au-dessus de la vallée du Grésivaudan. Cette plate-forme entaillée dans les formations marneuses et marno-calcaires du Valanginien, pour la plus grande partie, est recouverte d'une épaisse couverture quaternaire qui masque la morphologie du substratum.

L'hydrogéologie, dans ce contexte de roches imperméables (marnes valanginiennes) est liée à une morphologie fossile, où le Quaternaire qui le masque, joue en même temps le rôle de réservoir et alimente de nombreuses petites sources. Mais les grands accidents tectoniques qui affectent le synclinal de la Dent-de-Crolles, jouent aussi le rôle d'un drain. Si l'influence de ces failles est beaucoup moins importante ici, leur tracé sous la falaise urgonienne le plus souvent masqué par les éboulis, n'en est pas moins jalonné de sources pérennes mais de faible débit.

D'une manière générale, trois types de sources peuvent être mis en évidence. Les sources liées à la fracturation et aux failles ont toujours un débit relativement faible. Les sources liées au Quaternaire se retrouvent à chaque point bas des sillons fossiles. Enfin le troisième type correspond aux sources liées à la fois aux dépôts quaternaires et à la fissuration des assises du Bériasien en particulier. Ces sources sont de loin les plus importantes du plateau mais se trouvent le plus souvent en contrebas des zones habitées avec tous les inconvénients que cela représente.

Les apports en provenance du synclinal urgonien sont négligeables si l'on excepte la source du Cernon qui coule à la limite nord du plateau. De même les pertes au travers de la barre tithonique semblent inexistantes.

Ce sujet, ainsi que le suivant, ont été développés ultérieurement par J.P. BOZONNAT dans sa thèse de 3ème cycle, soutenue en 1980 à l'Institut Dolomieu, Grenoble, s'intitulant : "Infiltrations et circulations des eaux souterraines dans les calcaires fissurés : Hydrogéologie et bilan hydraulique du secteur septentrional de la Chartreuse".

(*) Assistant à l'U.E.R. des Sciences de la Terre - Equipe d'hydrogéologie - Institut Dolomieu.

**SCHEMA HYDROGEOLOGIQUE DU SYNCLINAL
DENT-DE-CROLLES - GRANIER
MASSIF DE LA CHARTREUSE - ISERE**

J. C. FOURNEAUX ()*

RESUME

L'ensemble Dent-de-Crolles - Granier offre un exemple remarquable de système hydrogéologique karstique. Ce synclinal de calcaires urgoniens, avec une couverture réduite (Albien et Sénonien d'une part, Quaternaire d'autre part), est parfaitement isolé du reste du massif de la Chartreuse. Il est possible d'en faire le tour en suivant la base de la série urgonienne.

Ce synclinal perché, long de 20 km, est affecté de plusieurs grandes failles de décrochement, obliques par rapport à l'axe du pli. Ces cassures déterminent des blocs indépendants les uns des autres. A chacun de ces blocs correspond un système karstique principal aboutissant à une résurgence qui draine pratiquement l'ensemble de la superficie du bloc.

L'absence presque totale de couverture quaternaire permet de nombreuses observations de surface. Les nombreux réseaux pénétrables offrent la possibilité de compléter ces observations. L'existence d'une puissante série imperméable à la base de l'Urgonien élimine pratiquement les pertes et toute l'eau tombée sur le synclinal ressort à la périphérie;

On constate la concordance de certaines circulations avec les axes des plis alors que d'autres correspondent aux failles principales sans qu'il soit possible de toujours déterminer si la faille joue le rôle de drain ou d'écran.

Les observations spéléologiques doivent permettre de préciser laquelle de ces hypothèses est la bonne. Le but de ce travail est de provoquer la confrontation entre les observations spéléologiques et les données de la tectonique telles qu'on peut les voir sur le terrain.

* * * *

(*) Assistant à l'U.E.R. des Sciences de la Terre - Equipe d'hydrogéologie - Institut Dolomieu.

BILAN DES EXPLORATIONS A LA DENT DE CROLLES

Roger LAURENT

NDLR

Selon les vœux de l'auteur, nous n'avons pas jugé utile de reproduire ce bilan, actuellement dépassé.

Celui-ci peut cependant être facilement reconstitué à partir des publications récentes (DROUIN et LISMONDE 1985 : CHARTREUSE SOUTERRAINE).

* * * *

HYDROGEOLOGIE DU MASSIF DU GRAND SOM

Bruno TALOUR

Le sujet de cet article est tiré de la thèse de 3ème cycle de l'auteur, Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som, publiée en 1976 à l'Institut Dolomieu Grenoble.

Un résumé du même titre peut être consulté dans les Annales scientifiques de l'Université de Besançon, "2ème colloque d'hydrologie en pays calcaire", f. 25, 3ème série, p. 405-409.

* * * *

**LE RESEAU DU VALLON DES EPARRRES
(MASSIF DU GRAND SOM, CHARTREUSE, ISERE)**

Alain GRESSE, Marcel MEYSSONNIER, Jean Pierre SARTI

SITUATION GENERALE

Le Grand Som (altitude 2026 m) est un des sommets les plus élevés du Massif de la Grande Chartreuse. Il voit ses prolongements au Nord par la Dent de l'Ours (1820 m) qui descend progressivement à 1320 m au Cernay, pour finir dans la vallée du Guiers Vif. Au Sud il se prolonge par la Suiffière (1798 m) puis descend à la Roche de May, Roche Cla, Combechaude et finit dans la vallée du Guiers Mort.

Le massif proprement dit est donc limité au Nord par la vallée du Guiers Vif, et au Sud par celle du Guiers Mort. A l'Est, il descend en pente douce jusqu'aux vallées de l'Ivernon, tributaire de l'Herbétan qui est dans son prolongement ; à l'Ouest, il est limité par l'anticlinal du Berluchon - les Guillets.

La zone nous intéressant est comprise entre l'anticlinal du Berluchon - les Guillets, formant la chaîne Roches Rousses, Rocher des Eparres, Pas Dinay à l'Ouest, et l'anticlinal des Aures-Véran, formant la chaîne Grand Som, Dent de l'Ours à l'Est.

Entre ces deux anticlinaux se trouve comprimé le synclinal du Grand Som qui s'étend du Col de Bovinant (altitude 1646 m) jusqu'au hameau "Le Château" (altitude 920 m).

Le réseau du vallon des Eparres se situe sur le flanc Est de l'anticlinal du Berluchon - les Guillets. Cette zone constituée de calcaire à faciès urgonien comporte un affleurement de Bédoulien à orbitolines ainsi qu'un reste de Sénonien vers le Col de Bovinant. Cette masse rocheuse d'une puissance de 350 m environ repose sur la couche imperméable de l'hauterivien formant la base du réseau actif.

La partie occidentale du vallon des Eparres (se situant entre 1350 et 1650 m d'altitude) est constituée par un lapiaz boisé en majeure partie. L'accès le plus commode se fait par Saint Pierre d'Entremont et le Hameau du Château. L'ensemble des cavités constituant le réseau s'ouvre à une centaine de mètres à l'Ouest du sentier balisé permettant d'accéder au Grand Som par le Col de Bovinant.

Le tableau ci-dessous donne une liste des cavités répertoriées à ce jour par le S.C. Villeurbanne dans cette zone (approximativement du Nord au Sud).

LISTE DES CAVITES CONSTITUANT LE RESEAU DU VALLON DES EPARRES

(Saint Pierre d'Entremont, Isère)
(Pointage effectué à la peinture rouge)

N°	Appelation	Profon°	Dévelop°	Coordonnées
57	Gouffre	-10	25 m	872,515 x 349,855 x 1475 m
38a	Grotte du MOND-MILCH	+ 5	20 m	872,63 x 349,835 x 1370 m
b		+10	8 m	872,63 x 349,84 x 1375 m
37	Gouffre	-10	12 m	872,675 x 349,84 x 1345 m
52	Gouffre	-20	30 m	872,595 x 349,805 x 1400 m
51	Gouffre	- 8		872,655 x 349,715 x 1390 m
36	Puits du TRONC	-17		872,655 x 349,67 x 1385 m
45	Trou BABASSE	-15		872,42 x 349,64 x 1480 m
47a	Trou LISSE A COMBONE	-300	3300 m	872,54 x 349,67 x 1415 m
b				872,515 x 349,66 x 1435 m
c				872,48 x 349,59 x 1487 m
4	Trou de la FUMEE	-10	10 m	872,66 x 349,59 x 1410 m
35	Trou YARD	-35	80 m	872,63 x 349,595 x 1425 m
49	Gouffre	-11		872,39 x 349,565 x 1565 m
46	Grottes		20 m	872,66 x 349,56 x 1420 m
34	Gouffre	-10	15 m	872,59 x 349,535 x 1505 m
33	Gouffre	-17	40 m	872,565 x 349,51 x 1515 m
48	Trou du CULTE	-70		872,415 x 349,41 x 1575 m
39	Gouffre	-37		872,445 x 349,41 x 1560 m
32a	Gouffre	-30		872,47 x 349,405 x 1550 m
b		-12		872,455 x 349,40 x 1555 m
29	Gouffre			872,585 x 349,435 x 1510 m
40	Gouffre	- 5		872,43 x 349,38 x 1580 m
28	Trou VREBOITE	-26	30 m	872,565 x 349,325 x 1535 m
27	Grotte	-19		872,655 x 349,335 x 1490 m
26	Gouffre	- 9	12 m	872,645 x 349,265 x 1505 m
25	Trou PINAMBOUR (avant jonction avec 61)	-138	1650 m	872,625 x 349,25 x 1520 m
61a	Gouffre à MAULE	-130	603 m	872,55 x 349,19 x 1550 m
b				872,54 x 349,19 x 1554 m
c				872,54 x 349,20 x 1558 m
d				872,54 x 349,20 x 1557 m
31	Gouffre "Le Métro"	-12	20 m	872,595 x 349,175 x 1535 m
30a	Puits de la FAILLE	-35		872,465 x 349,165 x 1565 m
b				872,475 x 349,165 x 1565 m
41	Grotte		10 m	872,595 x 349,145 x 1520 m
42a	Gouffre (FLT 314)	-35	52 m	872,55 x 349,125 x 1525 m
b				872,55 x 349,115 x 1535 m
43a	Gouffres	- 8		872,475 x 349,115 x 1565 m
b	Gouffre	- 8		872,47 x 349,12 x 1565 m
c	Gouffre	-28		872,47 x 349,12 x 1565 m

L'explication de la formation du réseau karstique des Eparres peut être fournie en partie par l'étude des circulations d'eau actuelles et passées (on peut connaître ces dernières de manière indirecte, par l'études des profils de galeries entre autre). Quatre cavités présentent actuellement un développement suffisant pour donner les premiers indices de formation:

- Puits Francis (-688 m, 1800 m de développement, exploré par le S.C. de la Seine et le S.G. Fontaine - La Tronche).
- Trou Lisse à Combone (-300 m, 430 m de développement, exploré par le S.C. Villeurbanne).
- Trou Pinambour et Gouffre à Maule (-176 m, 2250 m de développement, exploré par le S.C. Villeurbanne).

Nous avons travaillé uniquement sur le Trou Lisse à Combone et le système Trou Pinambour - Gouffre à Maule ; nous ne décrivons pas le Puits Francis puisqu'une étude sur cette cavité a été publiée (Spélunca bull. 1969, I, 1972, I).

Une description détaillée pouvant être fastidieuse, nous nous bornerons à étudier les principales formes de conduits et circulations ainsi que les points communs entre ces deux cavités.

On distingue dans l'ensemble du système :

- Des galeries de type syngénétique, orientées grossièrement E-W, où s'effectuent les circulations d'eau actuelles.
- Des galeries de type paragénétiques, orientées dans l'ensemble N-S, sèches pour la plupart. Quelques unes sont parcourues par un ruisseau mais sur peu de distance (arrivée d'eau par un galerie E-W, l'eau empruntant presque aussitôt une autre galerie de même type). Nous aurions affaire à une capture des circulations E-W par des conduits N-S.

Il est à noter également que les anastomoses sont fréquentes dans le Trou Lisse à Combone ; elles se traduisent par une morphologie en "vitre brisée" entre deux réseaux comportant chacun - la plupart du temps - une entrée de surface.

Les circulations actuelles sont toutes temporaires à l'exception d'une (débit de l'ordre du litre/minute), et ne se manifestent que lors d'orage ou à la fonte des neiges (débits estimés à 10 l/s).

Nous avons pu toutefois remarquer des différences entre les deux cavités que nous avons explorées.

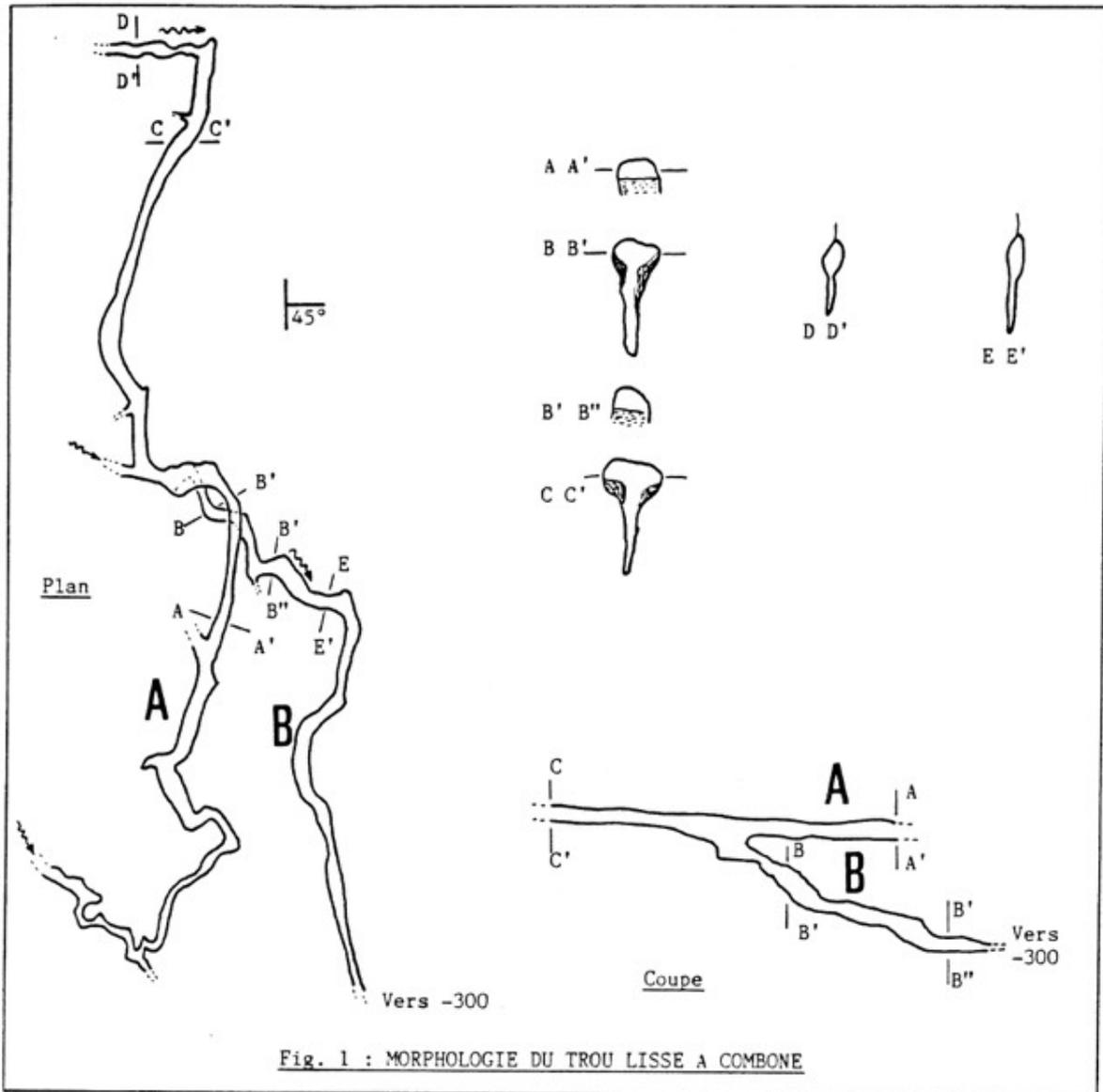


Fig. 1 : MORPHOLOGIE DU TROU LISSE A COMBONE

Trou Lisse à Combone

Nous avons un enfouissement des eaux souterraines anciennes qui ne se retrouve pas dans le Trou Pinambour.

Les eaux ont d'abord emprunté la galerie A (conduite forcée), puis la galerie B (toujours en conduite forcée, suivie par un écoulement libre mis en évidence en amont de l'embranchement (fig. 1).

Ceci indiquerait l'existence d'une première circulation en direction du Sud.

Trou Pinambour

Toutes les circulations E-W (soit trois) s'arrêtent sur siphon à un niveau sensiblement identique (environ -160 m par rapport à l'entrée du Gouffre à Maule). Un niveau imperméable se situerait entre le système Gouffre à Maule - Trou Pinambour et celui du Trou Lisse à Combone.

La seule circulation ne s'arrêtant pas sur un siphon disparaît entre les blocs d'un éboulis situé dans une vaste salle (d'importants talus marneux semblent indiquer la traversée d'une couche marneuse).

EN RESUME

Deux temps de karstification à deux niveaux :

- 1er temps : circulation peu rapide vers le Sud (galeries paragéométriques, soit une faible pente ; karst de plateau ?) vraisemblablement dans les deux étages, avec enfouissement progressif du réseau inférieur.

- 2ème temps : circulation rapide vers l'Est, donc perpendiculairement aux plis (forte pente, galerie syngénétique ; karst de montage).

Ce changement d'orientation peut-il s'expliquer par la variation du pendage au cours du plissement (une karstification ayant eu lieu avant plissement, une autre pendant et après le plissement ?). Des corrélations seraient nécessaires avec d'autres massifs pour voir si de tels phénomènes existent ailleurs.

Si cette hypothèse s'avérait exacte, il est peu probable que la résurgence de Noirfond soit l'exutoire du système ancien de circulation. En ce qui concerne le système le plus récent, n'étant orienté que vers l'Est (aucune galerie ne semblant se diriger vers le Nord ou le Nord-Est), et compte tenu du pendage, il semble difficile de croire à un collecteur. Il existerait plutôt une circulation libre jusqu'à la "zone noyée" qui alimenterait ensuite les résurgences.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- MARBACH (G) et DOBRILLA (JC), 1969, "Le Puits Francis (Isère)"
Spelunca bull. n° I, p 30-34
- MEYSSONNIER (G), 1966, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (présentation)", SCV Activités n° 4, p 21-23
- MEYSSONNIER (G et M), 1967, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (1ère partie)", SCV Activités n° 6, p 19-30
- MEYSSONNIER (G et M), 1968, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (2ème partie)", SCV Activités n° 10, p 29-44
- MEYSSONNIER (G et M) SARTI (JP), 1969, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (3ème partie)", SCV Activités n° 15, p 39-86
- DESPORTES (B) GRESSE (A) MEYSSONNIER (M) SARTI (JP), 1972, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (4ème partie)", SCV Activités n° 25, p 17-28
- GRESSE (A) MEYSSONNIER (M) SARTI (JP), 1972, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (5ème partie)", SCV Activités n° 28, p 31-50
- RENAULT (Ph), 1972, "Mécanique des Roches et Spéléogenèse", Spelunca bull., n° I, p 6-7
- GRESSE (A) MEYSSONNIER (M) SARTI (JP), 1973, "Contribution à l'étude spéléologique du Massif du Grand Som (6ème partie)", SCV Activités n° 29, p 19-28

* * * *

NOTE SUR L'HYDROGEOLOGIE DE L'AVANT-PAYS DE CHARTREUSE

Max MICHEL (*)

RESUME

L'étude de "l'Avant-Pays de Chartreuse" a pour but de définir les conditions hydrogéologiques de cette zone du piedmont occidental de la Chartreuse.

Les différentes investigations à ce jour réalisées, permettent de diviser ce secteur en trois parties :

- Au Nord, la vallée du Guiers Vif comprise entre Saint-Christophe-sur-Guiers, Entre-Deux-Guiers et le hameau d'Aigue Noire ;
- au centre, la vallée du Guiers Mort entre les Grenats (lieu-dit) et Saint-Laurent-du-Pont, ainsi que la vallée de l'Herretang ;
- au Sud, la vallée de Saint-Aupre/Coublevie. Cette dernière partie étant séparée des précédentes par le chaînon du Ratz et son prolongement septentrional.

La structure géologique constitue un élément favorable au stockage de l'eau puisque nous sommes en présence de synclinaux urgoniens comblés par des formations soit tertiaires (molasse ou conglomérat miocène), soit quaternaires (glaciaire et fluvio-glaciaire).

Les prospections géophysiques confirmées par des sondages mécaniques montrent que le bassin du Guiers Vif relativement profond (90 - 100 m) est séparé de celui du Guiers Mort par un énorme bouchon d'argile. Le bassin du Guiers Mort également très profond (115 m à Saint-Laurent-du-Pont) peut difficilement admettre comme exutoire souterrain le bassin du Guiers Vif d'où l'extension des prospections au-delà de la vallée de Saint-Joseph/Entre-Deux-Guiers.

La géophysique a mis en évidence un canon extrêmement profond (150-200 m) faisant suite aux gorges de Crossey et constituant un exutoire vers la vallée de l'Isère, d'où l'hypothèse d'un cours ancien du Guiers vers le Sud et non vers le Rhône au Nord.

(*) Hydrogéologue D.D.A. Isère.

Venant corroborer quelque peu ces hypothèses, l'étude des bilans hydrologiques montre un net déficit du bassin versant du Guiers Mort par rapport au Guiers Vif, d'où l'idée de "fuites" non vers l'aval géographique (présence du bouchon d'argile) mais vers Crossey et le réseau karstique du Ratz.

Deux forages profonds (150 et 200 m) devraient permettre de confirmer les hypothèses avancées et définir de nouvelles zones de captage proches des secteurs en pleine expansion du "quadrilatère voironnais".

* * * *

CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES ET BACTERIOLOGIQUES DES EAUX D'ALIMENTATION CAPTEES DANS LE MASSIF DE LA CHARTREUSE

F.A. CHOUTEAU, D. HERVIEU, R. MAGNIN () avec la collaboration technique de Melles M.C. PERNICE et M. ROUDIL*

Notre laboratoire (*) effectue les analyses de surveillance des eaux d'alimentation captées et distribuées dans tout le département de l'Isère. Chaque réseau de distribution est contrôlé par trois analyses bactériologiques et deux analyses chimiques par an.

Nous effectuons également des analyses plus complètes en vue de projets de captages ou plus fréquentes pour des études particulières.

L'ensemble de ces résultats d'analyses nous ont permis de définir les caractéristiques physico-chimiques et bactériologiques des eaux captées et distribuées dans le massif de la Chartreuse et de les comparer à celles captées dans le Massif du Vercors dont nous avons défini les caractéristiques lors du précédent colloque de Novembre 1968 [1].

Notre étude porte sur l'examen de 1 050 analyses effectuées depuis 1953, concernant 36 réseaux de distribution publique.

1 - CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

Nous avons étudié les résultats analytiques en les rangeant par classes d'eaux présentant des caractéristiques communes et en les comptant par rapport à l'ensemble des analyses (tableau 1).

Nous avons adopté la même classification que celle qui nous avait permis d'étudier les eaux du Vercors ; la comparaison des eaux des deux massifs est ainsi facilitée.

A) Un premier examen confirme la définition que nous avons donnée des eaux caractéristiques des pays karstiques de nos régions :

Ce sont des eaux à la minéralisation moyenne : 60 % d'entre elles ont une résistivité comprise entre 2500 et 3500 ohms x cm à 20°C.

Elles sont essentiellement calcaires. 74 % d'entre elles ont un titre alcalimétrique complet (T.A.C.) compris entre 15 et 25°. Elles sont généralement pauvres en sulfates, dépourvues de chlorures, nitrates, phosphates ou autres anions.

(*) Laboratoire d'Etude et de Surveillance des Eaux, Faculté de Médecine, 38700 LA TRONCHE

TABLEAU 1

TABLEAU COMPARATIF DES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX DES MASSIFS DE LA CHARTREUSE ET DU VERCORS DISTRIBUEES DANS LE DEPARTEMENT DE L'ISERE

RESISTIVITES en ohms x cm à 20°C

	R < 2500	2500 < R < 3000	3000 < R < 3500	R > 3500
Chartreuse	6 %	34 %	26 %	34 %
Vercors	14 %	34 %	42 %	14 %

TITRE ALCALIMETRIQUE COMPLET en degrés hydrotimétriques français (T.A.C.)

	TAC < 15	15 < TAC < 20	20 < TAC < 25	TAC > 25
Chartreuse	20 %	48 %	26 %	6 %
Vercors	10 %	58 %	26 %	6 %

CHLORURES en mg/l de Cl

	Cl < 5	5 < Cl < 10	Cl > 10
Chartreuse	80 %	17 %	3 %
Vercors	81 %	11 %	8 %

SULFATES en mg/l de S04⁻⁻

	S04 < 5	5 < S04 < 10	10 < S04 < 20	S04 > 20
Chartreuse	55 %	28 %	12 %	5 %
Vercors	68 %	14 %	7 %	10 %

B) Cependant les deux massifs karstiques présentent quelques différences (voir tableau 1) :

1) Certaines eaux du massif de la Chartreuse ont une minéralisation totale faible ou très faible : 34 % d'entre elles ont une résistivité supérieure à 3500 ohms x cm, 17 % ont même une résistivité supérieure à 4000 ohms x cm. La minéralisation des eaux en pays calcaire dépendant essentiellement de la mise en solution des bicarbonates de calcium, leur T.A.C. est souvent inférieure à 15°.

2) Dans le massif de la Chartreuse, les eaux présentent plus souvent des sulfates que dans le Vercors, à des taux non négligeables pour un pays karstique. Ce sont évidemment des taux très faibles par rapport à ceux que l'on peut rencontrer dans les régions gypseuses (**), mais 40 % des eaux présentent des taux compris entre 5 et 20 mg/l pour 21 % seulement dans le massif du Vercors. On peut noter également que le rapport magnésium/calcium (Mg^{2+}/Ca^{2+}) qui est très faible dans le Vercors (1/25 à 1/50) peut atteindre 1/10 dans la Chartreuse.

La composition différente des eaux s'explique par les conditions de mise en solution des sels minéraux dans les deux massifs.

Dans le massif de la Chartreuse les accidents tectoniques sont plus nombreux. L'eau circule facilement au contact des marnes ou traverse des couvertures quaternaires plus ou moins remaniées ce qui favorise la mise en solution d'autres ions que les bicarbonates de calcium.

Il existe donc deux types d'eaux captées :

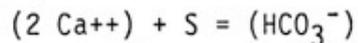
1) Le premier type, caractéristique des eaux des régions karstiques comprend des eaux qui se minéralisent rapidement au contact du carbonate de calcium. Les eaux atteignent rapidement leur "limite supérieure de dureté" définie par R. GIRARD [2] et leur pH de saturation en mettant en solution des bicarbonates de calcium. Ces eaux sont inertes (ou proches de l'inertie) vis à vis du calcaire.

2) Il existe un autre type d'eaux qui se chargent d'ions n'entrant pas dans l'équilibre calco-carbonique (sulfates, magnésium...).

D'après R. GIRARD [2] la limite supérieure que peut atteindre la dureté et l'alcalinité d'une eau naturelle dépend d'un facteur "S", différence ionique entre les cations C^+ et les anions a^- n'intervenant pas dans l'équilibre calco-carbonique.

(**) Rappelons que le taux maximal acceptable dans les eaux d'alimentation en France est de 250 mg/l d'ions sulfates.

Si $S = ct - a$ (exprimé en équivalents/litre), on exprime la neutralité électrique par la relation :



Le facteur S dépend ici essentiellement de la présence des sulfates ou du magnésium. Plus S est grand (en valeur absolue) plus le pouvoir de minéralisation de l'eau est grand. Ces eaux sont donc légèrement agressives et présentent une minéralisation plus élevée.

Pour illustrer ceci nous prendrons comme exemple deux eaux prélevées à Saint Pierre de Chartreuse le 5 Septembre 1973 (tableau 2).

◦ L'eau des sources "Rovol et Guillels" prélevée dans une galerie karstique est peu agressive ; elle est essentiellement calcaire, elle est pauvre en sulfates et le rapport Mg/Ca est faible ; elle est caractéristique des eaux captées en pays karstique.

◦ L'eau captée sur la route du col du Coq est légèrement agressive. Son agressivité a été vérifiée au laboratoire sur le marbre et calculée grâce à la méthode de R. GIRARD [3]. Elle présente un taux de sulfate non négligeable et un rapport Mg/Ca plus important. Sa minéralisation totale est plus élevée (sa résistivité plus faible).

De telles comparaisons ne peuvent s'établir que pour des eaux prélevées simultanément dans des conditions météorologiques identiques, l'agressivité des sources étant variable au cours des saisons comme nous le verrons en étudiant les variations saisonnières.

2 - CARACTERISTIQUES BACTERIOLOGIQUES DES EAUX DU MASSIF DE LA CHARTREUSE

Pour les étudier, nous avons repris la classification adoptée dans l'étude des eaux du Vercors [1] en calculant le pourcentage de contamination par les Escherichia coli observé par rapport au nombre d'analyses effectuées depuis 1953.

D'après le tableau 3, nous pouvons vérifier que les classes les plus représentatives sont celles dont les contaminations sont les plus nombreuses.

Ces contaminations sont intermittentes ; elles apparaissent au cours des périodes plus ou moins longues pendant lesquelles les eaux peuvent être considérées comme naturellement potables.

Dans la Chartreuse comme dans le Vercors, une eau bactériologiquement pure ne l'est que provisoirement. Elle est en quelle sorte en "sursis" de pollution.

TABLEAU 2
COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX DE DEUX SOURCES PRELEVEES A
SAINT PIERRE DE CHARTREUSE

	Résistivités à 20° ohms.cm	D.H.T. en degrés h. français	I.A.C. en degrés h. français	Sulfates en mg/l de SO ₄ ⁼	Calcium en mg/l de Ca ⁺⁺	Magnésium en mg/l de mg ⁺⁺	pH mesuré	pH de saturation	facteur "S" défini par R.BIRARD(2)
Source Rovol et des Guillels	3000	20,7	19,8	2,5	80	1,5	7,24 eau inerte ayant atteint sa limite supérieure de dureté	7,22	0,046
Source du Col du Coq	2770	22,2	19,9	11	66	10,7	7,36 eau légèrement agressive n'ayant pas atteint sa limite sup. de dureté	7,63	1,28

Les pollutions enregistrées sont généralement massives. Elles se traduisent par une augmentation subite et importante du taux des germes totaux par l'apparition de signes de contamination fécale récente (*E. coli*) ou plus ancienne (*streptocoques*, *Clostridium perfringens* etc...).

Dans les pays à circulation karstique les causes de pollution sont multiples et apparemment contradictoires ; il est difficile de les prévoir. La filtration naturelle des eaux par les terrains n'existant pas, la protection contre les pollutions humaines ou animales y est particulièrement difficile ; elle entraîne des études, des aménagements et des travaux plus coûteux et plus importants qu'ailleurs.

TABLEAU 3

CARACTERISTIQUES BACTERIOLOGIQUES DES EAUX DU MASSIF DE LA CHARTREUSE

		Chartreuse	Vercors
Classe 1	Eaux naturellement pures (aucune analyse ne décèle une contamination par <i>E. coli</i>)	0 0 %	2 5 %
Classe 2	Eaux rarement polluées (20 % des analyses décèlent une contamination par <i>E. coli</i>)	7 20 %	11 28 %
Classe 3	Eaux fréquemment polluées (20 à 50 % des analyses décèlent une contamination par <i>E. coli</i>)	15 42 %	17 45 %
Classe 4	Eaux presque toujours polluées (50 à 100 % des analyses décèlent une contamination par <i>E. coli</i>)	14 38 %	8 22 %
	TOTAL	36	38

Une eau partiellement filtrée dans les dépôts morainiques peut ensuite adopter une circulation karstique avant le captage et être ainsi le siège de pollutions intermittentes.

Pour toutes ces eaux, il serait souhaitable de prévoir systématiquement un traitement avant la distribution.

Un exemple encourageant nous est donné par la commune de Miribel les Echelles où le réseau communal présentait de 1953 à avril 1972, une contamination par E. coli dans 29 cas d'analyses sur 54.

Depuis l'installation d'un traitement au chlore en avril 1972, aucune contamination n'a pu être enregistrée sur les 17 analyses mensuelles effectuées.

L'efficacité d'un tel traitement systématique est évident.

3 - VARIATIONS SAISONNIERES DES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES ET BACTERIOLOGIQUES DES EAUX DU MASSIF DE LA CHARTREUSE

En bactériologie comme en chimie il nous est difficile de tirer partie du dossier analytique que nous possédons. En effet nos prélèvements sont faits trois fois par an et à des dates répétitives chaque année pour des raisons d'ordre pratique.

Par contre, des études particulières nous ont donné l'occasion d'étudier ces variations saisonnières. Du mois de mai 1969 au mois de juin 1970, nous avons pu étudier les variations d'une source de St Pierre de Chartreuse, la source de Fontaine Noire (voir tableaux 4 et 5).

Les prélèvements et les mesures de débit ont été faits par Messieurs C. DURAFFOUR et C. GAUTHIER de la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère.

En premier examen les variations de débits semblent être liées principalement à la fonte des neiges du printemps. Les débits les plus élevés sont enregistrés en mai et juin 1969 et 1970, les moins élevés à partir du mois d'août 1969 jusqu'au printemps 1970.

Variations saisonnières chimiques

Il s'agit d'une source caractéristique du karst. Elle est essentiellement calcaire. Sa minéralisation totale est peu élevée : elle fait partie de la classe des eaux ayant un TAC inférieur à 15 degrés français.

Aux variations de débit correspondent des variations dans la minéralisation : en effet on enregistre les minéralisations les plus faibles quand le débit est le plus élevé (ex. le 20.06.69) et inversement les minéralisations les plus élevées quand le débit est le plus faible (ex. le 7.11.69).

TABLEAU 4

VARIATIONS CHIMIQUES SAISONNIERES DE L'EAU DE LA FONTAINE FROIDE A SAINT PIERRE DE CHARTREUSE

Date	Heure	T° eau	Débits l/sec	pH mesuré	pH de saturation	Indice de saturation	Résistivité en ohm.cm à 20°C	DHT degrés hydrotimétriques français	TAC	Ca ⁺⁺ mg/l
9. 5.69		5°4	186	7,35	7,9	0,55	5120	10,4	10,2	37
23. 5.69		5°1	184	7,35	8,0		6160	8,9	8,9	34
5. 6.69	10H30	5°1	168	7,35	7,9		6030	9,6	9,4	34
20. 6.69	16H	5°2	214	7,35	7,8		5360	10,8	10,0	38
4. 7.69	11H	5°3	70	7,35	7,8	0,45	5100	11,0	10,7	38
18. 7.69	16H	5°2	60	7,35	7,85		4850	11,2	10,8	39
1. 8.69	10H	5°2	58	7,3	7,85		4825	10,6	10,2	36
14. 8.69	9H	5°4	24	7,2	7,75		4825	11,2	10,5	42
29. 8.69	12H	5°1	62	7,2	7,7		4960	11,6	11,4	40
10.10.69	11H	5°5	22	7,4	7,7		5200	11,0	10,8	42
7.11.69	10H	5°4	20	7,4	7,7	0,3	4930	11,3	10,8	42
8.12.69	16H	5°2	26	7,3	7,75		5335	11,2	10,6	42
22.12.69	16H	5°4	23	7,5	7,7	0,2	5040	11,6	10,8	40
7. 1.70	16H	5°3	62	7,3	7,7		5360	11,0	11,0	41
22. 1.70	11H	5°5	29	7,3	7,7		5100	11,2	10,9	44
20. 3.70	11H	5°5	23	7,25	7,55		5100	11,2	11,0	42
3. 4.70	11H	5°5	29	7,3	7,70		4825	11,6	11,0	43
19. 6.69		5°	570	7,25	8,0	0,75	6490	8,8	8,8	32

TABLEAU 5

ANALYSES BACTERIOLOGIQUES DES EAUX DE LA FONTAINE NOIRE A SAINT PIERRE DE CHARTREUSE

Date	Heure	T° eau	T° atm.	Débits l/sec	Germs totaux / ml		E.coli	coliformes	St. fécaux
					37°	20°			
							Nombre de germes ds 100ml d'eau		
9. 5.69		5°4	7°1	186	0	8	0	0	0
23. 5.69		5°1	12°	184	1	28	0	0	0
5. 6.69	10H30	5°1		168	3	44	0	0	0
20. 6.69	16H	5°2		214	0	19	0	6	2
4. 7.69	11H	5°3		70	3	18	0	0	0
18. 7.69	16H	5°2		60	0	6	0	3	0
1. 8.69	10H	5°2		58	1300	>10000	1	0	0
14. 8.69	9H	5°4		24	1	14	0	0	0
29. 8.69	12H	5°1		62	240	400	8	21	6
10.10.69	11H	5°5		22	3	8	0	0	0
7.11.69	10H	5°4		20			0	0	228
8.12.69	16H	5°2		26	0	592	0	0	0
22.12.69	16H	5°4		23	0	24	0	0	0
7. 1.70	16H	5°3	-7°	62			0	0	0
22. 1.70	11H	5°5		29			0	0	0
20. 3.70	11H	5°5		23	2	5	0	0	0
3. 4.70	11H	5°5		29	0	22	0	0	0

L'alimentation en eau des massifs karstiques montagneux de nos régions est essentiellement due à la fonte des neiges et à de fortes pluies d'orages. Ces eaux ont des minéralisations très faibles et sont souvent agressives. La mise en solution des bicarbonates de calcium par les eaux qui circulent dans le karst est donc favorisée ; l'eau atteint rapidement son inertie et sa "limite supérieure de dureté".

Cependant quand le débit augmente beaucoup, l'eau n'a plus le temps de solubiliser les bicarbonates donc de s'équilibrer. On vérifie par analyse que l'agressivité des eaux augmente en même temps que les débits.

TABLEAU 6

AGRESSIVITE DES EAUX

Dates	9. 5.69	4. 7.69	7.11.69	22.12.69	19. 6.70
Résistivités	5120	5100	4930	5360	6490
Débits	186	70	20	62	570
Indice de Saturation *	0,55	0,45	0,3	0,5	0,75

* : différence entre le pH de saturation et le pH mesuré ; l'indice de saturation d'une eau inerte est égal à 0.

Mais les facteurs de variations des débits et ceux des variations de la minéralisation peuvent être fort complexes et paraître contradictoires.

Par exemple une source captée dans le karst peut voir son débit augmenter par la mise en "service" d'une source vauclusienne déjà minéralisée et inerte.

B) VARIATIONS SAISONNIERES BACTERIOLOGIQUES

En bactériologie les eaux de Fontaine Noire présentent des signes de contamination fécale pendant les mois d'été (voir tableau 6).

On note la présence d'un nombre élevé de germes banals de quelques *Escherichia coli* accompagnés ou non de *Streptocoques fécaux* (analyses du 1.08.69 et du 29.08.69). Cette pollution d'été correspond à une baisse du débit de l'eau qui concentre le taux des bactéries, à une saison où les sources de pollution sont plus nombreuses :

- c'est l'époque des vacances : les touristes sont nombreux dans les centres de villégiatures, mais aussi en montagne ou dans les galeries du karst,
- c'est l'époque de la transhumance et de l'exploitation agricole.

En hiver, les débits sont encore plus faibles, mais les sources de pollution moins nombreuses. Malgré les sports d'hiver, la densité de la population est plus faible et les activités rurales moins importantes qu'en été ; les faibles températures agissent aussi comme facteur limitant du développement bactérien. Les eaux deviennent pures bactériologiquement en hiver. A une augmentation du débit ne correspond pas forcément une diminution de la pollution (par dilution) car les eaux de pluie, d'orages ou de fonte des neiges en ruisselant, peuvent lessiver les sols contaminés.

4 - CONCLUSIONS

Les eaux captées dans le massif de la Chartreuse présentent de bonnes qualités chimiques. Ce sont des eaux calcaires, mais leur dureté ne dépasse pas les normes admises pour les eaux d'alimentation. Leur minéralisation est moyenne, elles contiennent quelquefois des sulfates ; elles sont dépourvues de nitrates et de chlorures.

Leurs qualités son malheureusement altérées par des pollutions bactériennes "fécales" intermittentes contre lesquelles il est difficile de les protéger. Une épuration bactériologique systématique de ces eaux semble être la solution dans un pays où le tourisme est en expansion.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 - CHOUTEAU A.F., MAGNIN R. 1968, "Caractéristiques chimiques et bactériologiques des eaux du massif du Vercors dans le département de l'Isère"., Travaux du laboratoire de Géologie de la faculté des Sciences de Grenoble, Mémoire n° 8, Grenoble, p. 89-100.
- 2 - GIRARD R. 1973, "Remarques sur la constitution des eaux naturelles", CBEDE, n° 355-356, p. 261-268.
- 3 - GIRARD R. 1967, "Méthode de l'étude d'une eau naturelle à partir de son analyse", L'eau, n° 5-6, p. 199-206, 267-272.

DISCUSSION

Question de M. J. MOLINARI (CENG) :

Connaissez vous le temps de survie des germes dans les galeries souterraines ou les ruisseaux du karst ?

Réponse de Mme CHOUTEAU :

Le temps de survie est très difficile à évaluer, il dépend des conditions de circulation des eaux.

Mais l'eau naturelle n'est pas un milieu particulièrement favorable au développement bactérien c'est à dire à la reproduction des germes. L'absence de matières organiques, les faibles températures sont des facteurs limitants.

Question de M. E. SIWERTZ (Centre de recherches géodynamiques de Thonon):

Quelle est la représentativité des eaux distribuées par rapport aux eaux naturelles du Massif de la Chartreuse ?

Réponse de Mme CHOUTEAU :

Les eaux distribuées pour l'alimentation correspondent le plus souvent à des mélanges de sources captées dans les zones les plus perméables, déterminées par l'hydrogéologue. Elles sont sélectionnées en fonction de leur potabilité. Elles ne sont donc pas toujours strictement représentatives d'une zone géologique. Dans les pays karstiques comme le Vercors et la Chartreuse, elles sont cependant plus représentatives qu'ailleurs. Les eaux souterraines et les eaux de surfaces sont peu différentes. Les unes sont les résurgences des autres et elles circulent sur le même type de terrain, dans des conditions comparables.

Intervention de Monsieur Philippe OLIVE

Afin de tirer tout le parti possible des données présentées ici et de pouvoir les comparer à d'autres massifs il serait intéressant de passer du stade concentration (mg/l) au stade charge spécifique ($g/m^2/an$) en utilisant les données de débit et de surface des bassins versants présentées ici tout au long de ce colloque.

Intervention de Monsieur Roger LAURENT

Il signale que cette pollution est enregistrée au niveau de Fontaine Noire. En été il y a presque toujours des transhumances sur le plateau de Bellefond, au col, et tend à confirmer le bassin d'alimentation de ces eaux.

* * * *

J U R A

HYDROLOGIE SOUTERRAINE DU BASSIN DE LA HAUTE LOUE

R. NUFFER *

INTRODUCTION

Le présent travail a pour but de faire une synthèse des connaissances acquises depuis l'oeuvre du professeur FOURNIER et des travaux effectués ces vingt dernières années par les géologues, les spéléologues, et le Groupe Spéléo Graylois dans le bassin de la Haute Loue.

Ce bassin, d'une superficie de 1.340 km², s'étend approximativement sur les territoires de 131 communes.

Avec un répertoire de 750 cavités et phénomènes karstiques que nous avons inventoriés, ce bassin se révèle comme étant le plus karstifié du département du Doubs.

Les recherches et les colorations que nous avons réalisées, nous ont révélé des circulations karstiques inconnues, l'ensemble de ces connaissances, nous ont permis de réaliser la carte hydrographique des tracés et les coupes diagrammes de cet exposé.

Nos recherches hydrologiques se sont poursuivies notamment sur les réseaux : du Maine, de Chauveroches, du Cul de Vaux, de Vergetolle, du Pontet, du Moulin Miguet, et de la Loue.

Les Spéléos Graylois sont également les inventeurs et les explorateurs des grandes rivières souterraines de la vallée de la Loue : Riv. Sout. de la Chaudière (Cademène), Riv. Sout. de Chauveroches (Ornans), Riv. Sout. du Cul de Vaux (Vuillafans), Riv. Sout. de Vergetolle (Chateaufieux), et Faux Monnayeurs - Pontet souterrain (Mouthier).

Pour l'aide et les conseils qu'ils nous ont apportés, nous tenons à remercier très chaleureusement Monsieur le Professeur M. DREYFUSS, de la Faculté des Sciences de Besançon.

* Groupe Spéléologique de Gray

HYDROLOGIE KARSTIQUE

L'hydrographie de la Haute Loue est caractérisée par une circulation karstique importante, qui s'étend bien au-delà du cours superficiel de la Loue et de ses affluents (Ex. Pertes de l'Audeux, du Doubs, du Drugeon, etc...).

La structure géologique et les accidents tectoniques ont contribué à la formation de drainages souterrains complexes qui s'écoulent vers les vallées en donnant naissance à des résurgences qui déterminent les réseaux.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES RESEAUX

(A) - Réseau de la Loue (Fig. 1)

Le débit moyen de la source est de $9 \text{ m}^3/\text{s}$ mais il est très variable : $0,70 \text{ m}^3/\text{s}$ en grande sécheresse et $70 \text{ m}^3/\text{s}$ lors des grandes crues *.

En amont de la source, le collecteur en charge, probablement très court, est le point de convergence de plusieurs affluents qui drainent l'ensemble du réseau.

Une circulation NE serait alimentée par les pertes et les entonnoirs du Mont Pelé.

Les pertes du Doubs entre Maison du Bois et Arçon (5) (coloration E. FOURNIER 1910), sont drainées vers les faisceau Helvétique par le chevauchement de la Ferrières.

Le drainage de ces failles affecte également les pertes de la Morte (3) et de Pontarlier (4) (coloration PERNOT 1901).

Une circulation S alimentée par les pertes du lac de Bouverans (1) et du Drugeon, est jalonnée par le regard du Puits Jardel (2) (coloration E. FOURNIER 1901).

Enfin, une circulation W, jalonnée par les nombreuses dolines de la vallée sèche d'Evillers, reçoit les pertes de ce village (7) et celles de la Baume de Sepfontaines (6).

Elle pourrait se prolonger vers Boujailles avec des intercommunications imprécises (coloration prévue).

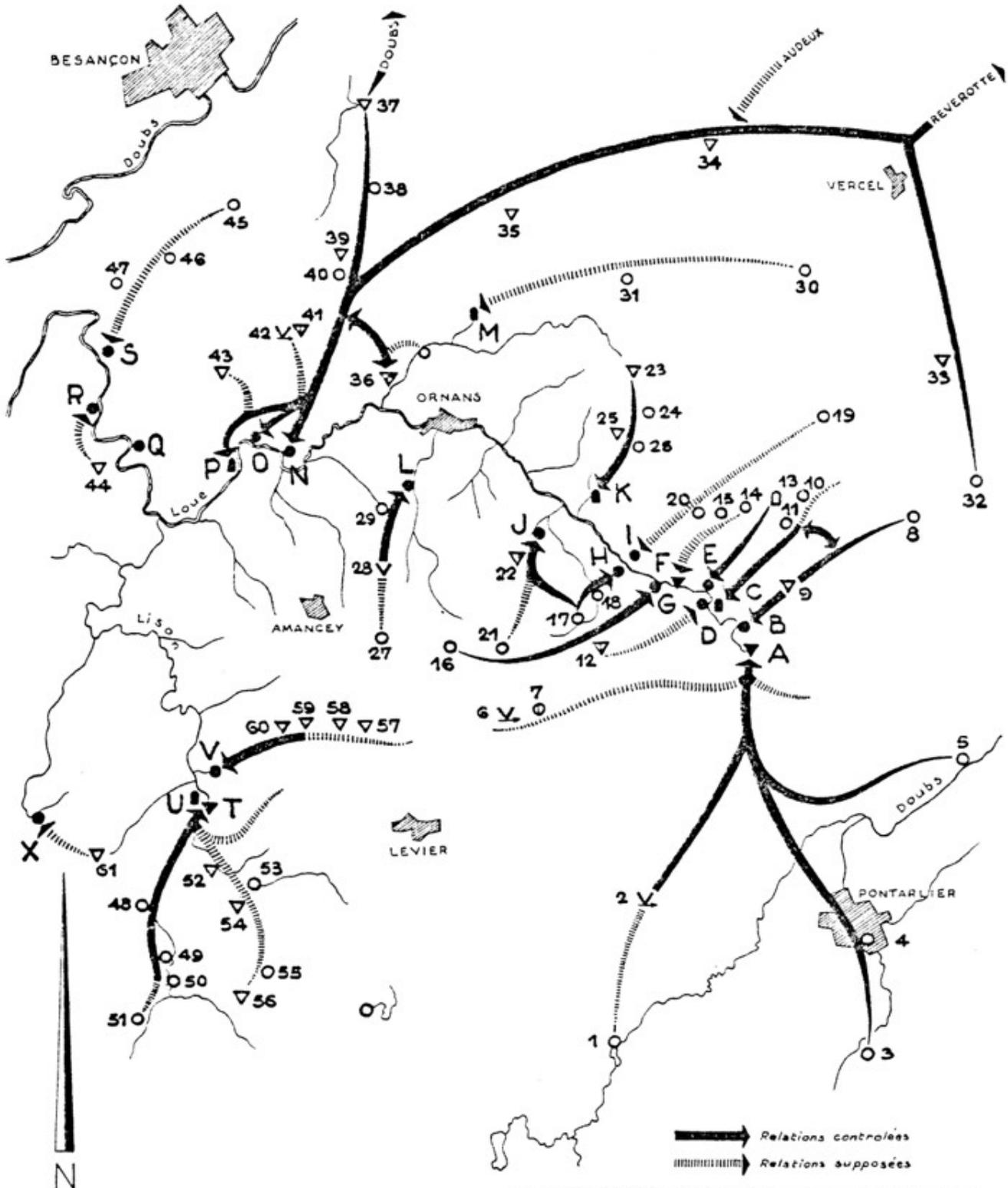
(B) - Réseau du Moulin Miguet (Fig. 1-2)

La résurgence sort des éboulis dans la petite reculée des gorges de la Loue sous le lieu-dit la Creuse.

Son débit important est plus régulier que celui du Pontet.

Le collecteur situé dans la gouttière synclinale d'Aubonne reçoit la perte du Moulin (9), et plus au NE les pertes du Puits Mourate et du Bassin fermé d'Arc-sous-Cicon (8).

* Voir travaux de J.P. VANCON



HYDROLOGIE KARSTIQUE DES BASSINS DE LA LOUE ET DU LISON



FIGURE.1

A. NUPFER

		ACTIVES								FOSSILÉS		
		EMERGENTES				PERTES						
		Temporaires				Temporaires						
		Pénennes		Recoupant une circonférence		Pénennes		Recoupant une circonférence		Pertes Emergentes	Recoupant une circonférence	
		Per.	Temp.	Per.	Temp.	Per.	Temp.	Per.	Temp.	Per.	Temp.	
Pénétrable	Grottes	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛	⬛
	Avens	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽
Impénétrable		●	●	●	●	○	○	○	○	○	○	○

A	Source de la Loue	M	Résurgence de Plaisir-Fontaine
1	Perte du Lac de Bouverans	30	Pertes du Valdahon
2	Puits Jardel	31	Perte de Sachon
3	Perte de la Morte		
4	Pertes de Pontarlier	N	Source du Maine
5	Pertes de Maisons du Bois		
6	Gouffre de la Grande Baume	O	Résurgence de l'Ecoutot
7	Perte de Grange Rouge		
B	Résurgence du Moulin Miguet	P	Résurgence de la Chaudière
8	Pertes d'Arc-sous-Cicon	32	Perte du Moulin Ruiné
9	Perte du Moulin d'Aubonne	33	Perte du Creux de la Race
		34	Perte du Leubot
C	Source du Pontet	35	Gouffre du Paradis
10	Perte du Creux de la Vouivre	36	Puits de la Brême
11	Pertes du ruisseau des Biefs	37	Creux sous Roche
		38	Pertes de la Fauconnière
D	Résurgence de la Baume Archée	39	Pertes de la Baraque des Violons
12	Pertes des Cyclopes	40	Pertes des Cloutiers
		41	Puits de la Belle Louise
E	Résurgence du Rocher de la Baume	42	Grotte des Cavottes
13	Pertes de l'Arête des Oies et du Crest	43	Pertes d'Epeugney
		Q	Emergence de la Froidière
F	Résurgence du Gouron	R	Résurgence du Grand Bois
14	Pertes de Chazeau	44	Pertes de Courcelles
15	Pertes de Combe l'Ense		
		S	Résurgence du Grand Bois
G	Résurgence de Bief Poutot	45	Pertes du Cros
16	Pertes du Dard	46	Perte du ruisseau de Pugey
		47	Perte de Grange Rouge
H	Résurgence de la Baume de Lods	T	Source du Lison
17	Pertes du Moulin de Vésigneux		
18	Pertes du Bief Noir	U	Grotte Sarrazine
		48	Pertes de Dournon
I	Résurgences du Grand Bief	49	Perte de Pont à Moujard
19	Perte du Creux du Moulin	50	Perte du Moulin de Croton
20	Pertes du ruisseau d'Athose	51	Perte de Chaillet
		52	Perte de la Chaux d'Arc
J	Résurgence de Vergetolle	53	Pertes de Villeneuve
17	Pertes du Moulin de Vésigneux	54	Perte de la Baraque
21	Perte de Reugney	55	Pertes de Villers
22	Riv. Sout. de Vergetolle	56	Perte de l'Aige des Baumes
		V	Source du Verneau
K	Résurgence du Cul de Vaux	57	Perte de Jérusalem
23	Perte de Guyans Durnes	58	Perte des Biefs Boussets
24	Perte de Voires	59	Perte des Vieilles Folles
25	Perte de la Barrèche	60	Perte du Creux qui sonne
26	Perte de Lavans		
		X	Résurgence de Saizenay
L	Résurgence de Chauveroché	61	Perte du Gros Gadeau
27	Perte de Bolandoz		
28	Gouffre de la Vache		
29	Perte du ruisseau de Valbois		

Ce réseau est régularisé par intercommunications avec celui du Pontet qu'il alimente en crue ou qu'il capte en sécheresse (coloration G.S. Graylois 1972).

(C) - Réseau du Pontet (Fig. 1-2)

Spectaculaire en crue, cette résurgence a un débit irrégulier. Dans la grotte des Faux-Monnayeurs, la partie visible du cours souterrain coule dans les strates redressées d'une charnière faillée.

Les sangsues trouvées dans la rivière souterraine pourraient provenir de pertes de ruisseaux des Biefs (11) et de la Vouivre (10).

Le réseau se prolonge probablement plus au N vers la zone tectonique compliquée du faisceau Salinois, il est également capté ou alimenté par le réseau voisin du Moulin Miguet, (coloration G. S. Graylois 1972).

PLATEAU D'AMENCEY - En ce qui concerne la géologie des réseaux du plateau d'Amancey, se référer à la thèse de J. FOLTETE ainsi qu'aux travaux du G. S. du Doubs et du G. S. M. Ravel. Bull. A. S. E. 1971.

(D) - Réseau de la Baume Archée (Fig. 1)

La résurgence est située sur la rive gauche de la Loue en aval de l'usine électrique.

Comme les Faux-Monnayeurs, la grotte de la Baume Archée n'est qu'un regard sur le cours souterrain.

Le réseau se développe dans les failles du faisceau Salinois, il est alimenté par les pertes des gouffres de la Combe et du Cyclope (12) et se poursuit probablement plus à l'W. E.FOURNIER envisageait les pertes de Levier, mais une coloration serait nécessaire pour le préciser.

(E) - Réseau du Rocher de la Baume (Fig. 1-2)

La résurgence émerge en interstrates au niveau du Lias sous la cascade du Syratu.

La grotte qui fait fonction de résurgence temporaire se termine sur une partie du réseau noyé.

La faille drainant les pertes de l'Arête des Oies et de l'Arête du Crest (13), pourrait plus au N, faire l'objet d'intercommunications avec le réseau du Grand Bief (coloration G. S. Graylois 1973).

(F) - Réseau du Gouron (Fig. 1-2)

Le réseau se développe parallèlement au ravin d'Athose.

La faille qui traverse les combes de l'Ense (15) et de Chazeau (14), draine ces pertes en profondeur, probablement jusqu'à la charnière faillée du chevauchement située sous le niveau de la Loue.

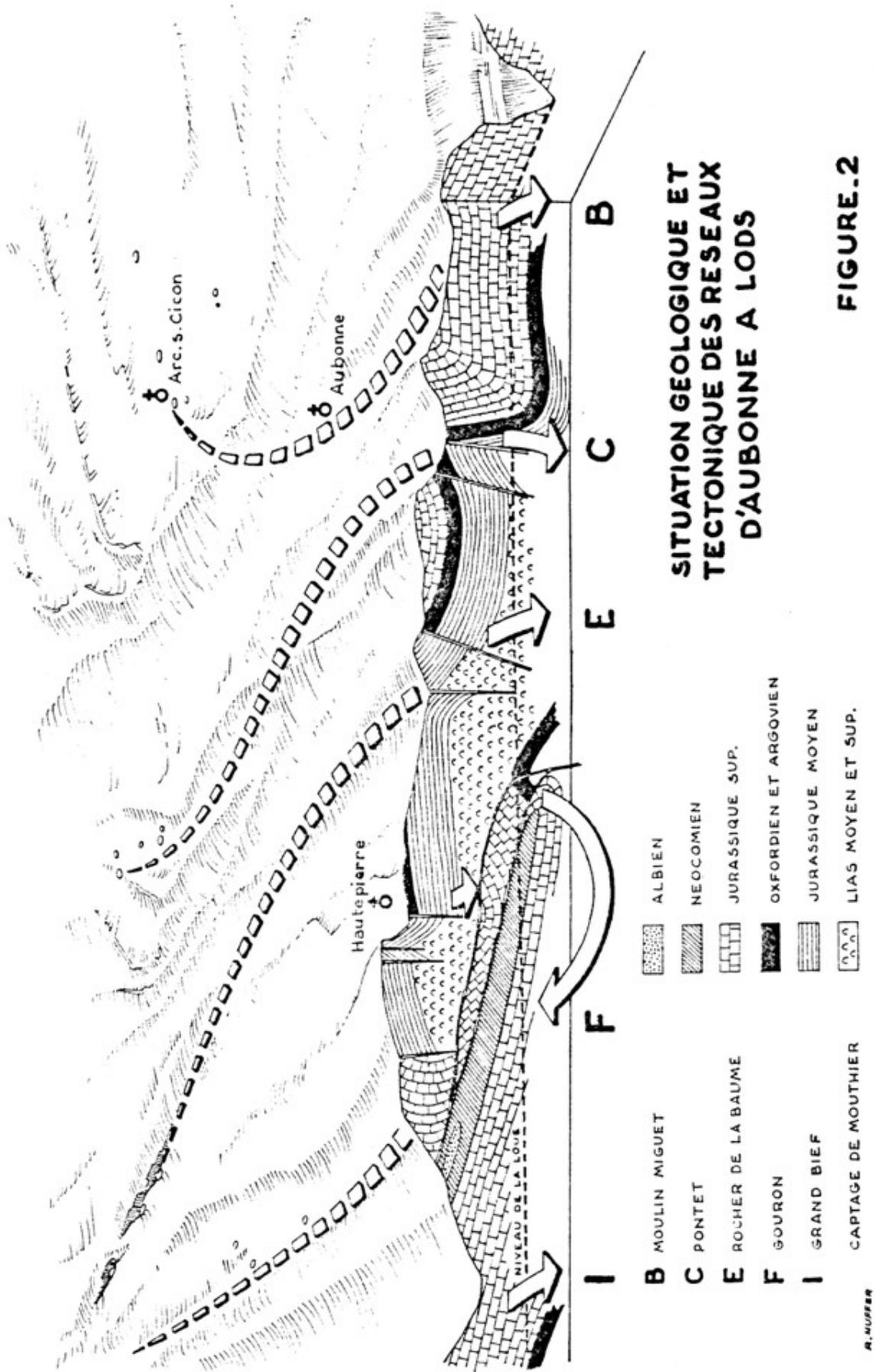


FIGURE.2

De la charnière, un conduit ascendant alimente la résurgence vauclusienne dans le lit de la Loue.

Comme tous les réseaux non contrôlés, ces données restent hypothétiques car l'alimentation peut provenir des plateaux surplombants les deux rives de la Loue.

(G) - Réseau de Bief Poutot (Fig. 1)

Résurgence sous les éboulis. Même en sécheresse son débit est assez important.

Comme pour la Baume Archée, le réseau se développe dans les compartiments tectonisés du faisceau Salinois. Sa circulation en karst profond est en relation avec les pertes du Dard (16), (coloration G. S. M. Ravel 1969). Malgré cette coloration les limites restent imprécises.

(H) - Réseau de la Baume de Lods (Fig. 1)

La résurgence émerge par des fissures étroites en contrebas de la grotte de la Baume, qui fait fonction de résurgence temporaire.

Le réseau est alimenté en majeure partie par les pertes dans le cours supérieur et moyen du Bief Noir (17-18) (coloration G. S. Graylois 1971).

(I) - Réseau du Grand Bief (Fig. 1-3)

La résurgence du Grand Bief est abondante et régulière. D'après E. FOURNIER elle serait alimentée par les pertes du ruisseau d'Athose (20), et du Creux du Moulin à Nods.

Les limites du réseau sembleraient s'étendre bien au-delà de ces pertes vers les zones d'intercommunications de Rantechaux et du Valdahon.

(J) - Réseau de Vergetolle (Fig. 1)

La rivière souterraine (22) récemment inventée par le G. S. Graylois, se perd à l'aplomb du puits d'entrée dans des fissures. Elle rémerge dans le bas de la vallée au niveau de l'Oxfordien.

Les pertes du Moulin de Vésigneux (17), alimentent le réseau (coloration G. S. Graylois 1971). D'après l'orientation de la faille, il pourrait recevoir également les pertes de la dépression de Reugney (21).

(K) - Réseau du Cul de Vaux (Fig. 1-3)

La grotte-résurgence permet de parcourir sur une grande distance le collecteur principal.

Ce réseau bien déterminé est alimenté par les pertes contrôlées des égouts de Guyans-Durnes (23), de la Barrèche (25), et de Lavans les Vuillafans (26).

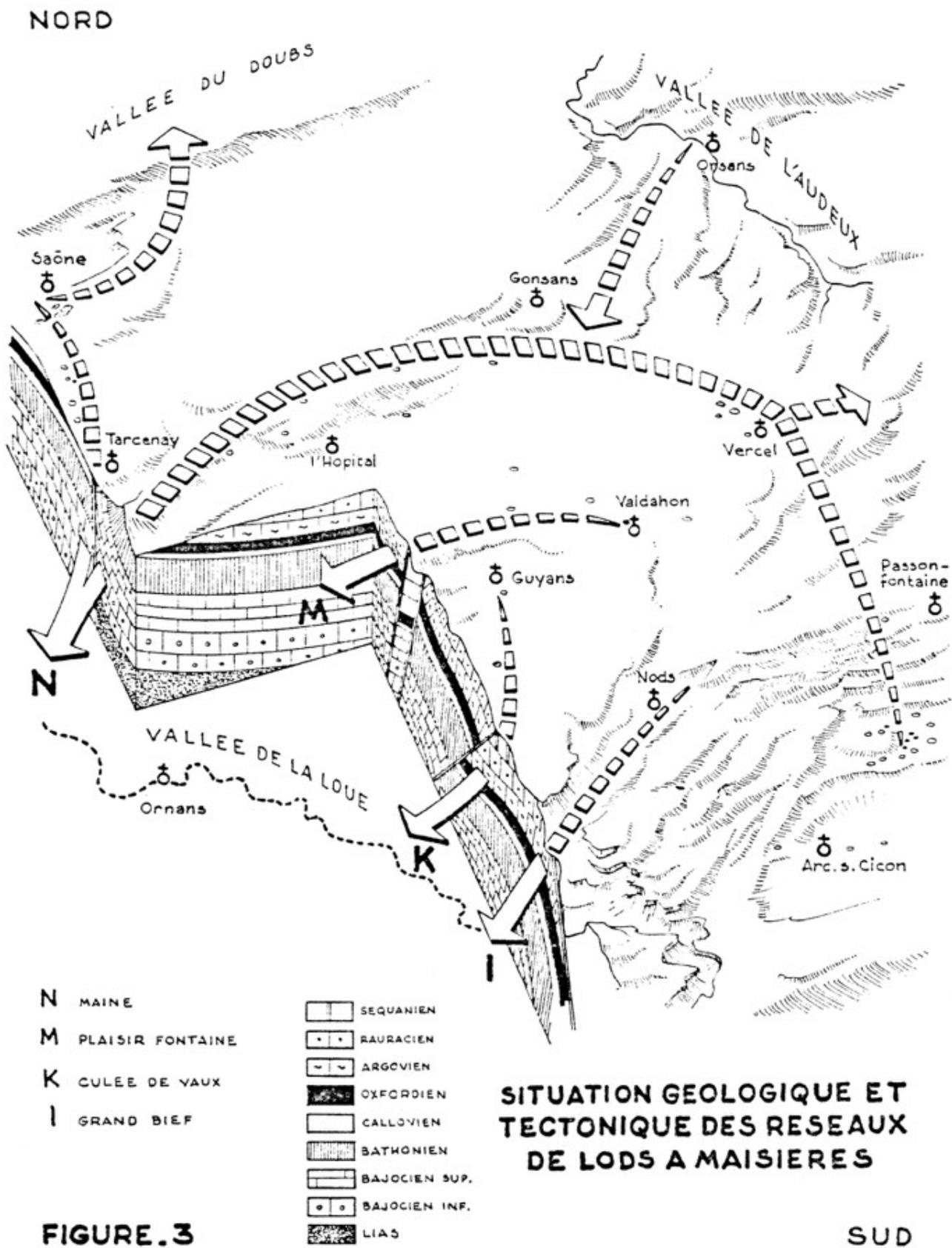


FIGURE. 3

A. HUPFER

(L) - Réseau de Chauveroché (Fig. 1)

Le collecteur principal, pénétrable sur une grande distance donne une idée assez précise du réseau. En amont du siphon terminal, le tracé est jalonné par le gouffre de la Vache (28), (coloration G. S. Graylois 1964).

Au S, les limites du réseau sont bien situées, mais l'importante différence des débits laisserait supposer qu'en crue, les réseaux voisins pourraient fournir des apports supplémentaires.

(M) - Réseau de Plaisir Fontaine (Fig. 1-3)

La grotte-résurgence n'est pénétrable que sur une courte distance. Le réseau qui se développe dans le jurassique supérieur, il est bien délimité, au N par les affleurements oxfordiens, et au S par la vallée de la Brême.

D'après E. FOURNIER il est alimenté par les pertes de Chevigney du Valdahon (30), de Fallerans, et d'Etalans (31).

(N.O.P.) - Réseau du Maine (Fig. 1-3)

A la source principale du Maine se rattache les résurgences secondaires de l'Écoutot et de la Chaudière. Le puits émissif ou absorbant de la Brême (36), fait fonction de cheminée d'équilibre sur le réseau.

Le complexe se compose de trois parties distinctes : (a) Le plateau de Montrond, (b) Le bassin du Marais de Saône, et (c) le grand collecteur qui se développe des Seignes (32) à la faille de Mamirolle.

(a) - Les pertes du plateau de Montrond se regroupent dans la rivière des Cavotte-Belle Louise (41-42). Plus en aval les pertes d'Epeugney (43) se branchent latéralement sur la partie diffluente du réseau, en direction des résurgences.

(b) - Grâce aux travaux du Professeur M. DREYFUSS et de la thèse de M. JANNIN, nous connaissons bien l'hydrologie du Marais de Saône. En étiage, l'eau absorbée par le Creux sous Roche (37) se dirige par la faille de la Baraque des Violons vers le Maine. Ce tracé est jalonné par les pertes de la Fauconnière (38), de la Baraque des Violons (39), des Cloutiers (40) et de Villers sous Montrond. En hautes eaux, une communication avec le réseau des sources d'Arcier a été contrôlée (coloration JEANNOT 1982).

(c) - Le départ du grand collecteur se situe dans le bassin supérieur des Seignes (32) (coloration G. S. Graylois 1955). Les effluences contrôlées vers la Rêverotte laisse prévoir qu'il passe dans la région de Vercel et reçoit les pertes de ce village. Dans cette même région, les failles qui

compartimentent transversalement la vallée de l'Audeux, drainent probablement les pertes de cette rivière vers le conduit aboutissant au Maine. Les explorations qui avaient pour but de trouver le collecteur dans le fond des gouffres des Seignes et du Leubot (-214), sont restées sans résultats.

Ce qui laisse supposer, étant donné la situation du Lias que, la circulation s'effectue en karst profond dans des galeries probablement noyées. A partir du Leubot (34) (Travaux du G. S. A. Mulhouse 1964 - 68), nous retrouvons le drainage classique de la faille de Mamirolle, jalonnée par toutes les pertes et les cavités connues de Gonsans, Naisey, Granges de Vienney, l'Hôpital du Gros Bois (35) (coloration M. DREYFUSS 1934), Trépot, et enfin, de la cuvette du Gratteris.

La jonction des parcours Marais de Saône - Faille de Mamirolle, se localise au S de Tarcenay.

(Q) - Réseau de la Froidière (Fig. 1)

Ce réseau n'a pas de perte connue. Le faible débit de l'exurgence serait alimenté par les infiltrations des lapiez des bois Marquis et des Cordées.

(R) - Réseau du Grand Bois (Fig. 1)

Ce petit réseau est pénétrable en amont par le gouffre de Courcelles qui absorbe les pertes du village (44). Les pertes de Palantine pourraient se rattacher à la même circulation karstique.

(S) réseau de Chenecey (Fig. 1)

Résurgence impénétrable sous les éboulis du thalweg. Ce réseau indépendant du gouffre de Granges Mathieu est alimenté par les petits bassins fermés et les combes liasiques de Fontain (45), Pugey (46), et de Bugny (47).

(T - U) - Réseau du Lison (Fig. 1)

Ce réseau a fait l'objet d'une étude géologique et hydrologique de la part du G. S. du Doubs (explorations et colorations effectuées en 1969-70 Bull. A. S. E. n° 8-71).

Ces travaux confirment que le réseau du Lison a une morphologie identique à celle de la Loue. D'après le contexte tectonique et la situation des pertes, il semblerait que les pertes jalonnent plusieurs affluences principales branchées sur le collecteur diffluent très court de la source.

Nous pouvons considérer que les principales affluences seraient les suivantes : (1°) des pertes de Dournon (48) et de Lemuy (49-50) (2°) des pertes de Villeneuve d'Amont (52-53-54) et de Villers sous Chalamont (55-56), et (3°) des pertes de Labergement du Navois et de Gévresin.

(V) - Réseau du Verneau (Fig. 1)

Ce réseau bien connu est pénétrable en plusieurs points, par les gouffres-pertes qui jalonnent le parcours ; Jérusalem (57), Biefs Bousset (58), Vieille Folle (59), et le Creux qui sonne (60) (coloration G. S. du Doubs 1965).

La galerie noyée de la résurgence temporaire qui subit des crues violentes est en voie d'assèchement, ces dernières années, des sorties d'eau ont été observées au pied de la cascade, cela promet la découverte d'une grande cavité.

(X) - Réseau de Saizenay (Fig. 1)

Ce petit réseau est pénétrable par le gouffre-perte du Gros Gadeau (61), qui alimente en partie les résurgences inférieures de Saizenay.

CONCLUSION

D'après ces travaux, nous avons constaté que l'hydrologie karstique ne dépend pas précisément de la structure géologique, mais plus particulièrement de la fissuration.

Ce sont dans les zones tectoniques que nous trouvons les plus importantes et le plus grand nombre de cavités.

Cependant certaines failles forment écran (Exposé de Monsieur le professeur CHAUVÉ sur les failles barrages - Colloque d'hydrologie de Besançon 1971).

Dans ces cas, la circulation souterraine emprunte alors les décrochements, (ex : le Bassin fermé d'Arc-sous-Cicon, coloration G. S. Graylois 1972).

Les colorations nous ont également démontré qu'il existe des intercommunications entre la plupart des réseaux, (ex : le réseau du Maine).

Au sujet de ces intercommunications, si l'un des réseaux, évolue plus rapidement que l'autre, il se produit alors des phénomènes de Captages ainsi que des inversions de courant suivant les périodes de sécheresse ou de mise en charge, (ex : Réseaux du Moulin Miguet et du Pontet).

Ces observations permettent de confirmer plusieurs hypothèses et d'avoir un point de vue d'ensemble, sur l'hydrologie karstique du bassin de la Haute Loue.

FISSURATION ET ORIENTATION DES DEPRESSIONS KARSTIQUES (JURA NEUCHATELOIS / SUISSE)

Daniel JAMIER et Bernard MATHEY (*)

1 - INTRODUCTION

1.1. BUT DE L'ETUDE

Dans un précédent travail (L. KIRALY, B. MATHEY et J.P. TRIPET 1971), les auteurs ont démontré qu'il existait des relations entre l'orientation des galeries d'une cavité souterraine et les éléments de la structure géologique au voisinage de la cavité.

La but du présent travail est de faire une étude analogue entre des éléments de morphologie karstique et la structure géologique, en particulier l'orientation des fissures conséquentes du plissement jurassien.

La démarche de l'étude est la suivante :

- a) On teste l'isotropie ou l'anisotropie de l'orientation des éléments de la morphologie karstique.
- b) On effectue la même opération sur les fissures de la roche pour un certain nombre d'affleurements de la région étudiée.
- c) On compare la distribution des deux ensembles étudiés sous a et b.
- d) On propose une interprétation génétique des analogies et des différences mises en évidence entre la distribution des deux ensembles.

1.2. SITUATION GENERALE

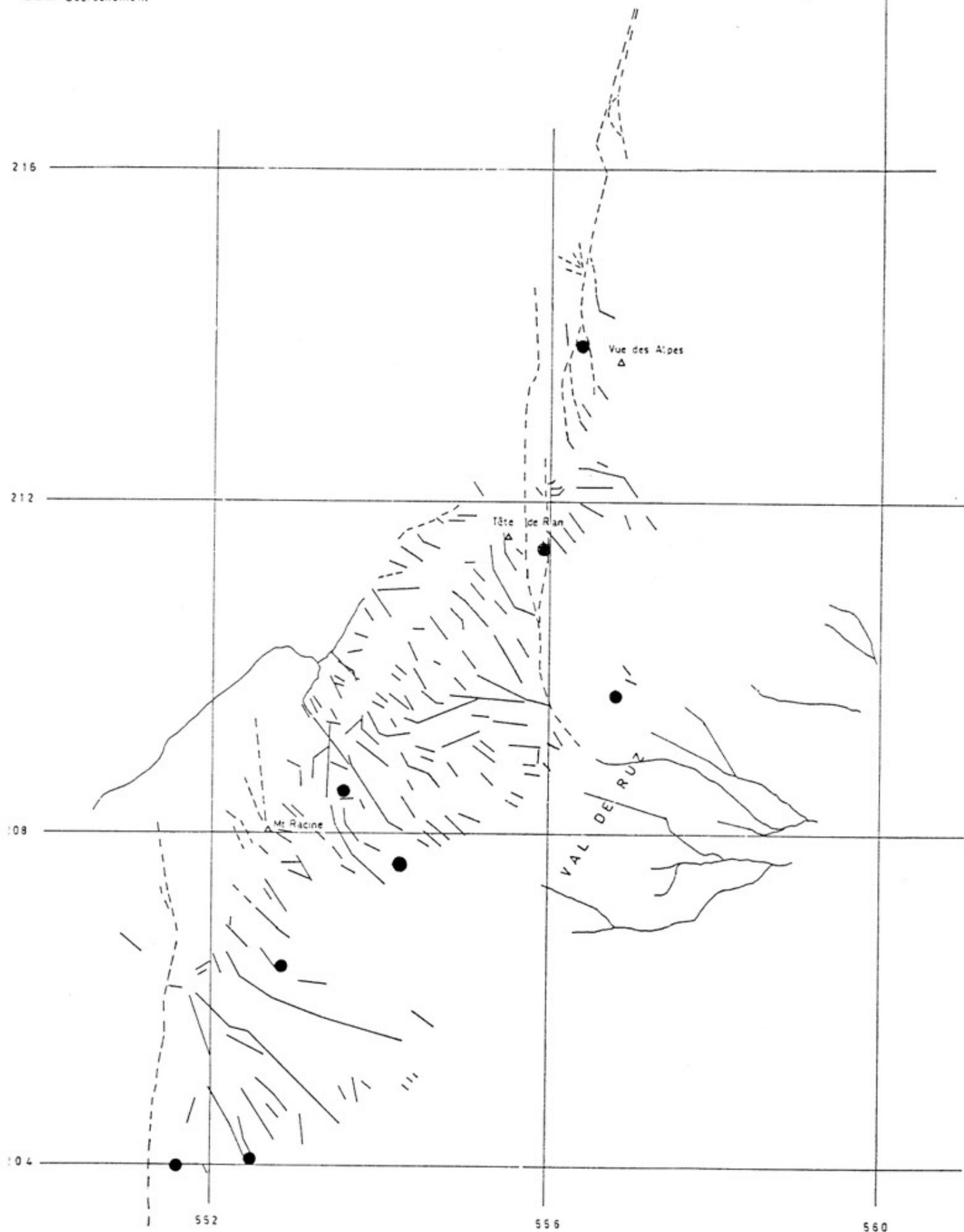
La région étudiée comprenait au départ les deux premières chaînes du Jura helvétique plissé du Jura neuchâtelois, entre le décrochement de la Tourne à l'ouest et l'anticlinal de Chasseral à l'est. La direction des axes des plis n'étant pas régulière, l'étude comparative a dû être limitée à l'anticlinal de Tête-de-Ran - Mont-Racine entre la Vue-des-Alpes et la Tourne, ce qui représente une surface de 18 km², dont les quatre cinquièmes sont constitués par des calcaires du Malm. Au coeur de l'anticlinal affleurent des formations du Dogger.

(*) Extrait du bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, Tome 100, 1977.



● Station de mesure de la fissuration

--- Décrochement



Répartition des éléments linéaires karstiques et emplacement des stations de lever de la fissuration.

Planche IV

2 - ETUDE DE L'ORIENTATION DES DEPRESSIONS KARSTIQUES

2.1. RELEVÉ CARTOGRAPHIQUE

Le terme "dépression karstique" comprend ici toutes les formes karstiques orientées qui peuvent être observées soit sur une carte topographique à grande échelle, soit sur photo aérienne : ravins, reculées, vallées sèches, cluses, alignements de dolines, dolines développées irrégulièrement, etc... Failles et décrochements s'ils se marquent dans la morphologie, entrent également en considération.

Chaque dépression karstique est repérée puis représentée sur une carte topographique au 1:25.000 par un ou plusieurs segments de droites. Simultanément on complète le lever par un repérage photo-aérien (planche IV).

2.2. ETUDE DE LA REPARTITION DIRECTIONNELLE DES ELEMENTS KARSTIQUES

Longueur et azimut de chaque élément linéaire ont été lus au coordinatomètre, enregistrés, puis traités numériquement à l'aide du programme ELKAL qui donne immédiatement la longueur cumulée des éléments karstiques répartis par secteur de 10°.

Les éléments étant pondérés par leur longueur on peut alors tester l'isotropie de la répartition des éléments dans chaque secteur. Si N est la longueur totale des éléments karstiques et que le cercle équatorial sur lequel on reporte ces derniers est divisé en K arcs égaux dont la longueur des éléments vaut n_1 , on peut faire l'hypothèse que n_1 est une variable aléatoire distribuée normalement autour de la moyenne $n = N/K$.

Le test de A.B. VISTELIUS (1966, p. 99), qui est une forme modifiée du test de STUDENT, permet de rechercher un intervalle de confiance défini par les limites m_1 et m_2 à l'intérieur duquel l'hypothèse de départ (isotropie de la distribution des longueurs des éléments karstiques cumulés par secteur) puisse être acceptée comme vraie.

L'anisotropie d'un secteur K sera donc d'autant plus marquée que n_1 s'écarte de l'intervalle de confiance m_1, m_2 .

On a

$$m_{1,2} = \frac{N (2n + t^2) \pm \sqrt{t^4 N^2 + 4t^2 Nn (N - n)}}{2 (t^2 + N)}$$

où t est la variable réduite (déviation par rapport à la moyenne exprimée en unités standards).

Si $t = 2$, on définit un intervalle de confiance plus grand que 97,5 % ; il dépasse 99,5 % si $t = 3$. Toute valeur s'écartant de $m_{1,2}$ pour $t = 3$ sera donc très fortement anisotrope.

En appliquant ce test aux éléments linéaires karstiques on obtient :

Si $t = 2$ $m_1 = 5,19$ km limite supérieure
 $m_2 = 2,77$ km limite inférieure

Si $t = 3$ $m_1 = 6,024$ km limite supérieure
 $m_2 = 2,37$ km limite inférieure

Où $N = 69,029$ km (longueur totale des éléments karstiques)
et $n = 3,834$ km (longueur moyenne par secteur de 10°).

PRESENTATION DES RESULTATS

Les résultats du test nous permettent de distinguer un certain nombre de groupes suivant leur degré d'anisotropie (fig. 1).

1. Zone où la fréquence des éléments karstiques est anormalement faible ; n_i est inférieur à m_2 pour $t = 3$. On peut rejeter l'hypothèse d'une répartition isotrope.
2. Zone de transition où la densité des éléments est encore très faible ; n_i est compris entre les deux valeurs de m_2 pour $t = 3$ et $t = 2$.
3. Zone où la répartition des éléments peut être considérée comme isotrope ; n_i est compris entre m_1 et m_2 pour $t = 2$.
4. Zone de transition où la fréquence des éléments est très forte ; n_i est compris entre les deux valeurs de m_1 pour $t = 2$ et $t = 3$.
5. Zone où la fréquence des éléments karstiques est anormalement élevée ; n_i est supérieur à m_1 pour $t = 3$. On rejettera l'hypothèse d'une répartition isotrope.

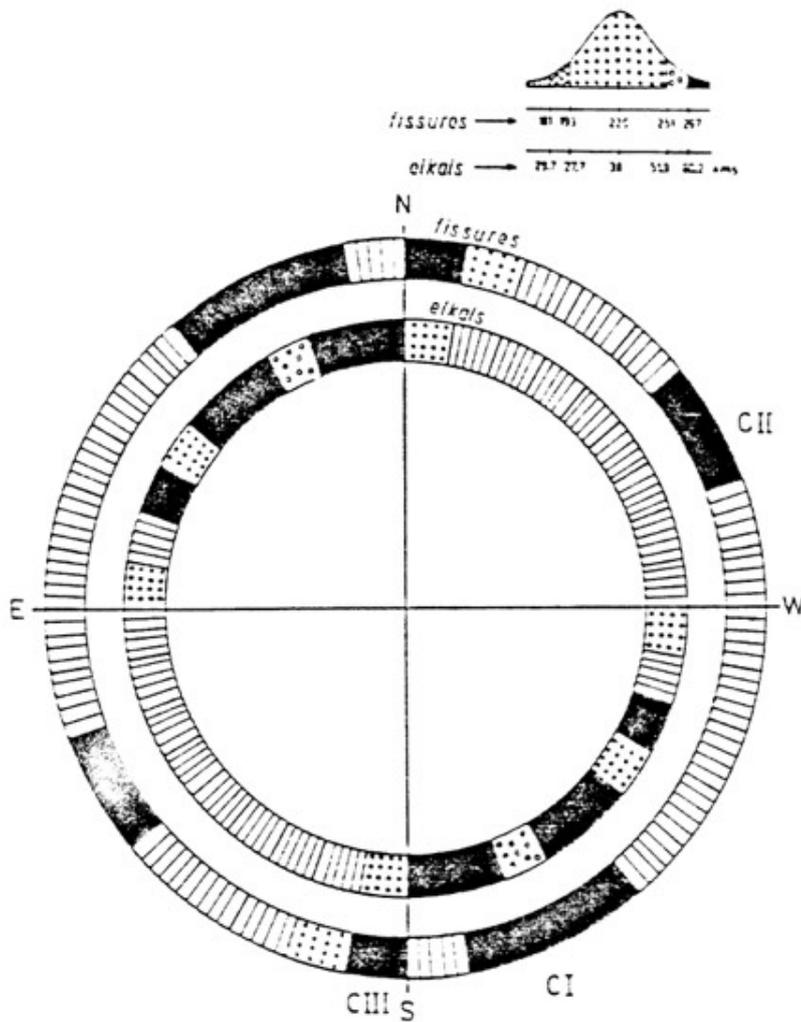


Fig 1. Distribution de l'orientation des fissures et des éléments karstiques linéaires.
Représentation graphique du test de A.B. VISTELIUS.

Cette distribution est représentée par la figure 1. Dans les secteurs N130 à N150 et N160 à N180, la fréquence des éléments karstiques est très élevée. Ces secteurs englobent les 53,2 % de la totalité des éléments pondérés par leur longueur.

3 - ETUDE DE LA FISSURATION DES CALCAIRES

3.1. MESURE DE TERRAIN

La méthode utilisée pour ces levés est celle mise au point par L. KIRALY (1969), d'après L. MULLER (1963). Les stations de mesures, au nombre de huit, sont toutes situées dans le Malm, ensemble géologique dans lequel sont développés les éléments karstiques linéaires. En chaque station sont installées une ou plusieurs lignes de levés. Tous les éléments plans, interceptant ces lignes, sont repérés par leur direction et pendage.

3.2. METHODE D'ELABORATION DES MESURES

Les éléments plans mesurés à une station sont représentés par leurs pôles sur un diagramme de Schmidt (projection équisurface, hémisphère supérieur). Les accumulations unimodales de pôles sont séparées, et pour chacune d'elles, le programme DIAC 1 calcule le pôle moyen et la fréquence réelle par unité de longueur de 10 m (d'après une technique mise au point par L. KIRALY 1969), d'après A.E. SCHEIDEGGER.

L'ensemble des pôles moyens, obtenus pour toutes les stations, est ensuite reporté sur un diagramme de Schmidt identique (fig. 2). Les concentrations unimodales de pôles moyens sont séparées après l'élimination des pôles moyens isolés.

Quatre groupes ont été distingués (fig. 2). D'après l'orientation des structures géologiques on peut également préciser la nature mécanique de chacun de ces systèmes.

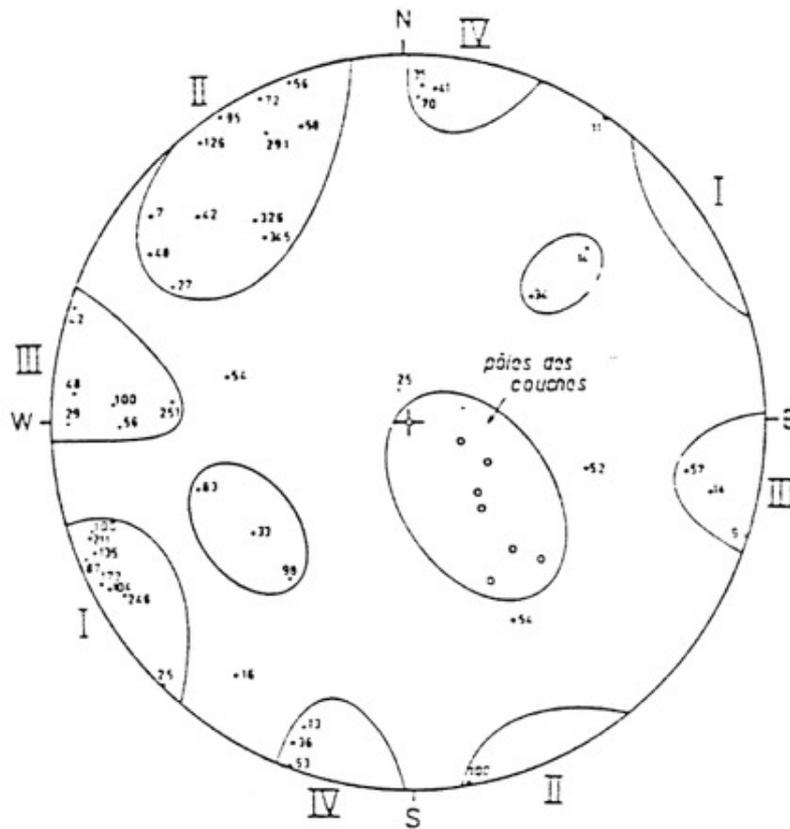


Fig. 2. Représentation des pôles moyens des fissures en groupe numérotés de I à IV. Projection équisurface, hémisphère supérieur. La fréquence par 10 mètres suivant la normale aux fissures est indiquée pour chaque pôle.

TABEAU I

Groupe	Nature	Fréquences moyennes/10 m
I	Tension	135
II	Tension	199
III	Cisaillement senestre	75.8
IV	Cisaillement dextre	31

Les deux systèmes prédominants par leur fréquence sont donc les tensions I et II.

3.3. PRESENTATION DES RESULTATS

Les accumulations de pôles moyens de la figure 2 étant situés près du plan équatorial, on admettra que les plans moyens de chacun de ces groupes sont verticaux.

L'interception d'un plan moyen avec le plan équatorial est donc matérialisé par une droite.

L'anisotropie de la distribution de ces éléments linéaires, pondérés par leur longueur, a été étudiée grâce au test de VISTELIUS, comme pour les éléments linéaires karstiques.

Trois zones de concentration ont ainsi pu être distinguées (fig. 1, couronne extérieure) :

- La concentration CI correspond au système de tension I (entre N140 et N170).
- La concentration CII correspond au système de tension II (entre N50 et N70).
- La concentration CIII représente le groupe des fissures de cisaillement senestre.
- Le groupe des fissures de cisaillements dextre n'est pas représenté ici.

Les stations de mesures étaient situées sur le flanc sud de l'anticlinal du Mont-Racine entre les décrochements senestres de la Tourne et de Tête-de-Ran - La Ferrière. Quatre des huit stations étaient à moins d'un kilomètre de ces derniers.

Il est donc raisonnable que la fréquence du système de cisaillement senestre soit deux fois plus forte que celle du conjugué dextre dont les manifestations tectoniques sont moins importantes.

4 - COMPARAISON DES DISTRIBUTIONS DE LA FISSURATION ET DES ELEMENTS LINEAIRES KARSIQUES

4.1. ANALYSE

La zone de concentration maximum des éléments linéaires karstiques (N 130° à N 180°) correspond bien à la zone de concentration C I de la fissuration (N 140° à N 170°) perpendiculaire à l'axe des plis mais avec une extension angulaire un peu supérieure (fig. 1).

De part et d'autre (N 110° - N 130° et N 170° - N 10°), les éléments linéaires karstiques présentent encore une fréquence anormalement élevée, qui coïncide avec les directions des fissures de cisaillement. En revanche, on constate que la densité des éléments karstiques est plus forte suivant la direction des fissures de cisaillement dextre, bien que celles-ci soient moins fréquentes que leurs conjuguées senestres.

Le secteur de concentration C II, représentant les fissures de tension II parallèles à l'axe des plis, correspond à un secteur de densité anormalement faible d'éléments morphologiques. Cette absence de corrélation est un des faits marquant de cette comparaison. On tente d'expliquer ci-dessous ce résultat inattendu.

4.2. INTERPRETATION DES RESULTATS

Dans leur travail sur l'étude de l'orientation des galeries d'une cavité karstique (KIRALY, MATHEY et TRIPET op. cit.), les auteurs avaient fait l'hypothèse que le degré de karstification dans la zone noyée dépendait de l'effet conjugué de la fissuration et du vecteur de vitesse de filtration \vec{q} de l'écoulement souterrain.

L'hypothèse d'une karstification en surface, due uniquement à la fissuration telle qu'elle est faite dans cette étude, met en évidence certaines anomalies importantes.

On est donc amené à faire intervenir un facteur complémentaire analogue au vecteur de filtration \vec{q} à la surface du karst ou tout au moins dans la zone non saturée. Des facteurs physico-chimiques provoquant l'ablation karstique, la pente du terrain semble être un des éléments déterminant s'accordant avec les résultats de l'analyse comparative.

L'ablation karstique dans la zone non saturée dépendrait donc d'une part du vecteur de vitesse de ruissellement \vec{r} , lui-même dépendant surtout de la direction de la ligne de la plus grande pente du terrain et du vecteur de vitesse d'infiltration \vec{i} lié à la gravité et à l'orientation de la fissuration.

Les résultats de la présente étude s'accordent parfaitement avec cette hypothèse :

- Les fissures de tension parallèles à la chaîne anticlinale (composante de \vec{r} très petite) n'apparaissent pas dans le développement d'éléments karstiques linéaires.

- La zone de concentration des éléments karstiques linéaire (N 130 - 180) (fig. 1) recoupe les faisceaux de concentration des fissures de tension I (perpendiculaires à l'axe) et cisaillements dextres et senestres (composante de \vec{r} grande).

5 - CONCLUSIONS

1. Les dépressions karstiques ne sont pas régulièrement développées dans toutes les directions. (Leur développement est anisotrope.)
2. L'orientation des dépressions karstiques est influencée par la direction des principaux groupes de fissures et par la direction de la ligne de plus grande pente du terrain.
3. Une étude ultérieure de même type mais comprenant un test de l'anisotropie des gradients de pente devrait permettre de montrer l'influence réciproque de ces deux facteurs en fonction de la morphologie générale (monoclinal, plateau karstique).

Remerciements

Cette étude entre dans le cadre des recherches financées par le Fonds national suisse pour la recherche scientifique.

Résumé

L'analyse comparée de la fissuration et de l'orientation des éléments morphologiques d'un massif karstique mettent en évidence l'importance de la fissuration dans le développement de la morphologie. L'explication de certaines anomalies oblige cependant à faire intervenir la pente du terrain qui conditionne le gradient hydraulique comme facteur complémentaire dont l'importance doit varier avec le type de morphologie.

BILIOGRAPHIE

- KIRALY L. - (1969). "Statistical Analysis of Fractures" (Orientation and Density). Geol. Rundschau 59 (1) : 125-151.
- KIRALY L., MATHEY B. et TRIPET J.P. - (1971). "Fissuration et orientation des cavités souterraines (Région de la grotte de Milandre, Jura Tabulaire)". Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 94 : 99-114, 5 fig.
- MATHEY B. et SIMEONI G. - (1972). Etude de la vitesse de circulation de l'eau dans un aquifère calcaire par essais de traçage (Bassin de la Serrière/NE). Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 95 : 173-180, 5 fig, 2 pl.
- MULLER L. - (1963). Der Felsbau. Theoretischer Teil. 624 pp., 307 fig., 22 pl., Stuttgart.
- SCHEIDEGGER A.E. - (1965). "On the Statistics of the Orientation of Bedding planes, Grain Axes, and Similar Sedimentological Data". U.S. Geol. Survey Prof. Paper 525-C : 164-167, 1 fig.
- SPIEGEL M.R. - (1961). Theory and Problems of Statistics. 359 pp. (Schaum Publishing Co.).
- VISTELIUS A.B. - (1966). Structural Diagrams. 178 pp. (Pergamon Press).

Intervention de Monsieur Philippe OLIVE

Le travail qui vient d'être présenté ici est à mon avis essentiel pour progresser dans la connaissance de l'hydrogéologie karstique. Comme ce genre de recherches ne nécessite que l'emploi d'une boussole et d'un décimètre on peut espérer qu'il va se généraliser rapidement.

* * * *

RECHERCHES THEMATIQUES

UTILISATION DES METHODES ISOTOPIQUES DANS L'ETUDE DU COMPORTEMENT DE L'EAU EN MILIEU KARSTIQUE

Michel HAUBERT

Les méthodes d'études les plus courantes utilisées en hydrologie karstique consistent à employer des traceurs artificiels : colorants, suspensions, radio-isotopes... Ces méthodes permettent de déterminer :

- 1) Les relations entre le point d'injection et les émergences. Il est possible d'en déduire des limites approchées du bassin d'alimentation.
- 2) Le temps de passage du traceur entre le point d'injection et l'émergence ; on en déduit une vitesse moyenne. Mais il faut noter que la vitesse de déplacement du traceur est généralement différente de la vitesse moyenne de l'eau.

Ces expériences ne donnent qu'une information incomplète sur l'origine d'une émergence. L'application des techniques isotopiques permet d'atteindre des données qu'il était jusqu'ici impossible de déterminer : aire d'alimentation d'une source, âge réel des eaux. Ces techniques sont basées sur l'études d'isotopes présents naturellement dans l'eau.

LES ISOTOPES DE LA MOLECULE D'EAU

En hydrologie isotopique, les variétés isotopiques de la molécule d'eau qui sont le plus couramment utilisées sont les suivantes : $^3\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ et $^1\text{H}^2\text{H}^{18}\text{O}$.

Le tritium, ^3H , est l'isotope radioactif de l'hydrogène. Sa période est de 12,26 ans. Les teneurs s'expriment en Unités Tritium = 1 UT correspondant à 1 atome de ^3H pour 10^{18} atomes de ^1H .

L'oxygène-18, ^{18}O , est un isotope stable de l'oxygène. La composition d'une eau en ^{18}O s'exprime en mesures relatives par rapport à un standard de référence : le SMOW (Standard Mean Ocean Water). Les résultats sont en δ ou part pour mille. 1 δ correspond à environ 2 ppm d' ^{18}O .

1 - LES DONNEES FOURNIES PAR LE TRITIUM

Le tritium est produit naturellement sous l'action du rayonnement cosmique agissant sur les composants gazeux de l'atmosphère. Une étude à l'échelle mensuelle de ces retombées de la haute atmosphère montre un pic estival : les concentrations sont maximum en été, minimum en hiver (figure n° 1). Ce phénomène est lié à la circulation générale de l'atmosphère.

Cette production naturelle de tritium donne, dans les précipitations, des teneurs de l'ordre de la dizaine d'UT. Ces teneurs sont masquées par les apports artificiels dus aux essais nucléaires aériens réalisés depuis 1952. Les concentrations ont atteint plusieurs milliers d'UT en 1963 (figure n° 2). Depuis, la teneur dans les précipitations diminue et se situe actuellement aux environs de la centaine d'UT.

Cet isotope, constituant de la molécule d'eau, utilisé comme traceur, permet d'étudier les mécanismes de l'infiltration et la dynamique des eaux souterraines, pour laquelle un modèle mathématique a été mis au point.

2 - LES DONNEES FOURNIES PAR L'OXYGENE-18

Il s'agit de la forme isotopique de l'oxygène la plus lourde, aussi lors des phénomènes d'évaporation et de condensation il se produit un fractionnement. L'évaporation appauvrit en isotopes lourds, les masses de vapeur par rapport aux eaux océaniques. Par contre les précipitations provenant de cette vapeur d'eau vont s'enrichir en isotopes lourds par rapport à cette vapeur. Progressivement, les pluies appauvrissent la vapeur d'eau en isotopes lourds. C'est l'effet de "continentalité".

La pression de vapeur variant en fonction de la température, il en résulte un effet "d'altitude" pour le fractionnement isotopique ; ce dernier varie en fonction inverse de la température. Comme la température varie avec l'altitude, il est possible de relier le δ et l'altitude h . Dans les Alpes occidentales, on peut adopter la relation suivante :

$$\delta^{18}O = - 0,003 h - 8$$

Ainsi, ayant mesuré le gradient d' ^{18}O dans les précipitations à diverses altitudes, il est possible de déterminer l'aire d'alimentation d'une source dont on connaît la teneur en ^{18}O (figure n° 3).

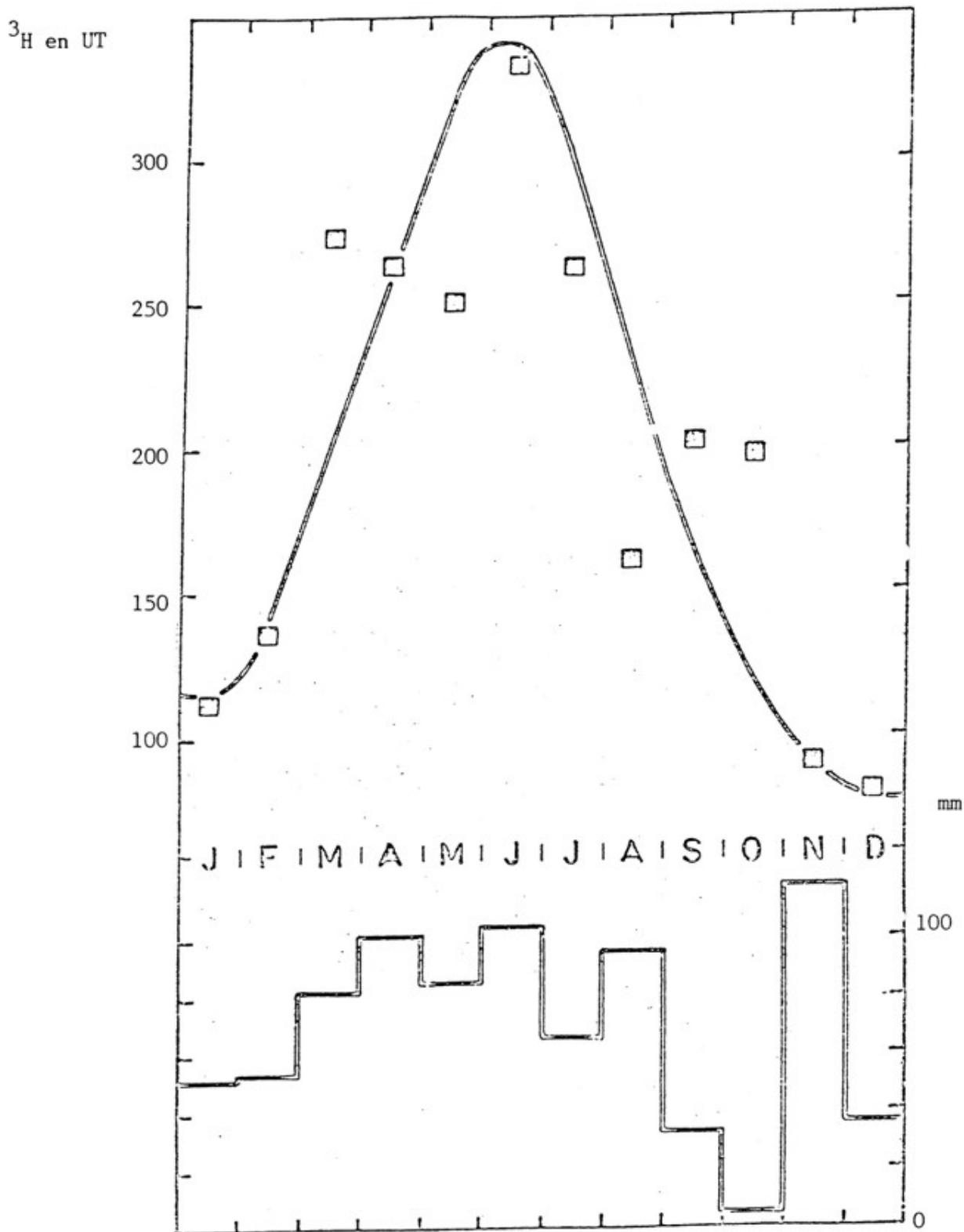


Figure 1: Pic estival de ^3H , et hauteur des précipitations à Thonon en 1969

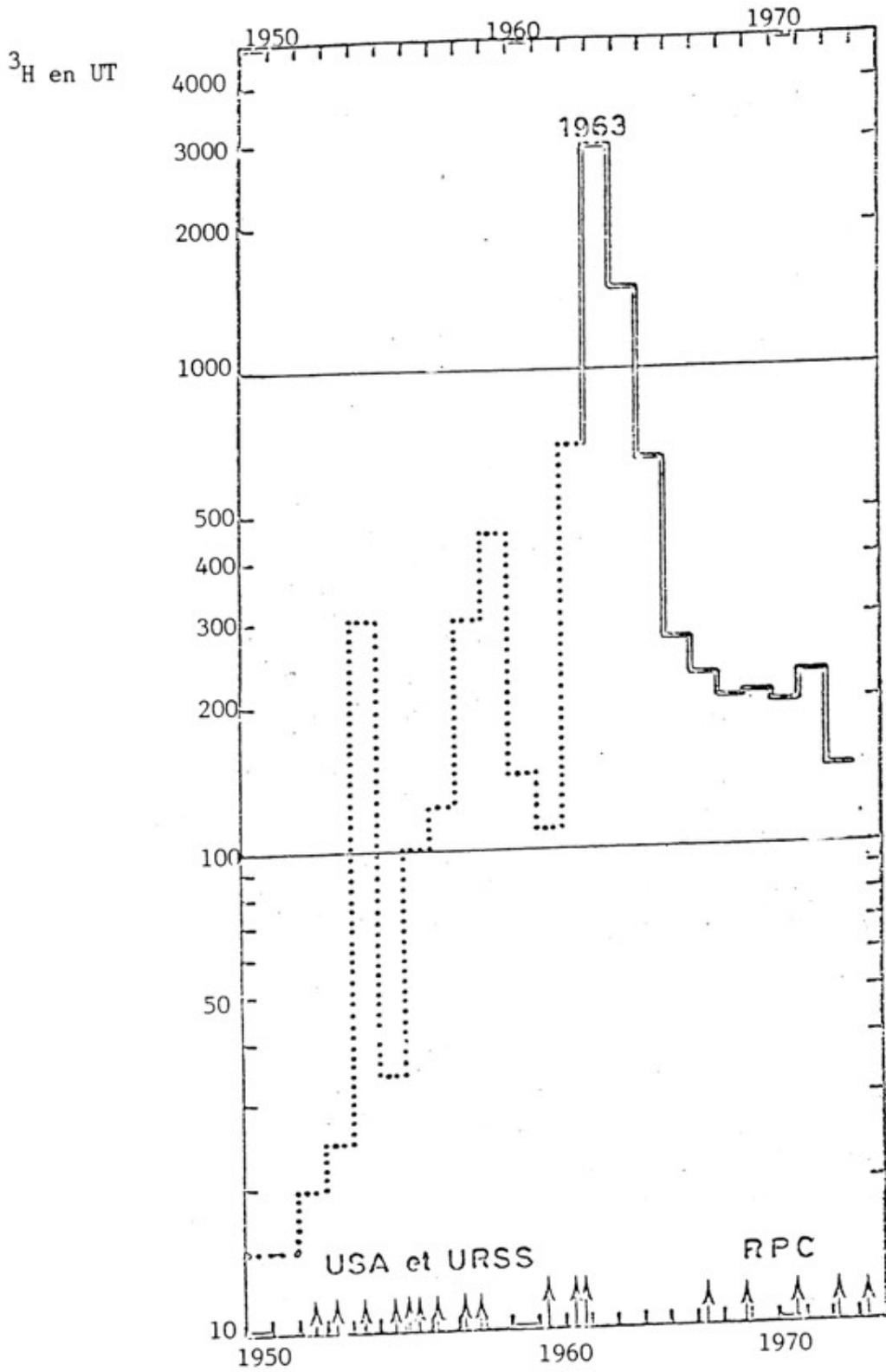


Figure 2: Retombées de ^3H à Thonon

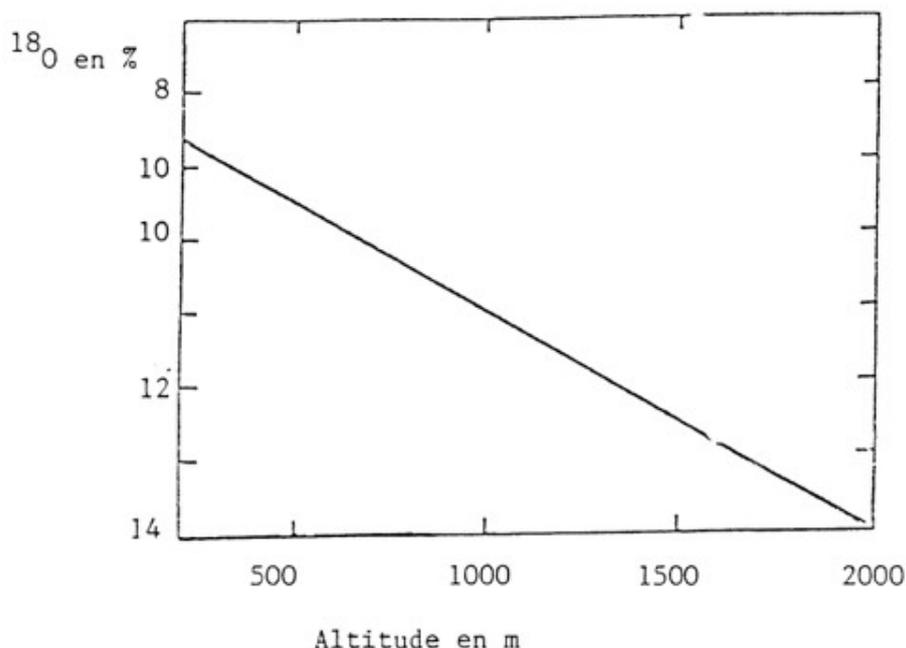
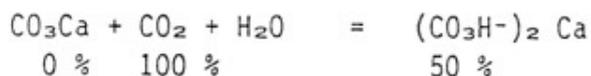


Figure 3: ¹⁸O et altitude

LES EAUX PROFONDES

Le tritium, du fait de sa période relativement courte, ne permet de dater des eaux dont l'âge est supérieur à 10 ans (plus de ³H décelable <5 UT). Aussi, pour dater des eaux plus anciennes résultant d'une circulation profonde, on utilise les teneurs en ¹⁴C. Sa période est proche de 5 600 ans.

Le rayonnement cosmique est à l'origine de la production de ¹⁴C dans l'atmosphère. On a posé que la teneur actuelle en ¹⁴C est égale à 100 % (avant les explosions nucléaires). Il en résulte que la teneur des bicarbonates des eaux, provenant pour moitié du gaz carbonique et du calcaire de l'aquifère pratiquement dépourvu de ¹⁴C, sera théoriquement de 50 % :



En réalité, il se produit des échanges entre le bicarbonate et le CO₂ de l'humus. De ce fait, les eaux actuelles présentent des valeurs proches de 85 %.

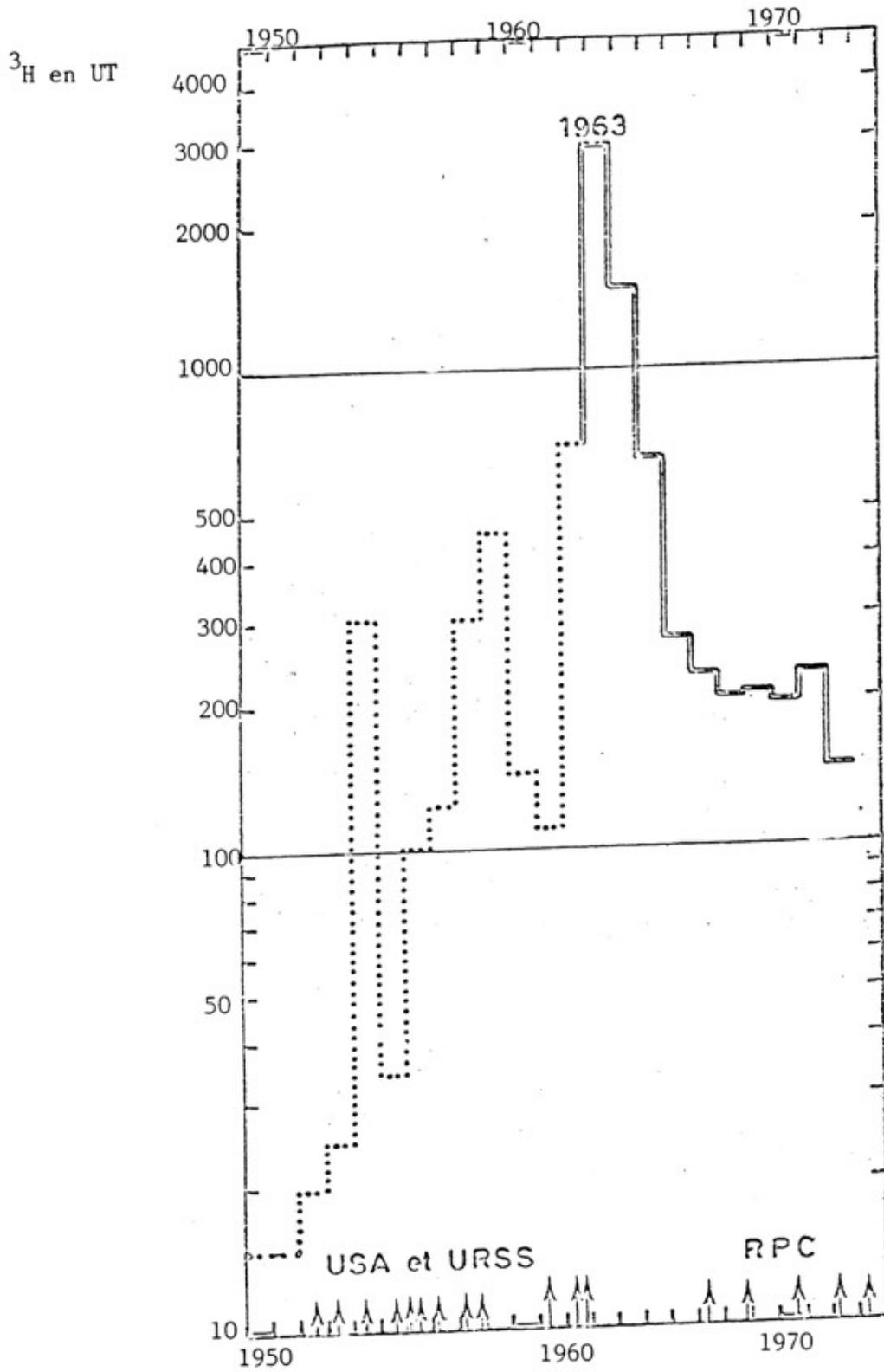


Figure 2: Retombées de ^3H à Thonon

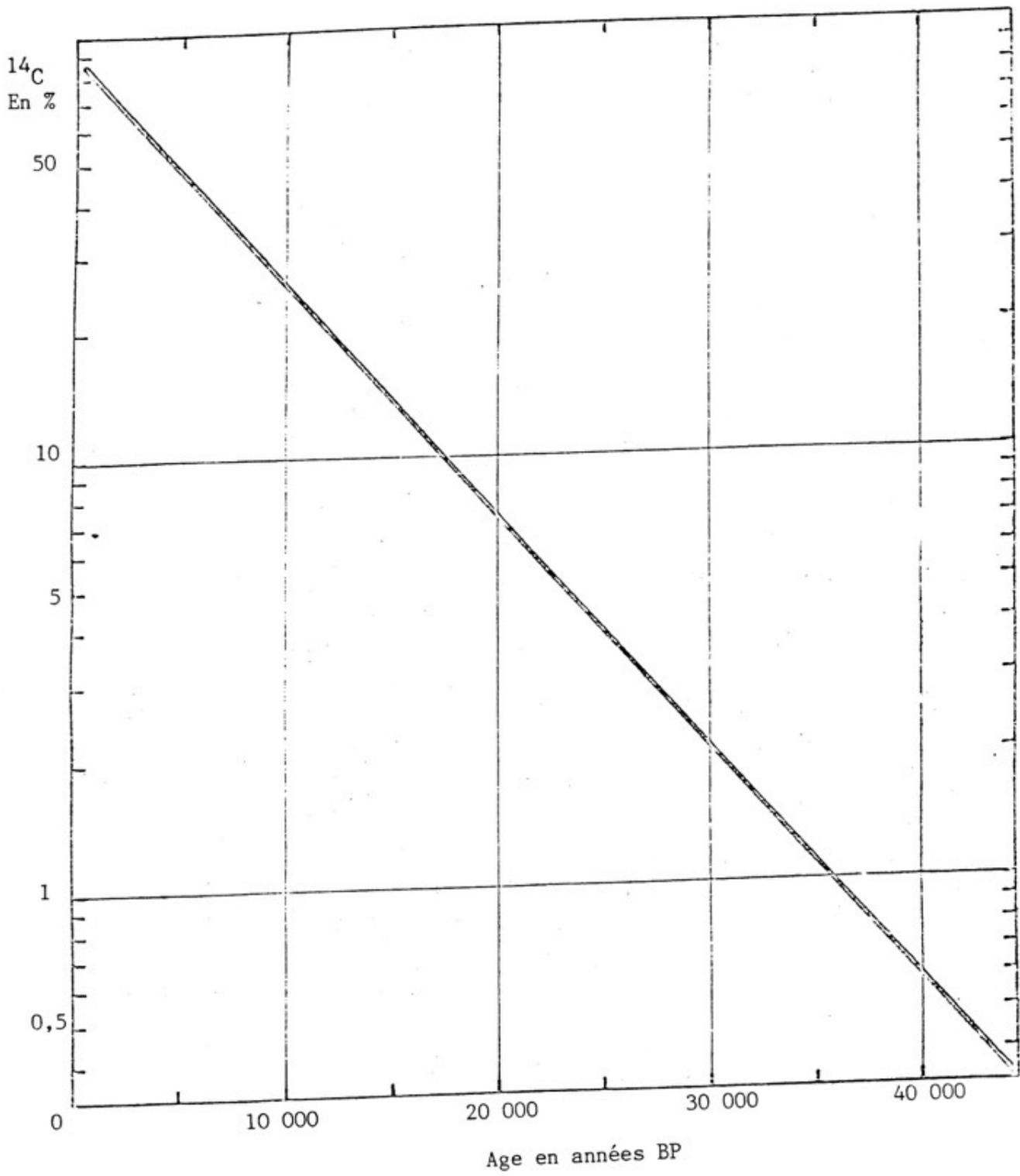


Figure 4: Datation par le ^{14}C

En partant de cette teneur initiale et compte tenu de la décroissance, la teneur en ^{14}C des bicarbonates permet de déterminer l'âge de l'eau (figure n° 4).

CONCLUSIONS

Ainsi, les isotopes sont très précieux en hydrogéologie karstique. Ils permettent de délimiter le bassin d'alimentation d'une émergence, et de donner l'âge réel de l'eau d'une nappe. Il est alors possible de déterminer le volume d'un réservoir aquifère, de comprendre le mécanisme de l'infiltration et le mélange des eaux dans les nappes.

BIBLIOGRAPHIE : PUBLICATIONS DU CENTRE DE RECHERCHES GEODYNAMIQUES

- BAKALOWICZ M., OLIVE Ph., 1970. "Teneurs en tritium des eaux du karst du taurus occidental et de Pisidie (Turquie)". Rev. Suisse Hydrol., n° 32, t 2, p. 475-480.
- BAKALOWICZ M., OLIVE Ph., 1970. "Contribution à l'étude de l'hydrodynamique karstique par les techniques isotopiques". Spelunca mémoires, n° 7, p. 61-65, Dijon.
- BOSCH B., GUEGAN B., HUBERT P. MARCE A., OLIVE Ph., SIWERTZ E., 1970. "Les cycles atmosphère-hydrosphère du tritium sous les latitudes moyennes depuis 1952". C.R. Acad. Sc., n° 270, p. 267-270.
- CROUZET E., HUBERT P., OLIVE Ph., SIWERTZ E., MARCE A., 1970. "Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement". Journal Hydrol., n° 11, p. 217-229.
- HUBERT P., MARCE A., OLIVE Ph., SIWERTZ E., 1970. "Etude par le tritium de la dynamique des eaux souterraines". C.R. Acad. Sc., n° 270, p. 908-911.
- MANGANO F., MARCE A., MEYBECK M., OLIVE Ph., PRATELLI W., 1970. "Idrologia isotopica, metodologia e prime applicazioni alle sorgenti fiume e belle (Madonie orientali)". Convegno Internazionale Sulle Acque Sotterranee, 8 p., Palerme.
- OLIVE Ph., 1970. Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. Thèse d'Etat, 138 p., 54 fig., 20 tabl., Paris.

- BLAVOUX B., SIWERTZ E., 1971. "Traçage isotopique de l'infiltration sur lysimètre". C.R. Acad. Sc., n° 273, p. 2056-2059.
- OLIVE Ph., MARCE A., MANGANO F., 1971. "Paléohydrogéologie et paléoclimatologie". Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., n° 13, t. 3, p. 203-206.
- BURGER A., MARCE A., MATHEY B., OLIVE Ph., "Tritium et oxygène-18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière (Jura Neuchâtelois-Suisse)". Ann. Sc. de l'Université de Besançon, Géologie, n° 3, t 15, p. 79-87.
- CONRAD G., OLIVE Ph., 1972. "Premières données sur les teneurs en tritium des nappes aquifères du Sahara Nord-Occidental et Central (Algérie) ; conséquences hydrogéologiques". C.R. Acad. Sc., n° 274, p. 2019-2022.
- JAMIER D., HAUBERT M., OLIVE Ph., 1972. "Origine météorique des eaux circulant en profondeur dans le massif granitique du Mont-Blanc". C.R. Acad. Sc., n° 275, p. 1593-1596.
- SIWERTZ E., 1973. Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin versant de Thonon. Thèse, t. 1 : 170 p., 41 fig., 15 tabl ; t. 2 : 121 p., 20 fig., 71 tabl., Paris.

* * * *

PARAMETRES MORPHOMETRIQUES INFLUENCANT LES CRUES AU NIVEAU DU BASSIN VERSANT KARSTIQUE

Yann DRUET (*)

RESUME

Le Ministère de l'Agriculture français procédant à la rationalisation de son réseau hydrométrique, nous avons été chargé de réaliser un programme d'optimisation de ce réseau appelé "planification du réseau hydrométrique du Ministère de l'Agriculture". Le but recherché est de pouvoir comparer les bassins versants entre eux, en connaissance de cause, grâce à un certain nombre de paramètres particuliers, appliqués à petite échelle.

Les critères de classification des bassins versants non karstiques retenus sont les suivants : relief, perméabilité, précipitations, végétation. Afin de pouvoir comparer le comportement des bassins versants, tous ces indices sont adimensionnels.

Les critères de relief, extraits de la cartographie orohydrographique au 1/100 000 sont calculés grâce à un programme de calcul automatique appelé MØRPHØ. En ce qui concerne la perméabilité, 5 classes ont été retenues en fonction de la lithologie et du comportement des éventuelles réserves utilisables en saison sèche. L'utilisation des mémoriaux de la Météorologie Nationale permet l'élaboration de cartes des isohyètes interannuelles d'espacement 100 mm. Quant à la végétation, elle est définie en fonction du taux de boisement et de l'état d'avancement du remembrement.

Tous ces critères permettent de classer les bassins versants entre eux, et, en particulier, en ce qui concerne la potentialité de comportement aux crues décennales et centenaires.

En domaine karstique, où les systèmes d'écoulement sont quelque peu différents, et de toute manière non lisibles directement sur les cartes au 1/100 000, il a été nécessaire de mettre au point des systèmes spécifiques de classification, et un programme de calcul automatique appelé KARST (voir annexes).

(*) B.E.T.S.H. - Ministère de l'Agriculture.

Les documents de base à utiliser sont les suivants :

- carte orohydrographique au 1/100 000,
- réduction au 1/100 000 de la carte géologique,
- inventaires spéléologiques locaux.

Le programme KARST utilise l'altitude maximale du bassin versant, l'altitude de la résurgence, l'altitude du point le plus bas des thalwegs qu'ils soient secs ou pérennes, la surface topographique du bassin versant, la surface approximative du bassin versant réel, la longueur des thalwegs secs, la longueur des thalwegs pérennes, la longueur de l'écoulement, qu'il soit souterrain ou aérien. Puis les éléments permettant de calculer la courbe hypsométrique du bassin versant topographique. Il traite les données comme indiqué en annexe.

Les résultats obtenus les plus intéressants par ce programme sont :

- la dénivelée spécifique karstique, qui est un rapport entre la surface, la longueur des thalwegs et les pentes ;
- l'aptitude au ruissellement, ou à l'écoulement qui est en rapport entre les longueurs de thalwegs et la longueur de l'écoulement ;
- l'indice de concentration des crues qui apparaît comme le résultat des influences conjuguées de la dénivelée spécifique karstique et de l'aptitude au ruissellement.

Ce programme KARST sera intégré à la planification du réseau hydrométrique du Ministère de l'Agriculture pour définir le relief et son influence sur les crues.

En ce qui concerne la perméabilité, l'utilisation systématique des inventaires spéléologiques, sous forme cartographique vraisemblablement permettra de mettre en oeuvre un programme de calcul automatique débouchant par des moyens qui seront définis et décrits ultérieurement, à la notion de perméabilité karstique intégrant à la fois l'indice de cavernement, la densité de cavernement, l'influence des formes superficielles et profondes.

Pour arriver à ce dernier stade de la planification du réseau hydrométrique, un limnigraphe de contrôle a été implanté dans la grotte du Brudour et un inventaire spéléologique détaillé, systématique a été demandé à l'Ecole Française de spéléologie, et est réalisé actuellement sous la direction de Monsieur M. MEYSSONNIER. Grâce à ce bassin versant karstique expérimental il sera possible de voir l'influence des différents paramètres de relief et de perméabilité sur la forme des hydrogrammes de crue.

Cette série de travaux devant déboucher vers la rationalisation des implantations d'un réseau de mesures hydrométriques, il faut espérer que d'ici quelques années, il sera possible de couvrir au mieux le paysage géographique, au moindre coût et en toute connaissance de cause, permettant ainsi d'avoir une somme d'informations, en particulier les débits moyens journaliers, et, par les lois des valeurs extrêmes, les potentialités de crues, sur l'ensemble du territoire karstique français.

Intervention de Monsieur Philippe OLIVE

A plusieurs reprises, il vient d'être noté combien l'incertitude était grande dans la détermination de la pluviométrie et de l'évapotranspiration en altitude. Aussi dans ces conditions, comment allez-vous pouvoir entrer ce type de données dans votre modèle ?

* * * *

ANNEXE

KARST 11:28 PARIS1 11/09/73

```
1PROGRAM KARST 1 DRUET
10 DIMENSION X(22), Y(22), SUR(22)
20 20 INPUT,NØM,ALTIM,ALMIN,ALMIT,SURTØ,SURRE,LØNTAS,LØNTAP,LØNGE
30 IF(ALTIM)40,40,50
40 40 STØP
45 50 AA=((ALTIM-ALMIT)*(ALTIM-ALMIN))/2
160
170 PENMØ=AA*(LØNTAS+LØNTAP+LØNGE)/3
180 APTRE=((LØNTAS+LØNTAP)/(LØNTAP))*(SQRT(LØNGE))
200 IND=1
210 X(1)=100
213 Y(1)=0
217 SSUR=0
218 Z=0.
219 SUR(1)=0.
220 220 INPUT,ALTIP,SURPØ
230 IF(ALTIP)330,240,240
240 240 IND=IND+1
250 Y(IND)=(ALTIP-ALMIN)*100./AA
260 X(IND)=SURPØ*100./SURTØ
300 SUR(IND)=SSUR+(X(IND)+X(IND-1))*(Y(IND)-Y(IND-1))/2.
310 SSUR=SUR(IND)
315 Z=Z+SQRT((ALTIM-ALTIP)*X(IND)/100.)
320 GØ TØ 220
330 330 IND=IND+1
340 X(IND)=0
350 Y(IND)=100
360 SUR(IND)=SSUR+(100.-Y(IND-1))*X(IND-1)/2.
370 SSUR=SUR(IND)
375 PENIN=Z/SQRT(PENMØ/AA)
380 SUR5=SSUR*95./100.
390 SUR95=SSUR*5./100.
400 J=0
405 JND=IND
410 DØ 620 I=1,JND
420 IF(J)590,590,430
430 430 IF(SUR(I)-SUR5)620,570,440
440 440 Y5=FY(X(I),Y(I),X(I-1),Y(I-1),SUR5,SUR(I-1))
450 450 PENGL=(Y5-Y95)/(PENMØ/AA)
453 E=SQRT((SURTØ+SURRE)/2)
455 G=((LØNTAS+LØNTAP+LØNGE)/3)/E
460 DESPE=(Y5-Y95)/G
470
480 DESPEK=DESPE*((ALTIM-ALMIN)/100)
485 IC=DESPEK*(((SQRT(APTRE)**2))
490 PRINT,"BASSIN VERSANT KARSTIQUE : ",NØM
510 DØ 530 K=1,IND
520 PRINT,X(K),Y(K),SUR(K)
```

```
530 530 CONTINUE
540 PRINT,"Y95=",Y5," Y5=",Y95
549 PRINT,"PENTE GLOBALE:",PENGL
550 PRINT,"PENTE MOY",PENMO
551 PRINT,"INDICE DE PENTE",PENIN
552 PRINT,"DENIVELEE SPECIFIQUE KARSTIQUE : ",DESPEK
553 PRINT,"APTITUDE AU RUISSELLEMENT : ",APTRE
554 PRINT,"INDICE DE CONCENTRATION DE CRUES : ",IC
555 CALL CLACE (DESPEK)
560 G0 T0 20
570 570 Y5=Y(I)
580 G0 T0 450
590 590 IF(SUR(I)-SUR95)620,630,600
600 600 Y95=FY(X(I),Y(I),X(I-1),Y(I-1),SUR95,SUR(I-1))
610 610 J=1
620 620 CONTINUE
625 ST0P "B0U"
630 630 Y95=Y(I)
640 G0 T0 610
650 END
1000 FUNCTION FY(X2,Y2,X1,Y1,SA,S1)
1010 IF(X2-X1)30,10,20
1020 10 DELY=(SA-S1)/X1
1030 G0 T0 80
1040 20 PRINT,"INC0HERENCE X1=",X1,"X2=",X2,"Y1=",Y1,"Y2=",Y2
1050 DELY=0.
1060 G0 T0 80
1070 30 IF(Y2-Y1)20,40,50
1080 40 DELY=0.
1090 G0 T0 80
1100 50 PEN=(X2-X1)/(Y2-Y1)
1110 DELS=S1-SA
1120 DELTA=ABS(X1**2.-2.*PEN*DELS)
1130 IF(PEN)60,20,20
1140 60 DELY=(SQRT(DELTA)-X1)/PEN
1150 IF(Y2-Y1-DELY)70,80,80
1160 70 DELY=(SQRT(DELTA)+X1)/PEN
1170 DELY=-DELY
1180 80 FY=Y1+DELY
1190 RETURN
1200 END
1500 SUBROUTINE CLACE (DESPEK)
1510 IF (DESPEK-9.99)10,10,20
1520 10 PRINT,"R1"
1525 G0 T0 130
1530 20 IF (DESPEK-24.99)30,30,40
1540 30 PRINT, "R2"
1550 G0 T0 130
1560 40 IF (DESPEK-49.99)50,50,60
1570 50 PRINT,"R3"
1580 G0 T0 130
1590 60 IF (DESPEK-99.99)70,70,80
1600 70 PRINT,"R4"
1610 G0 T0 130
1620 80 IF(DESPEK-249.99)90,90,100
1630 90 PRINT,"R5"
```

1640 GØ TØ 130
1650 100 IF (DESPEK-499.99) 110, 110, 120
1660 110 PRINT, "R6"
1670 GØ TØ 130
1680 120 PRINT, "R7"
1690 130 RETURN
1700 END

15, 650, 520, 570, 21, 27, 4, 3, 7
? 580, 18
? 600, 11
? 620, 4
? 640, 1.5
? -1, 0
BASSIN VERSANT KARSTIQUE : 15
100.00 .00 .00
85.7143 1.1538 107.1429
52.381 1.5385 133.6996
19.0476 1.9231 147.4359
7.1429 2.3077 152.4725
.00 100.00 501.3736
Y95= 73.8137 Y5= .2547
PENTE GLØBALE: 15.7626
PENTE MØY 24266.667
INDICE DE PENTE 7.4525
DENIVELEE SPECIFIQUE KARSTIQUE : 117.1182
APTITUDE AU RUISSELLEMENT : 5.2915
INDICE DE CØNCENTRATIØN DE CRUES : 619
R5
?