

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
ADMINISTRATION DES PONTS ET CHAUSSÉES

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XXVII

COMPTES RENDUS
DU COLLOQUE INTERNATIONAL
DE KARSTOLOGIE A LUXEMBOURG

25-26 AOÛT 1992

R. MAQUIL, F. MASSEN
éd.

LUXEMBOURG 1994
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG

**Comptes Rendus du Colloque
Luxembourg, 25 et 26 Août 1992**



Sommaire

Comptes rendus du Colloque

Introduction et Présentation	5
Remerciements	7
Poème	8
Les travaux de terrain	9
La séance au Centre Universitaire	11
Liste des participants	13

La Grotte de Moestroff et le Muschelkalk supérieur

The Moestroff cave: a short description of the Moestroff Cave and Research Project PHYMOES F.MASSEN et al.	17
Le Muschelkalk supérieur: Stratigraphie et Hydrogéologie de la région de Diekirch-Moestroff R.MAQUIL, C.EK, A.FABER	29

Rapports:

Partie hydrogéologique

The Use of Digital Data-loggers in Defining Groundwater transport Mechanisms in Karts Aquifers R. EWERS	47
Influences de Facteurs Morphologiques et d'Actions Anthropiques sur l'Hydrologie de la Fontaine de Nîmes G. FABRE, Ph. MARTIN	67
Speleogenesis under Confined Conditions with Recharge from adjacent Formations A. KLIMCHOUK	85
Hydrothermal Karst in Dolomitic Rocks Y. DUBLYANSKY	97
Cavern Porosity in the Triassic Carbonate Rocks of Cracow-Silesian Monocline (S. Poland) J. MOTYKA, M. SZUWARZVASKI	103
L'Influence de la Linéarité des Ecoulements dans L'Analyse Hydrodynamique d'un Aquifère Carbonatique: Le Trias de Bors, Roumanie H. MITROFAN	111
Wasserwirtschaftliche Bedeutung von Kalk- und Dolomitkarst B. KRAUTHAUSEN	119
L'Intrusion Marine dans l'Aquifère Carbonaté d'Aguadulce (Almeria, Espagne) A. PULIDO-BOSCH et al.	125

Partie spéléo-climatique

Suggestions pour des Mesures du Micro-Climat dans les Zones Confinées J. CHOPPY	137
First Results from Climatic Measurements in the Moestroff Cave (Grand Duchy of Luxembourg) PHYMOES Research Group F.MASSEN et al.	143
Preliminary Climatological Observations in Alpine Caves of Austria K. MAIS, R. PAVUZA	165
Airborne Carbon Dioxide in Ukrainian Caves A. KLIMCHOUK, N. JABLOKOVA	173
Le Cycle Annuel des Températures et du CO ₂ dans la Grotte de Fontaine de Rivière à Hamoir (Belgique) J. GODISSART	179
Carbon Dioxide in Tourist Cave Air J.M. JAMES	187

Introduction.

Le Colloque International de Karstologie de Luxembourg (C.I.K.) avait pour but de réunir les spécialistes de la Commission de Physico-Chimie du Karst de l'Union Internationale de Spéléologie (U.I.S.) pour étudier les problèmes hydrogéologiques et spéléoclimatiques de roches carbonatées et dolomitiques karstifiées.

Le cadre naturel en était la région de Diekirch. Les roches dolomitiques du Muschelkalk supérieur y affleurent. Elles contiennent la grotte de Moestroff, abritant un projet de recherche en spéléoclimatologie, ainsi que des carrières importantes présentant des particularités hydrogéologiques.

La première journée du C.I.K. fut une journée de terrain: le matin fut réservé à la visite de la grotte de Moestroff et à l'exposé du projet de recherche PHYMOES. L'après-midi fut consacré à l'étude de deux carrières sous la conduite de responsables du Service Géologique et du Musée d'Histoire Naturelle.

La deuxième journée, dévolue à la présentation des communications scientifiques et des rapports de recherche, se déroula au Centre Universitaire de Luxembourg.

Le succès de participation de ce colloque est exprimé par la présence, parmi les 46 participants, des meilleurs spécialistes mondiaux des sujets traités.

Aussi est-ce avec fierté que nous présentons ici les comptes rendus de cette rencontre, comportant les quatorze communications présentées et les rapports des journées d'excursion.

Puissent les auteurs et le lecteur nous pardonner le long délai de la publication.

Robert Maquil

Présentation.

Le Colloque International de Karstologie de Luxembourg a eu pour objet l'hydrologie et la spéléoclimatologie du Muschelkalk de la région de Diekirch.

Monsieur Marc Fischbach, Ministre de l'Education Nationale et Monsieur Robert Goebbels, Ministre des Travaux Publics, ont bien voulu accorder leur haut patronage à la réunion.

Parmi les personnalités qui ont participé au Colloque, relevons la présence de Monsieur Marc Fischbach, Ministre de l'Education Nationale, Monsieur P. Seck, Président du Centre Universitaire de Luxembourg, Monsieur H. Trimmel, Président de l'Union Internationale de Spéléologie (U.I.S.) et Monsieur B. Krauthausen, Président de la Fédération Spéléologique de la Communauté Européenne (F.S.C.E.).

La richesse du programme, l'intérêt du terrain et le beau temps qui nous favorisa furent parmi les clés du succès de la rencontre. On peut y ajouter la magnifique réception de la Commune de Diekirch qui, sous la présidence de Madame le Bourgmestre, régala le premier jour tous les participants et le généreux lunch offert le second jour par le Centre Universitaire de Luxembourg.

Le nombre et la qualité des participants répondaient aux conditions favorables; les nations suivantes étaient représentées: Allemagne, Australie, Autriche, Belgique, Espagne, Etats-Unis, France, Luxembourg, Pays-Bas, Pologne, République populaire de Chine, Roumanie, Russie, Tchécoslovaquie, Ukraine.

Le Colloque eut un très grand succès, grâce entre autres à une organisation sans faille et un sponsoring particulièrement généreux.

Tout le poids de l'organisation reposa sur les collaborateurs du projet PHYMOES, avec à leur tête le responsable du projet Francis Massen; il faut les féliciter et les remercier pour l'énorme tâche accomplie, et accomplie à la perfection.

Le lecteur verra ici, à la lecture des comptes rendus et des quatorze communications qui suivent, que le succès scientifique fut à la hauteur des efforts de l'organisation.

Camille EK

Les comptes rendus du Colloque International de Karstologie sont placés sous le haut patronage de Monsieur Marc Fischbach, Ministre de l'Education Nationale, et de Monsieur Robert Goebbel, Ministre des Travaux Publics.

Remerciements

Les organisateurs du C.I.K. remercient particulièrement pour leur soutien généreux et efficace:

- le Ministère des Affaires culturelles et de la Recherche scientifique,
- le Centre de Recherche Public Centre Universitaire,
- le Centre Universitaire de Luxembourg,
- la Commune de Diekirch.

Le colloque a été très généreusement sponsorisé par:

- la Banque Internationale de Luxembourg,
- la Société BULL S.A.

LUXEMBOURG

L'Ardenne aux genêts d'or ondule en vert manteau
Une vallée profonde ouvre et scie le plateau
Xylophone endiablé des oiseaux en forêts
En rectangles de blés le Gutland apparaît
Mines de fer, sidérurgie: Esch sur Alzette
Bordé soigneusement de mille terrassettes
Ornant la bleue Moselle, un vignoble se mire
Un calme débonnaire emplit la Capitale
Régnant sur le Duché: l'Europe qu'on admire
Grisante économie, place internationale!

Jean SARRAMEA

Rapport de la visite sur le terrain du mardi matin, 25 aout 1992

Le but de cette excursion était de faire connaître le terrain du projet de recherche Phymoes, c.à.d. la grotte de Moestroff, et de montrer la partie technique des appareils d'acquisition de données.

Avant le départ nous avons eu le plaisir de pouvoir accueillir parmi nous le Ministre de l'Education Nationale, Monsieur Marc Fischbach, qui a pris une part active à cette excursion.

Les participants, partagés en deux groupes, ont rejoint d'abord l'un la grotte de Moestroff, l'autre le Lycée Classique de Diekirch.

Un arrêt en route a permis aux participants de se faire une idée d'ensemble du terrain dans lequel se situe le Muschelkalk avec la grotte labyrinth de Moestroff. A l'arrivée auprès des rochers, des explications supplémentaires sur le Muschelkalk ont été données par Camille EK.

La visite des installations du projet de recherche Phymoes permettait d'informer sur la philosophie générale de la prise de mesures en continu et sans intervention locale d'opérateurs. Les différents modules construits spécialement pour ce projet ainsi que les appareils d'acquisition de données ont pu être examinés par les participants; la visite se poursuivait à l'intérieur de la grotte et permettait de voir les différents capteurs de température, d'humidité, de pression barométrique, de vitesse du vent et de la concentration de CO₂.

Au laboratoire de physique du Lycée Classique de Diekirch la stratégie de la prise de mesures fut exposée. La présentation de l'instrumentation, de l'archivage des données de mesure et de leur interprétation et traitement informatique, ainsi qu'une discussion sur les qualités requises des appareils et capteurs complétait la visite.

Le repas de midi, offert par la commune de Diekirch, se déroulait dans une ambiance des plus agréables à l'Hôtel du Parc à Diekirch. Le bourgmestre, Madame Marie-Thérèse Boever ainsi que le représentant du Ministère des Affaires Culturelles, Monsieur Guy Dockendorf, participaient à ce repas et adressaient leurs paroles de bienvenu à tous.

Le docteur Hubert Trimmel et le professeur Camille Ek, resp. président et secrétaire de l'Union Internationale de Spéléologie, remerciaient la commune de Diekirch et tous les donateurs de leur appui au Colloque.

Rapport de la visite sur le terrain de l'après-midi du mardi 25 août 1992

Le programme de l'après-midi fut axé sur la géologie et l'hydrogéologie des formations du Muschelkalk de la région de Diekirch-Moestroff. L'excursion se déroula, sous un ciel bleu, au sein de l'impressionnante cuesta du Muschelkalk supérieur qui constitue le versant Sud de la vallée de la Sûre.

L'excursion débuta par la visite d'une première carrière au lieu dit Schoofsboesch située en bordure de plateau au Sud de Bettendorf. L'exploitation, actuellement abandonnée, visait le Grès de Gilsdorf, un grès à ciment dolomitique du Muschelkalk supérieur. Celui-ci, d'une réputation internationale, fut surtout employé en construction (ponts, églises, pavements..) et notamment pour les besoins des chemins de fer. Une extraction sporadique se fait encore aujourd'hui pour la restauration de vieux bâtiments. La visite fut guidée par Alain Faber qui montra la disposition des niveaux exploitables aux couleurs grises, verdâtres et rougeâtres.

La carrière héberge un point d'eau alimenté par une source émergeant du Keuper inférieur. L'analyse de son eau a permis à Camille Ek de situer la source en question dans le contexte hydrogéologique général. Les aspects écologiques, géologiques et historiques font figurer ce site intéressant sur l'inventaire des réserves naturelles à classer.

Le deuxième arrêt de la journée fut la carrière de Mouschbierg au Sud de Diekirch, seule carrière encore en exploitation dans cette formation. On y exploite actuellement l'ensemble de la formation du Muschelkalk supérieur, Grès de Gilsdorf et dolomies sous-jacentes. La production se limite à des matériaux concassés dolomitiques et gréseux; les nombreuses carrières anciennes n'extraiaient que le niveau gréseux d'une épaisseur d'environ 7 mètres pour pierre de taille.

Le contact Keuper/Muschelkalk est bien visible sur l'ensemble du front de taille. Le contact se fait par un horizon de sol fossile; les roches keupériennes sus-jacentes sont formées de marnes rouges et vertes avec des intercalations de bancs dolomitiques.

Côté versant on observe des diaclases béantes, ouvertes en biais, passant à travers l'ensemble dolomitique et témoignant d'un entraînement vers la vallée de la falaise dolomitique par le mouvement des éboulis de pente.

En contrebas de la carrière Robert Maquil a attiré notre attention sur un glissement de terrain important affectant l'éboulement de pente et les marnes gypsifères du Muschelkalk moyen. Le glissement s'opère sur un terrain potentiellement instable et a été provoqué par des infiltrations des eaux souterraines du Muschelkalk dolomitique. Les mesures proposées pour stabiliser le mouvement sont présentées. Un premier drainage du terrain a arrêté le mouvement, mais le risque d'une réactivation subsiste.

Malgré le programme chargé de la journée, les discussions ont amené une partie des participants à repartir après le dîner pour la grotte dans l'espoir d'éclaircir encore quelques points de discussion.

LA SEANCE AU CENTRE UNIVERSITAIRE DE LUXEMBOURG

La journée du mercredi 26 août 1993 était réservée aux présentations des communications et travaux de recherches.

Le matin, vers 08:00 heures, tous les participants logeant à l'Auberge de Jeunesse de Larochette partent pour le Centre Universitaire de Luxembourg, où ils sont accueillis par le professeur Pierre SECK, président du CU. Le professeur SECK, qui participe lui-même à la totalité du Colloque, souhaite en des termes très sympathiques la bienvenue à toutes les personnes présentes. Le professeur Camille EK, qui assure ensemble avec Guy SCHINTGEN la présidence de cette journée, le remercie de l'accueil chaleureux et de l'hospitalité généreuse témoignée par le CU.

Le thème des communications de la matinée est l'hydrologie et la géologie (du Muschelkalk); voici les communications présentées en ordre chronologique:

EWERS, Ralph	The use of digital dataloggers in defining groundwater transport mechanisms in karst aquifers
BOSAK, Pavel	The evolution of karst and caves in the Koneprusky region
MARTIN, Philippe	Influences de facteurs morphologiques et d'actions anthropiques sur l'hydrologie de la Fontaine de Nîmes
MOTYKA, Jacek	Cavern porosity of the triassic rocks of the Cracow Silesian monocline
KLIMCHOUK, Alexander	Speleogenesis with recharge from adjacent formations
PULIDO BOSCH, Antonio	Un exemple de contamination d'un aquifer dolomitique côtier par intrusion marine (Aguadulce, Almeria, Spain)
DUBLYANSKY, Yuri	Hydrothermal karst in dolomites
KRAUTHAUSEN, Bernd	Hydrogeologie und wasserwirtschaftliche Bedeutung von Kalk- und Dolomitkarst

La matinée est entrecoupée vers 10:30 par une pause-café (les rafraîchissements sont offerts par le CRP-CU, le Centre de Recherche Public du Centre Universitaire), pendant laquelle les participants ont l'occasion de visiter la petite exposition de posters réalisée par le groupe Phymoes et portant sur les thèmes de recherche du projet Phymoes.

A midi, un lunch d'une très haute qualité est offert par le CU. Ce lunch vivement apprécié par tous les participants se déroule dans une atmosphère cordiale et décontractée.

Les communications de l'après-midi ont pour thème la climatologie souterraine; voici les présentations, en ordre chronologique:

KLIMCHOUK, Alexander	Airborne carbon dioxide in Ukrainian caves
CHOPPY, Jacques	Suggestions pour des mesures du micro-climat dans les zones confinées
MASSEN, Francis	Quelques aspects climatologiques de la grotte de Moestroff
GODISSART, Jean	Températures et CO ₂ dans la grotte de Fontaine de Rivière à Hamoir-Lassus
PAVUZA, Rudolf	Climatological measurements in alpine caves
JAMES, Julia	Carbon dioxide in tourist cave air

La journée au CU se termine vers 17:00, avec les conclusions et la synthèse du professeur Camille EK.

Un bus conduit tous les participations vers les remparts de la ville de Luxembourg, où un guide diplômé leur donne un aperçu des anciennes fortifications de cette place forte.

La soirée se termine par un buffet froid à l'Auberge de Jeunesse de Luxembourg, dans une ambiance très gaie et détendue, propice aux contacts et échanges mutuels. Vers 24:00 un bus reconduit les participants vers leurs logements à l'Auberge de Jeunesse de Larochette. La plupart quittent le pays le lendemain matin, emportant les adieux et remerciements des organisateurs du Colloque.

LISTE DES PARTICIPANTS

ALFF, Georges MINISTRE DE L'EDUCATION NATIONALE 29 rue Aldringen L-2911 LUXEMBOURG tel. office: (352) 46802-547 fax. office: (352) 464815

BINTZ, Jacques SERVICE GEOLOGIQUE DU LUXEMBOURG 43 bvd. G.D.Charlotte L- 1331 LUXEMBOURG tel. office: (352) 444126 fax. office:(352) 458760

BOES, Claude PHYMOES (CRP-CU) home addr: 132 rue Schetzel L-2518 DOMMELDANGE tel. home: (0049)251 83 38 614 (352) 43 28 41

BOHNERT, Robert LYCEE CLASSIQUE DE DIEKIRCH 32 avenue de la Gare L-9220 DIEKIRCH tel. office: (352) 808624 fax. office:(352) 802623

BOSAK, Pavel UNION INTERNATIONALE DE SPELEOLOGIE 106617 Jivenska CZ-140000 PRAHA tel. office: (0042) 2809889 fax. office: (0042) 2877859 tel. home: (0042) 2424234

BOTZEM, André GROUPE SPELEOLOGIQUE LUXEMBOURGEOIS home addr: 18 rue Paul Binsfeld L-8111 BRIDEL tel. office: (352) 329004 tel. home: (352) 338854

CAHEN, Laurent SERVICE GEOLOGIQUE DU LUXEMBOURG 43 bvd. G.D.Charlotte L-1331 LUXEMBOURG tel. office: (352) 444126 fax. office: (352) 458760

CHOPPY, Jacques home addr: 182 rue de Vaugirard F-75015 PARIS tel: (1) 45 66 90 11

DOCKENDORF, Guy MINISTRE DES AFFAIRES CULTURELLES 20 Montée de la Pétrusse L-2912 LUXEMBOURG tel. office:(352) 478988 fax. office: (352) 402427

DUBLYANSKY, Yuri INSTITUTE OF MINERALOGY AND PETROGRAPHY 3 University Avenue 630090 NOVOSIBIRSK, RUSSIA tel. office: (007) 3832 352160 fax. office: (007) 3832 322740

EK, Camille UNIVERSITE DE LIEGE Département de Géographie Physique 7 Place du XX Août B-4000 LIEGE tel. office: (0032) 416 652 97 fax. office: (0032) 416 657 00 tel. home: (0032) 414 374 65

EWERS, Linda EASTERN KENTUCKY UNIVERSITY Department of Geology Roark Building USA-RICHMOND, KENTUCKY 40475

EWERS, Ralph EASTERN KENTUCKY UNIVERSITY Department of Geology Roark Building USA- RICHMOND, KENTUCKY 40475 tel. office: (001) 606 6238464 fax. office: (001) 606 6238464

FABER, Alain MUSEE D'HISTOIRE NATURELLE 24 rue Münster L-2160 LUXEMBOURG tel. office: (352) 462 233-203 fax. office: (352) 463848

FABER, Sonja UNIVERSITAET KARLSRUHE home addr: 43 Allmandklinge D-7123 SACHSENHEIM-HOHENHASLACH tel. home: (0049) 7147 12261, actuellement MUSEE D'HISTOIRE NATURELLE, LUXEMBOURG

FELISIAK, Ireneusz 2/7 UL Chopina PL- 32030 WIELICZKA tel. home: (0048) 12-783438

FISCHBACH, Marc MINISTRE DE L'EDUCATION NATIONALE 29 rue Aldringen L-2911 LUXEMBOURG

GODISSART, Jean UNION BELGE DE SPELEOLOGIE home addr: 19 rue de Cracovie B-4030 LIEGE tel. home: (0032) 43868

JAMES, Julia M. UNIVERSITY OF SYDNEY School of Chemistry SYDNEY, NSW 2006 AUSTRALIA tel. office:(0061) 02 692 2743 fax. office: (0061) 02 692 3329

KAYSER, Pit PHYMOES (CRP-CU) Institut Supérieur de Technologie (IST) rue Coudenhove-Kalergi L-LUXEMBOURG/KIRCHBERG tel. home: (352) 487696

KIES, Tun PHYMOES (CRP-CU) Centre Universitaire de Luxembourg 162a av. de la Faïencerie L-1511 LUXEMBOURG tel. office:(352) 461033 tel. home: (352) 359106

KINTZIGER, Paul CENTRE UNIVERSITAIRE DE LUXEMBOURG home addr: rue du Gymnase L- 9233 DIEKIRCH tel. home: (352) 809546

KLIMCHOUK, Alexander KIEV KARST and SPELEOLOGICAL CENTER P.O. BOX 224/8 KIEV 30, 252030UKRAINIA tel. office:(007) 044 2722352

KRAUTHAUSEN, Bernd FEDERATION SPELEOLOGIQUE DES COMMUNAUTES EUROPEENES home addr: 1a Rheinstrasse D-6729 NEUBURG tel. office: (0049) 7853 8552 fax. office: (0049) 7853 8740 tel. home: (0049) 7272 4106

LANNERS, Claude MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE 19-21 boulevard Royal L-2914 LUXEMBOURG
tel. office: (352) 4784135 fax. office: (352) 460448

LIPS, Roosmarijn Mc.MASTER UNIVERSITY Geographic Department 1280 Main Street West L8S 4K1 HAMILTON,
ONTARIO, CANADA tel. office: (001) 416 525 9140 4659 fax. office: (001) 416 546 0463

MAQUIL, Robert SERVICE GEOLOGIQUE DU LUXEMBOURG 43 bvd G.D. Charlotte L-1331 LUXEMBOURG
tel. office: (352) 44 41 26 fax. office: (352) 45 87 60

MARTIN, Philippe CNRS, URA 903 7 rue Dorée F-30000 NIMES tel. office: (0033) 66212783

MASSEN, Francis PHYMOES (CRP-CU) Laboratoire de Physique Lycée Classique de Diekirch 32 avenue de la Gare
L-9233 DIEKIRCH tel. office: (352) 803218 fax. office: (352) 809584
tel. home: (352) 808021 fax. home: (352) 804006

MOOTZ, Jean LYCEE CLASSIQUE DE DIEKIRCH 32 avenue de la Gare L-9233 DIEKIRCH tel. office: (352) 803218
fax. office: (352) 809584 tel. home: (352) 432254

MOTYKA, Jacek UNIVERSITY OF MINING AND METALLURG Inst. of Hydrogeology and Engineering Geology
30 Al. Mickiewicza 30 056 KRAKOW POLAND tel. office: (0048) 338397

PAVUZA, Rudolf NATURHISTORISCHES MUSEUM WIEN Karst- u. Höhlenkundliche Abteilung 1/10 Messeplatz
A-1070 WIEN tel. office: (0043) 222935254

PULIDO BOSCH, Antonio UNIVERSITY OF GRANADA Department of Geodynamic SP-18071 GRANADA
tel office:(0034) 58 243 362 fax. office: (0034) 58 243 352

RECKEL, Paul CENTRE UNIVERSITAIRE DE LUXEMBOURG 162A avenue de la Faïencerie
L-1511 LUXEMBOURG tel. office: (352) 486871

SASS-GUSTKIEWICZ, Maria DEPARTMENT OF ECONOMIC GEOLOGY Academy of Mining and Metallurgy 30 al.
Mickiewicza PL- 30 059 KRAKOW

SCHINTGEN, Guy PHYMOES (CRP-CU) Phoenix Contact 72 route de Longwy L-8080 BERTRANGE
tel. office: (352) 450235 fax. office: (352) 450238

SCHINTGEN, Yves GROUPE SPELEOLOGIQUE LUXEMBOURGEOIS 60 Ernzerberg L-7636 ERNZEN

SECK, Pierre CENTRE UNIVERSITAIRE DE LUXEMBOURG 162A av. de la Faïencerie L-1511 LUXEMBOURG
tel. office: (352) 466644-1 fax. office: (352) 446644-506

SINNER, Ed PHYMOES (CRP-CU) home addr: 19 Grand'rue L-7777 BISSEN tel. office: (352) 308585-506
fax. office: (352) 309009 tel. home: (352) 85015

SINNER, Jang LYCEE CLASSIQUE DE DIEKIRCH home addr: 19 Grand'Rue L-7777 BISSEN tel. home:(352) 85015

THEIS, Jacques LYCEE CLASSIQUE DE DIEKIRCH 32 av. de la Gare L-9233 DIEKIRCH tel. office: (352) 803218
fax. office: (352) 809584

THIES, Jean-Claude GROUPE SPELEOLOGIQUE LUXEMBOURGEOIS 83 route d'Esch L-3230 BETTEMBOURG
tel. home: (352) 516073

TRIMMEL, Hubert UNION INTERNATIONALE DE SPELEOLOGIE 77 Draschestrasse A-1230 WIEN
TRIMMEL, Mme 77 Draschestrasse A-1230 WIEN

VANDENVINNE, Roger UNIVERSITE DE LIEGE Département de Géologie Appliquée 45 Avenue des Tilleuls B-4000
LIEGE tel. office: (0032) 41 52 06 65

ZHANG, Shouyue UNIVERSITY OF BEIJING Geological Society of China P.O.BOX 634 CHINA BEIJING 100029
tel. office: (0086) 01 2023377-584 fax. office: (0086) 01 4919140

**Comptes Rendus du Colloque
Luxembourg, 25 et 26 Août 1992**

**La Grotte de Moestroff,
le Muschelkalk supérieur**



THE MOESTROFF CAVE: A SHORT DESCRIPTION OF THE MOESTROFF CAVE AND RESEARCH PROJECT PHYMOES

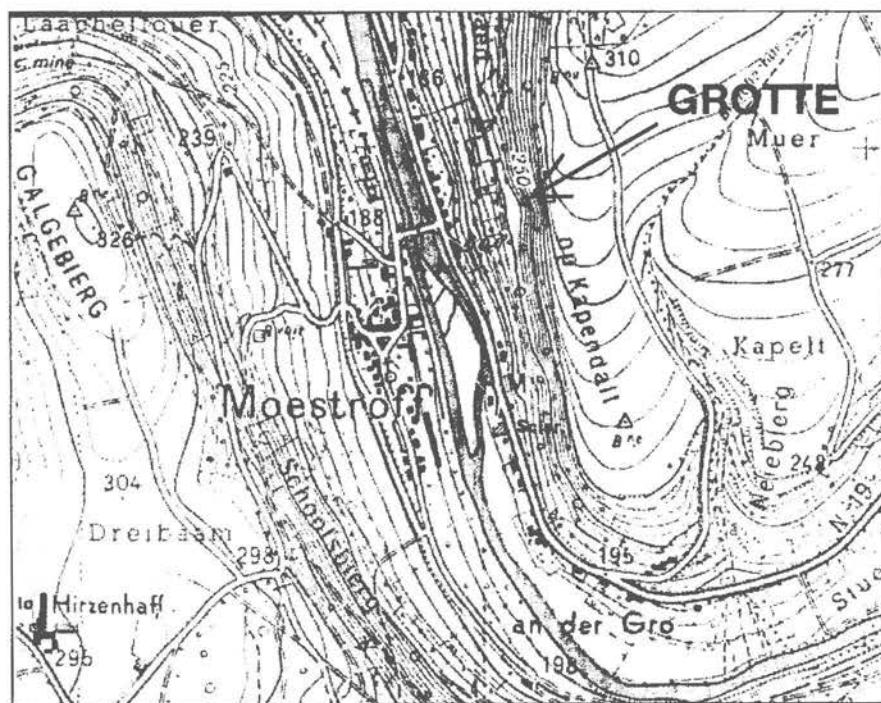
Francis MASSEN, Claude BOES, Camille EK, Sonja FABER, Pit KAYSER, Tun KIES, Guy SCHINTGEN, Ed SINNEN, Guy WARINGO

Centre de Recherche Public - Centre Universitaire Luxembourg
162a, av. de la Faïencerie
L-1511 LUXEMBOURG

1. SITUATION, ORIGIN AND GEOLOGY OF THE MOESTROFF CAVE

The Moestroff Cave is situated in the Grand-Duchy of Luxembourg, in a dolomitic plateau called 'Plateau de Hoesdorf' which separates the Sûre and Our river valleys. This plateau is composed of a layer of Muschelkalk of approximately 60 meters thickness, which is enclosed at the top and bottom between two layers of dolomitic marls. The density of dolomit is 2676 kg/m³, and its specific heat (cp) is equal to 826 J/(kg*K).

The Moestroff Cave develops in the upper part of this Muschelkalk layer. The entrance can be found by extending the direction of the small bridge on the river Sûre in the village of Moestroff to the east; it is at a height of approximately 250 meters above sea level (refer to figure 1). The actual opening is 8 meters above the bottom of the cliff, and access is only possible by lowering from the top of the cliff (rather dangerous in wet weather), by a very exposed small path in the middle of the cliff, or by climbing up with a fixed ladder.



This cave is a perfect example of the labyrinth type, and with its formidable maze of corridors, it is the only cave of significant size known in the Muschelkalk of Luxembourg [figure 2]. The network of corridors develops nearly horizontally, at a depth varying between 20 and 30 meters below the surface of the plateau.

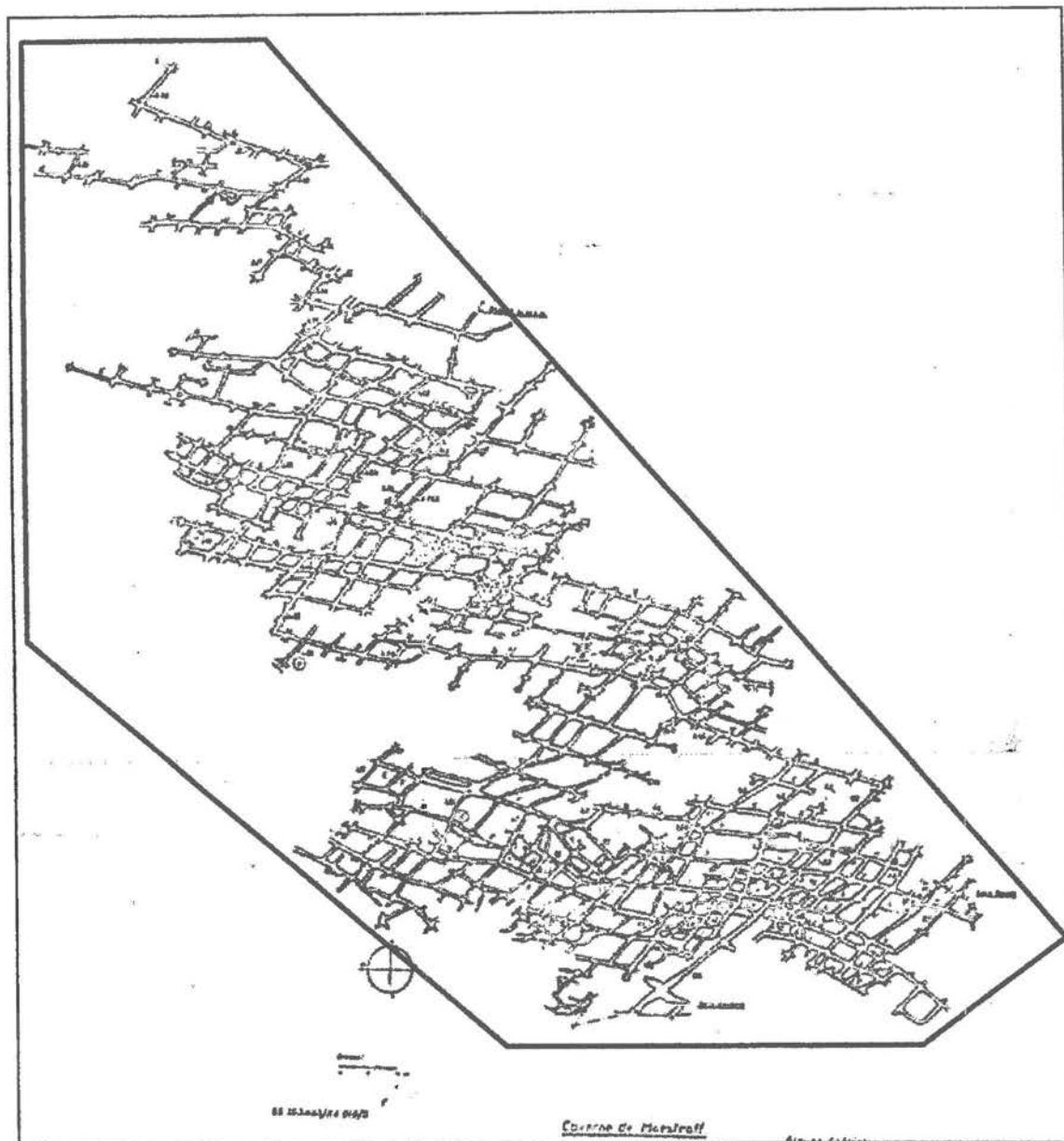


fig. 2 Map of Moestroff Cave, surveyed by the 'Groupe Spéléologique Luxembourgeois' (GSL). The area enclosed by a polygon shows the potential boundaries of the network. Total length of surveyed galleries range from 3.5 to 5 kilometers

Dietmar BERG has shown in 1963 that the directions of the joints in the Muschelkalk of the Sûre valley coincide practically with the dominant directions of the corridors of the Moestroff cave. The primary direction of the joints is at an azimuth angle of 20°, whereas the secondary direction is comprised between 140° and 150°.

Dietmar BERG was also the first one to suggest a theory for the creation of this cave, which has never been challenged since. Its origin goes back to the cracks in the dolomitic packets more than a million years ago. Water seeping through the cracks from the surface may have

widened the fissures somewhat, but the small solubility of the Muschelkalk was not conducive to an erosion resulting in corridors with a cross section exceeding occasionally one square meter.

There must therefore be another explanation for the existence of this cave. As a matter of fact, its entrance lies at the same altitude as a former terrace of the river Sûre. Whereas the seepage water from the surface was passing too quickly through the fissures to effect an important dissolution, the opposite was true for the nearly stagnating water of the river; this dissolution effect was further reinforced by the abundance of carbon dioxide. The resulting chemical attack has widened the cracks into corridors with typical cross sections [figure 3], which reveal still today the successive phases of the dissolution.

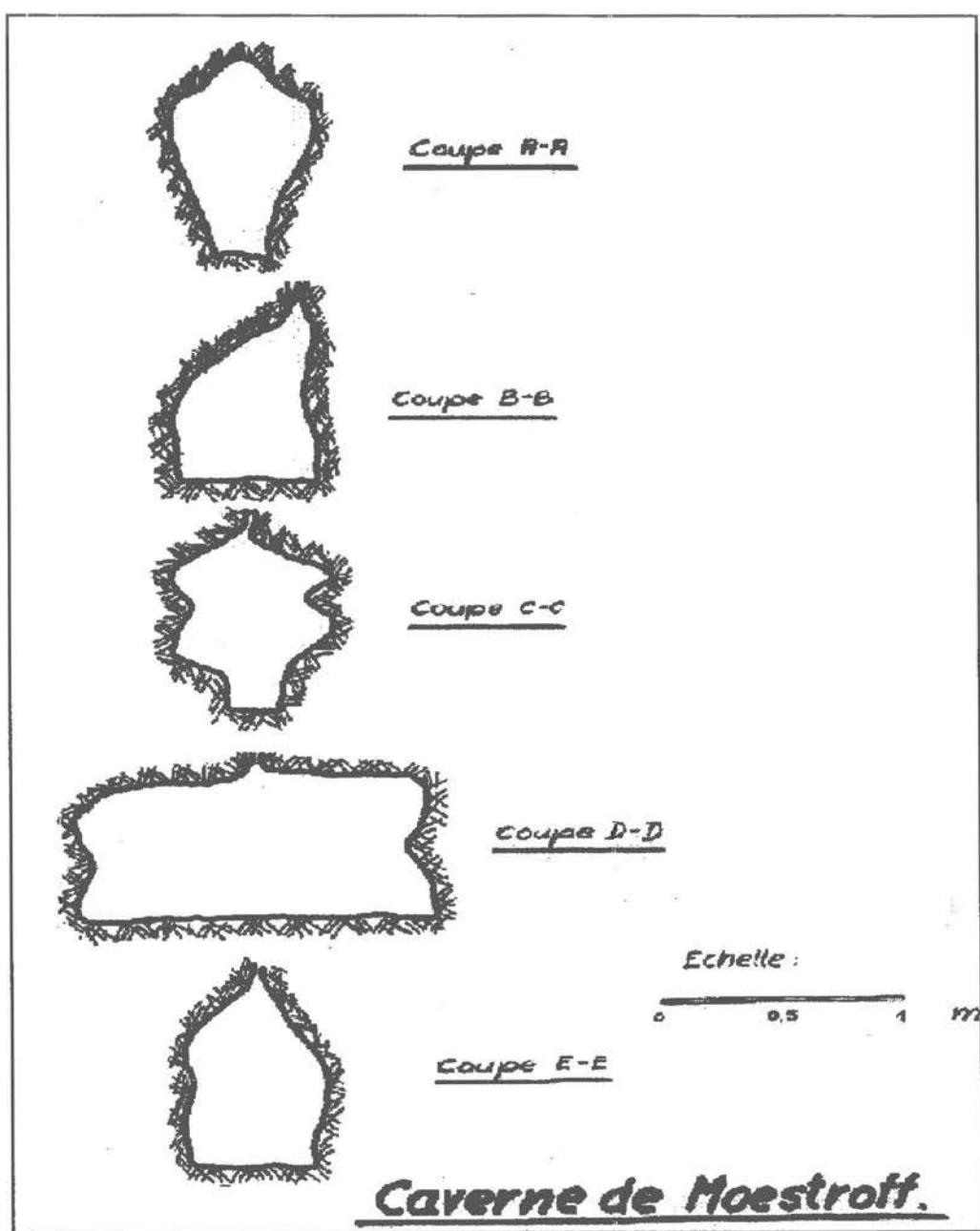


fig. 3 Cross-section of some galleries in the Moestroff Cave (GSL, 1964)

A careful investigation of the cliff reveals a large number of small openings; these are however too small to be accessible (approximately 20 to 30 cm of diameter). This could suggest the existence of a second network of corridors below the first one. If the explanation given above is correct, it implies that the second level of the river Sûre remained stable at two or three meters below the first one for a time sufficiently long to allow dissolution of the rock as described above. The small diameter of this second - assumed - network could be explained by the fact that the duration of this second phase was much shorter than the first one.

At several spots inside the cave one can see fissures which seem to extend several meters downwards. The thick layer of clay, which has been carried into the cave by seepage water from the top, and which covers nowadays the bottom of the corridors, precludes however practically everywhere the observation of these downward extensions.

The Moestroff cave has very few concretions: neither stalagmites nor stalactites of significant size can be found, only a few small specimens. One can however find at several spots a crust of limestone covering the upper part of the ceiling, and which is frequently detached from its support. During one of his visits, Professor Camille EK formulated the assumption that the cave might originally have been filled almost completely with clay, so that the limestone could only deposit in the small free space between the top of the clay and the ceiling. Later on, the clay may have been removed by strong hydraulic action, leaving intact the stalacmitic crusts at the ceiling.

There is a significant difference in width between the fissures at the top of the corridors which are parallel to the cliff (corresponding to a direction of 140 to 150 degrees in azimuth), and those which are roughly perpendicular; whereas the width of the former ones may exceed 5 cm, the latter ones are rarely wider than one cm. For the time being, a statistical analysis of this parameter has not yet been performed.

The age of the Moestroff cave would therefore appear to be equal to that of the Sûre river terrace. DE RIDDER (1957) has made a determination of the ages of the terrasses of the Moselle river. One can reasonably assume that the terrasses of the Sûre river date back to the same period. This would then imply an age of approximately 200 000 years for the Moestroff cave. An attempt to determine its age by an analysis of the pollen enclosed in the clay was performed in the sixties, but yielded no results, and a new investigation along these lines has not been undertaken since. The figure of 200 000 years remains therefore the best estimate of the age of the Moestroff cave for the time being.

2. EXPLORATION OF THE CAVE

Interviews with the inhabitants of the small village of Moestroff have shown that the existence of the cave has been known for a long time, at least during the last 60 years. Generations of schoolboys have allegedly climbed the cliff one day or another, and ventured into the cave for a few meters. The narrowness of the corridors, the labyrinth-like appearance of the network, and its formidable potential to generate claustrophobia are likely to have discouraged them quickly, since no report of any serious exploration is known.

The 'Groupe Spéléologique Luxembourgeois' (GSL), created in 1959, undertook to explore this cave thoroughly at the beginning of the sixties, as it was believed already at that time to be of a significant size. Three large expeditions were launched in 1961, 1962 and 1964; after strenuous efforts by small exploration teams, using only relatively simple equipment, approximately 4 km of corridors were surveyed.

Let's quote Ed SINNER from an article published in the VISO magazine ("La Vie Souterraine", Nr 9, September 1966):

"Four years of hard work, three major expeditions and more than 1200 manhours of underground exploration have been necessary to reach the end of the dazzling Moestroff labyrinth, which is presently - and is likely to remain for a long time to come - the largest underground network of our country.

For all those of us who have attacked it, the Moestroff cave was a mysterious and threatening adversary, and nevertheless we find it hard to believe that she has been vanquished, that the long journeys in the frightening darkness of endless galeries, that the enthusiasm which enlightened us at every new discovery, that the thrill at the appearance of some new underground splendors, that all that belongs to the past.

Since July 1961, each expedition had revealed an ever more complex, ever farther stretching network of galleries, the limits of which seemed to expand further with every meter newly explored. The difficulties increased with distance, and in order to combine safety with efficiency, a considerable technical support was required for the third expedition, the date of which was set for the period from the 8th to the 22nd August 1964..." (end of quotation).

When looking back, one cannot but admire the work done by those explorers. It is their topographical survey which remains, almost 30 years later, the only global map of the cave.

Following this map with a totalizing wheel yields a total length of 3130 to 3570 meters from the drawing. The density of the corridors is very high: selecting for example a square of 25 times 25 meters (i.e. a surface of 6.25 ares) which is situated on the right hand side of the main gallery 'OO' [figure 4] in that part of the cave which has been surveyed most thoroughly, yields a total corridor length of 340 meters; this is almost 1 meter of gallery per 2 square meters of surface !

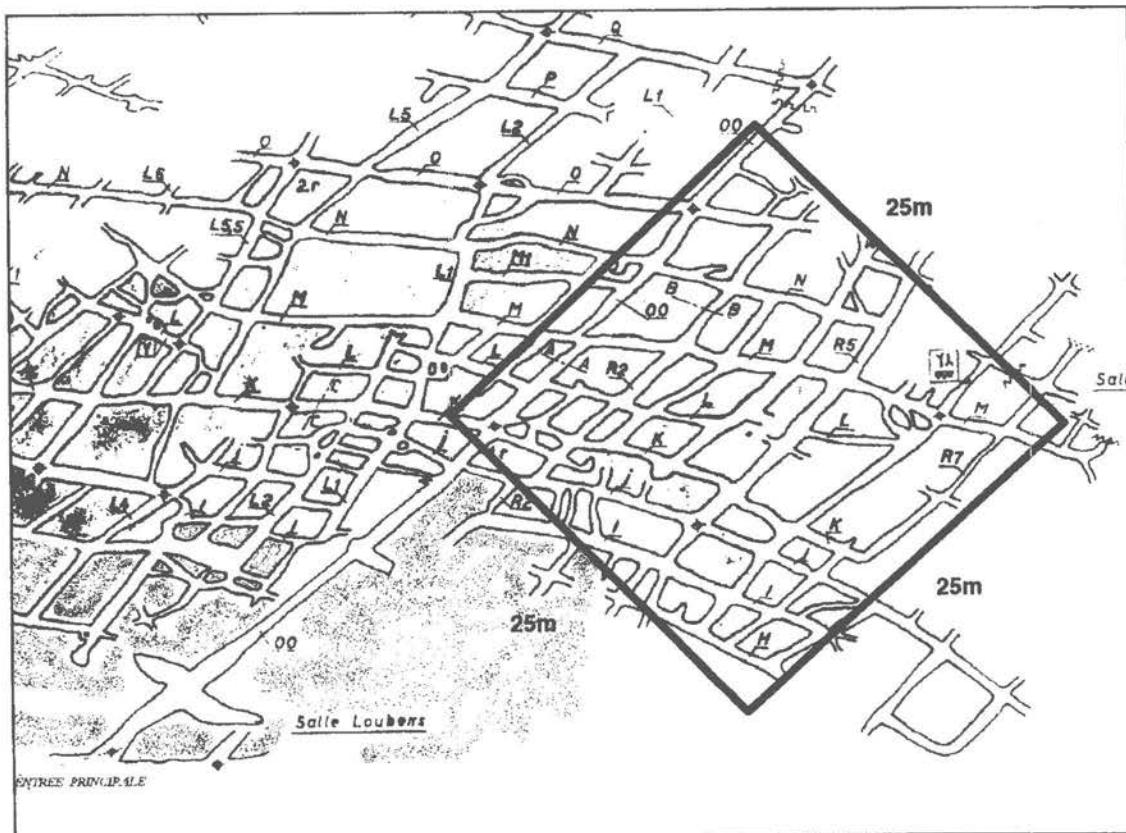


fig. 4 Sample area of 25 x 25 meters enclosing approximately 340 meters of galleries. This is equivalent to a linear density of 0.54 meter of gallery per square meter (2m^2 cave area contain approximately one meter of gallery)

One can enclose the outline of the corridors within a polygon by following the contour of the network, taking into account the parts not yet surveyed [refer to figure 2]; such a polygon will cover a surface of 1.8 hectares (18 000 square meters). An extrapolation of the density based on the above sample would yield a total length of galleries of approximately 9800 meters, which would qualify Moestroff as one of the largest caves of the BENELUX countries! But even if we do not follow these assumptions, the labyrinth of Moestroff remains nevertheless the largest coherent underground network of Luxembourg. Therefore, the existence of a cave with a development of 4 to 4.5 km quoted in some statements and publications is not a bluff, but comes quite close to the truth!

The cave covers only a rather limited surface of the plateau which separates the Sûre and Our river valleys. The surveyed part does not penetrate further than 170 meters from the entrance into the mountain; considering that the plateau is approximately 1.7 km wide in the direction of the main gallery 'OO', one cannot but smile at the stories about wild boars which allegedly had entered the cave in Moestroff and had emerged on the other side of the mountain. But such legends are hard-lived, and some members of the PHYMOES group are suspected to keep searching for a underground link between the two valleys.

3. THE PHYMOES RESEARCH PROJECT

3.1. PROJECT DEFINITION

On the occasion of a visit at the cave in 1989, Professor Camill EK suggested to GSL members to undertake a scientific study on this exceptional cave.

A small team of 7 persons, some of which had been members of the expeditions in the sixties, gathered around F. MASSEN, Professor for Physics and Informatics at the 'Lycée Classique de Diekirch'. All members - between 26 and 49 years old and with technical or academic background - decided to participate without remuneration in this research project. Once the necessary paperwork and interviews were completed, a formal research project called 'PHYMOES' was established under the auspices of the 'Centre de Recherche Public - Centre Universitaire de Luxembourg (CRP-CU)'. This project is scheduled to last three years, and is placed under the leadership of F. Massen. Its main objective is to measure parameters of the underground climate, and to perform geomorphological studies in the Moestroff cave.

3.2. Goals and Objectives of the PHYMOES Team

During the past thirty years, a large number of measurements and studies have been performed on the climate in caves (refer for example to the excellent bibliography of J. CHOPPY 1968). The major part of these studies were nevertheless limited to individual measurements, performed manually by an operator at several points in a cave, and repeated - rarely, if at all - only once or twice a year. The data thus collected are obviously affected by these shortcomings, and the theoretical models (sometimes debatable) built on such limited data remain subject to caution.

From the start, the PHYMOES group set four main objectives :

1. The number of measurements should be as high as practical, and data logging should be performed continuously, if at all feasible.
2. These measurements should be performed automatically, in order to avoid operator disturbances in the narrow corridors.
3. The recording instruments should have the highest self-sufficiency; as no connection to a 220 V mains supply was possible, energy consumption should be as low as possible. By the same token, this would avoid disturbing the microclimate by the heat from the instruments.
4. Finally, powerful modern data collection and reduction techniques should be used to reach the three objectives set forth above.

The budget allocated to this project is approximately US\$ 42 000 for three years; as the work

performed by the team members is free of charge, the full amount of credits is available for equipment and supplies. It is obvious that the small size of this budget requires a lot of creativity and imagination.

3.3. Measurement Network for Climatic Variables

The following climatic variables are recorded :

- Temperature
- Humidity
- Barometric Pressure
- Airspeed
- Carbon Dioxide Concentration

In addition, dosimetric measurements of Radon emissions have been performed during the summer of 1991 with the assistance of Professor A. KIES of the 'Centre Universitaire de Luxembourg', and of M. FEIDER from the 'Division Radioprotection' of the Ministry of Public Health of Luxembourg.

As the normal access to the cave is laborious and difficult, important civil works and protection measures were performed in autumn 1991; the variety of the professional experience of the research team members avoided the need for contractor assistance. In parallel with these efforts, a detailed market survey led to the following equipment selections :

- Datalogger: Mikromec, manufactured by Technetics (8 channels, 14 bit, 64 K storage memory, 2 to 3 months capacity)
- Temperature and Humidity Sensors : manufactured by Rotronic
- Pressure Sensors : manufactured by Technics
- Airspeed Sensors : manufactured by Airflow
- Carbon Dioxide Sensors : manufactured by Edinburgh Sensors and Valtronics

Four sensor stations were set up [figure 5]; one reference station (# 1), and three other stations along the main gallery 'OO', the most remote one(until now) being at a distance of 50 meters from the entrance; this setup facilitates the mesurement of the climatic variables as a function of the distance from the outside. The four sensor stations are hooked up in two groups, each group being connected to one datalogger. Power is provided by a special 12 V - 60 Ah lead battery installed in the 'Salle Loubens' 6 meters from the entrance; each datalogger has in addition its own backup DC power supply which provides an autonomy of at least two weeks in case of a breakdown of the central power supply.

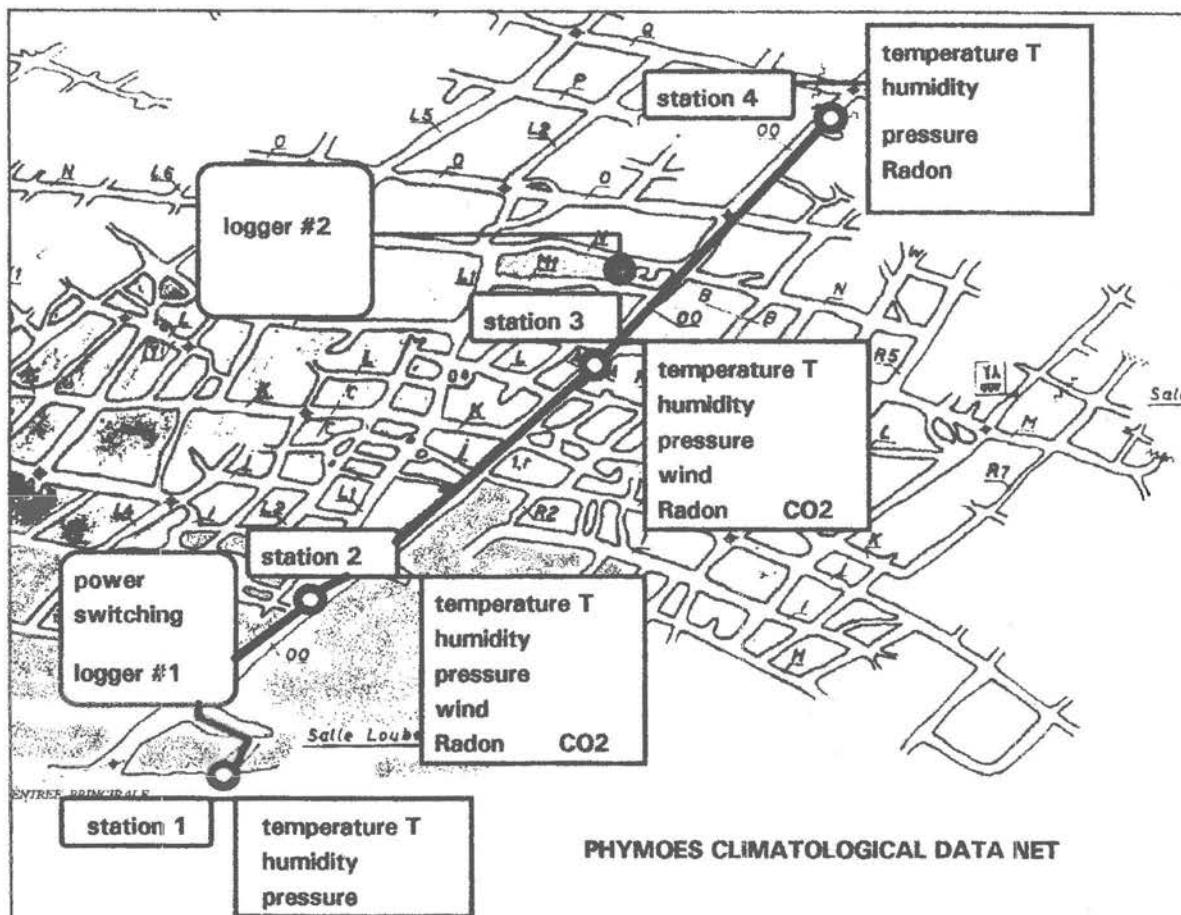


fig.5 Sensor stations for measurement of climatic parameters in the Moestroff Cave (Project PHYMOES), as of April 1992.

3.4. Connector Technology

Without the experience and know-how of an engineer on the team who is a specialist of professional electrical installations in difficult industrial and military environments, the project would have been seriously impaired by leakage current problems, as humidity is close to 100%.

Heating of the measurement instruments, or installing them in thermal chambers, as done for example by the researchers of the project TEUFELSHOEHLE (Franken, Germany) (HAGER, 1992) was out of question. All protection measures are therefore of the passive type, which do not require electrical energy. They are mainly based on the careful selection of perfectly watertight enclosures, well stuffed with Silicagel bags, of professional high-quality connectors as used in industry, and of flexible but tough 'OELFLEX' cables. These special connector components have absorbed a significant part of the allocated credits; experience during the past months has however fully confirmed the adequateness of the choices made, as no major malfunction due to the subversive effects of humidity leaking through enclosures or connectors has been detected. The only difficulties were caused by devices which did actually not meet the specifications advertised in the manufacturers' catalogues.

3.5. Electronic Data Processing

The sheer volume of data makes any manual processing unpractical. For example, a fast sampling rate (one measurement per minute) yields 128 000 data points in 5 days. The processing of such masses of data requires the use of special software, such as DADISP, which give the possibility to perform quickly a large number of computations and to generate graphic charts. As a matter of fact, three software packages are used for most of the processing steps : DADISP from DSP Corporation, EASYPLOT from Spiral Software, PRINTGL from Ravitz Software, and QUATTRO PRO from Borland; out of these, it is definitely DADISP which is the basic tool for performing most computational and analytical steps.

3.6. Energy Conservation

One of the options during the design of the PHYMOES project was to operate a complex network of sensors in full autonomy, without any connection to a 220 V mains supply line. This option has heavily influenced the choice of sensors, dataloggers and measurement strategies. It was for example impossible to operate the airspeed sensors continuously; it was therefore decided to record the data in groups of 7 per hour, in order to have a better chance to detect airflows with fast variations; the scheduling and powering up of these sensors is performed by a dedicated programmable microcomputer which uses only a very small amount of energy in its dormant state. A special solution had to be found similarly for the carbon dioxide sensor, which had a high energy consumption because of the inherent need for a 12 to 24 V DC-DC converter. As already mentioned above, the main power supply is a special 12 V lead battery manufactured by VARTA with a capacity of 60 Ah and a negligible self discharge rate. The safety margin is admittedly rather small, as the dataloggers disconnect when their power supply voltage drops below 11 V.

4. ADDENDUM

4.1. The members of the PHYMOES research group

At August 1992, the Phymoes research group is formed by the following persons:

BOES Claude	Diplomchemiker, research fellow in chemical physics at the University of Münster (D)
FABER Sonja	Dr. in geophysics, University of Karlsruhe (D)
KAYSER Pit	professor-ing., Institut Supérieur de Technologie (L)
KIES Tun	physics professor, Centre Universitaire de Luxembourg
MASSEN Francis	physics and informatics professor, Lycée Classique Diekirch, project leader
SCHINTGEN Guy	ingénieur technicien, technical director of PHOENIX CONTACT, Luxembourg
SINNER Ed	Dr.Ing., NAMSA, Luxembourg
WARINGO Guy	professor-ing., Institut Supérieur de Technologie (L)

4.2. REFERENCES:

- BERG D. (1963): Die Kluftsysteme Luxemburgs. (Unveröffentliche Diplomarbeit)
- BERG D. (1965): Die Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel. Publications du Service Géologique Luxembourg, VOL XVI
- CHOPPY J. (1986): Processus climatiques dans les vides karstiques, Phénomènes karstiques
- DE RIDDER N.V. (1957): Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des luxemburgischen Moselgebietes, Academisch Proefschrift, Rijkuniversiteit, Utrecht
- HAGER T. (1992): Personal communication, april 1992 (Forschungskreis Höhle und Karst Franken e.V.)
- SINNER E. (1966): La Vie Souterraine (VISO), no.9 Sep.1966, Publication du GSL, Groupe Spéléologique Luxembourgeois

LE MUSCHELKALK SUPÉRIEUR: STRATIGRAPHIE ET HYDROGÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DIEKIRCH-MOESTROFF

Robert MAQUIL (1), Camille EK (2), Alain FABER (3)

(1) Service Géologique, 43 bd. G.D. Charlotte, L-1331 Luxembourg

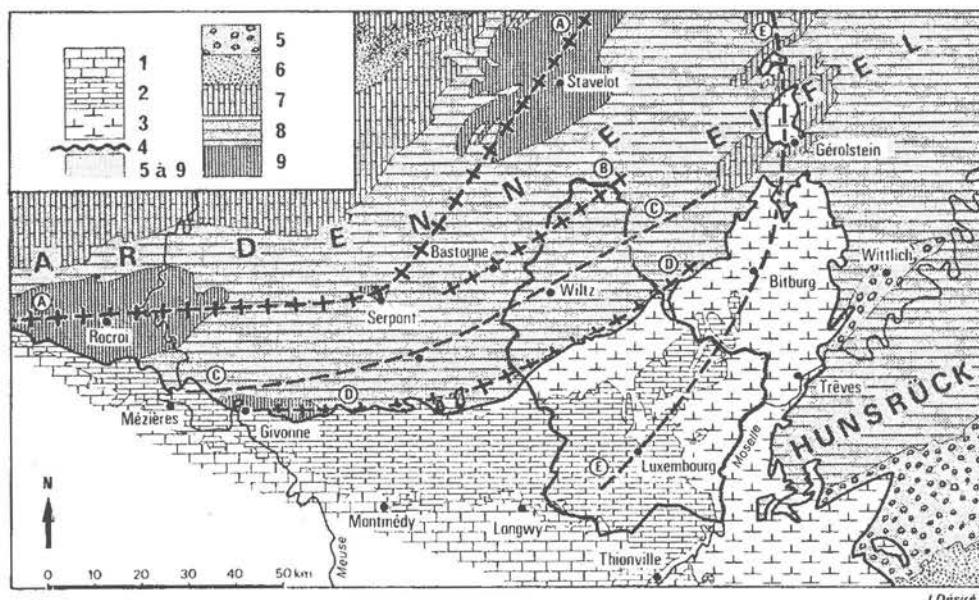
(2) Centre Universitaire Luxembourg, 162A rue de la Faïencerie, L-1511 Luxembourg

(3) Musée d'Histoire Naturelle Luxembourg, 24 rue de Münster, L-2160 Luxembourg

INTRODUCTION À LA GÉOLOGIE ET À LA MORPHOLOGIE DU LUXEMBOURG

Le Luxembourg est caractérisé par deux régions naturelles qui se distinguent géologiquement et morphologiquement ainsi que par leur climat, végétation et activités (figure 1.1).

L'Eisleck (Ösling, terre inculte), au Nord se rattache à l'Ardenne belge à l'Ouest et à l'Eifel en Allemagne à l'Est. Les roches qui constituent l'Eisleck appartiennent à l'Eodévonien (Siegenien inférieur à Emsien supérieur). Elles forment des séries monotones de schiste et schiste gréseux avec des intercalations de niveaux quartzitiques. Les roches carbonatées font totalement défaut dans ces séries. L'ensemble présente des épaisseurs supérieures à 4000 mètres et a été plissé intensément durant l'orogenèse hercynienne. La structure générale est caractérisée par la présence du synclinorium central de Wiltz bordé au Nord et au Sud par les anticlinoriums respectivement de Bastogne et de Givonne.



STRATIGRAPHIE :

- Les formations mésozoïques de la bordure sédimentaire :
- 1 : Jurassique moyen (Dogger) ; 2 : Jurassique inférieur (Lias)
- 3 : Trias ; 4 : discordance post-hercynienne.
- Les formations paléozoïques du socle :
- 5 : Permien ; 6 : Carbonifère ; 7 : Dévonien moyen ;
- 8 : Dévonien inférieur ; 9 : Cambrien.

TECTONIQUE :

- Ⓐ : anticlinorium de la Haute Ardenne ; Ⓑ : anticlinorium de Bastogne ; Ⓒ : synclinorium de Charleville-Eifel (bassin de Wiltz au Luxembourg) ; Ⓓ : anticlinorium de Givonne ; Ⓔ : «Golfe du Luxembourg» ou «sillon eifélien».

— frontières du Grand-Duché de Luxembourg.

fig. 1.1

Carte géologique schématique, d'après J. Désiré (1985)

Actuellement, l'Eisleck est caractérisé par un relief de plateau dont l'altitude moyenne est d'environ 500 mètres. Localement, quelques points plus élevés se marquent dans cette surface subhorizontale entaillée par des vallées encaissées de 200 à 300 mètres. Le Buurgplatz, point culminant du pays avec une altitude de 559 mètres se situe à l'extrême Nord de l'Eisleck. Le Napoléonsgaart, 549 mètres, se situe en bordure Sud-Est de l'Eisleck.

Le Gutland (Bon Pays), au Sud, se localise au bord Nord-Est du Bassin de Paris. Il forme, avec la Gaume en Belgique, le Bon Pays de Bitburg et la partie Nord de la Lorraine en France, le "Golfe de Luxembourg" ou "Sillon Eifelien" séparant l'Ardenne à l'Ouest de l'Hunsrück et du Massif Schisteux Rhénan à l'Est.

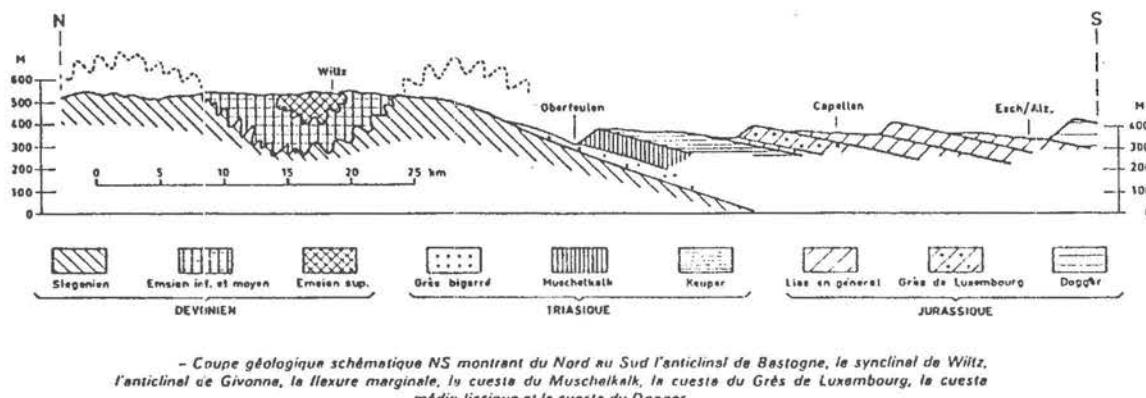


fig. 1.2

Coupe géologique du Grand-Duché de Luxembourg, d'après J. Bintz (1973)

Le Gutland est constitué de roches mésozoïques (Trias et Jurassique) reposant de manière discordante sur le socle dévonien. Ce dernier plonge de quelques degrés vers le Sud et se situe déjà à -120 mètres à Bettendorf, à l'ouest de Moestroff, à -315 mètres à Mersch situé à 16 kilomètres au Nord de Luxembourg-ville et à -713 mètres à Mondorf dans le coin Sud-Est du pays.

La série stratigraphique qui passe du Buntsandstein (Trias inférieur) au Bajocien (Jurassique moyen) présente une épaisseur évaluée à environ 1000 mètres; elle est caractérisée par une alternance de couches tendres, peu résistantes à l'altération (marnes et accessoirement argilites) et de couches dures plus résistantes à l'altération (grès, dolomies et calcaires).

La morphologie du Gutland est, de ce fait, dominée par un relief en cuestas. Les différentes cuestas sont du Nord au Sud, la cuesta du Buntsandstein, celle du Muschelkalk, celle du Grès de Luxembourg (Lias inférieur), celle du Grès médioliasique (Lias moyen) ainsi que celle des calcaires du Dogger située au Sud du pays à la frontière française (figure 1.2).

L'excursion du colloque longera les cuestas du Grès de Luxembourg et du Muschelkalk supérieur. La cuesta du Grès de Luxembourg constitue le trait le plus marquant du Gutland ; elle façonne l'aspect morphologique de la ville de Luxembourg et sera rencontrée lors des trajets Luxembourg-Larochette.

Larochette se situe dans la vallée encaissée de l'Ernz blanche et est dominée par les falaises du Grès de Luxembourg. Le château de Larochette se situe sur un éperon rocheux gréseux. Le front Nord de la cuesta est exposé à Medernach, à l'Est de Larochette. D'une hauteur d'environ 100 mètres, ce front est raide et généralement boisé comme celui de la cuesta du Muschelkalk supérieur. Les versants sous-jacents sont plus plats et recouverts de prairies.

Le chemin vers Diekirch, passant à gauche de la carrière du Mouschbierg (point de visite) passe en grande partie sur le revers de la cuesta du Muschelkalk supérieur. Des buttes témoins sont repérables également. Il s'agit du Haerebierg culminant à 394 mètres au Nord de Diekirch et du Goldknapp (327 mètres) situé près de Erpeldange à environ 5 kilomètres à l'Ouest de cette dernière (figure 1.3).

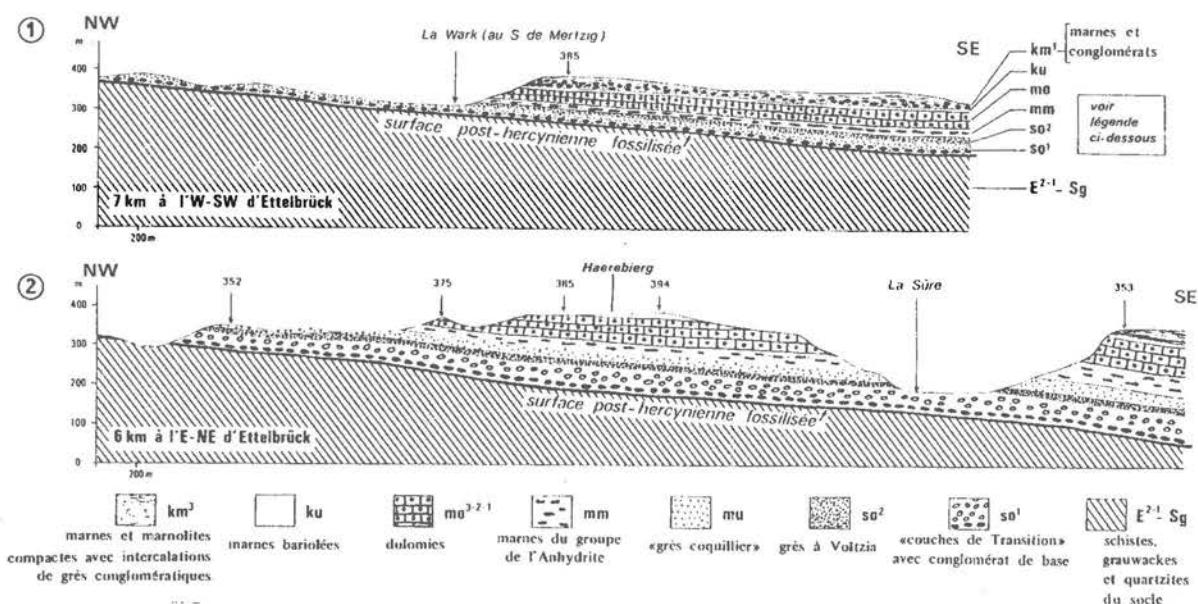


fig. 1.3 La cuesta du Muschelkalk supérieur et celle du Buntsandstein (en 2), d'après J. Désiré (1985)

La cuesta du Muschelkalk, haute de plus de 100 mètres s'étend entre Diekirch et Moestroff sur le versant droit de la Sûre. Plusieurs revers situés à la hauteur d'affluents de la Sûre sont visibles et montrent la grande régularité de la disposition.

La localisation des points visités lors de l'excursion est reprise sur l'extrait de la carte Michelin au 1:150 000 du Grand-Duché de Luxembourg (figure 1.4).

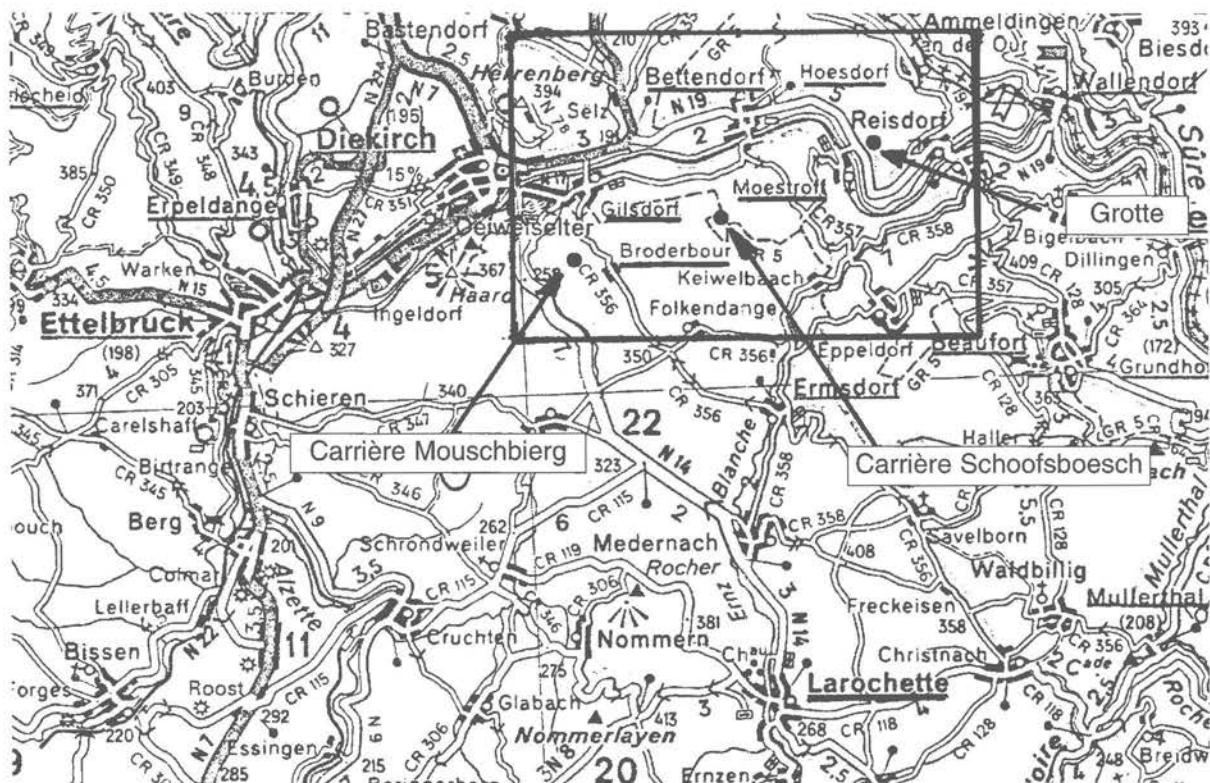


figure 1.4 Localisation des endroits visités, extrait de la carte Michelin

LE MUSCHELKALK DANS LA RÉGION DE DIEKIRCH-MOESTROFF

Le Muschelkalk situé stratigraphiquement entre le Buntsandstein et le Keuper est subdivisé en plusieurs unités lithologiques bien distinctes. Les fossiles y sont rares et généralement peu conservés mais fournissent néanmoins des renseignements utiles en tant qu'indicateurs de faciès.

La coupe schématique de la figure 2.1 montre la disposition du Muschelkalk dans la région visitée. Des changements importants de faciès s'observent dans cette formation en allant de l'Ouest vers l'Est, ils sont caractérisés par un passage progressif entre un faciès de bordure et un faciès normal de bassin. Les dépôts du faciès de bordure sont essentiellement de nature sableuse, conglomeratique et de couleur rouge et témoignent de la proximité du rivage situé à l'époque à une trentaine de kilomètres de la région de Moestroff. Vers l'Est les dépôts augmentent en épaisseur, le contenu en éléments détritiques grossiers diminue et les roches deviennent dolomitiques et marneuses; les couleurs prédominantes étant le beige et le gris.

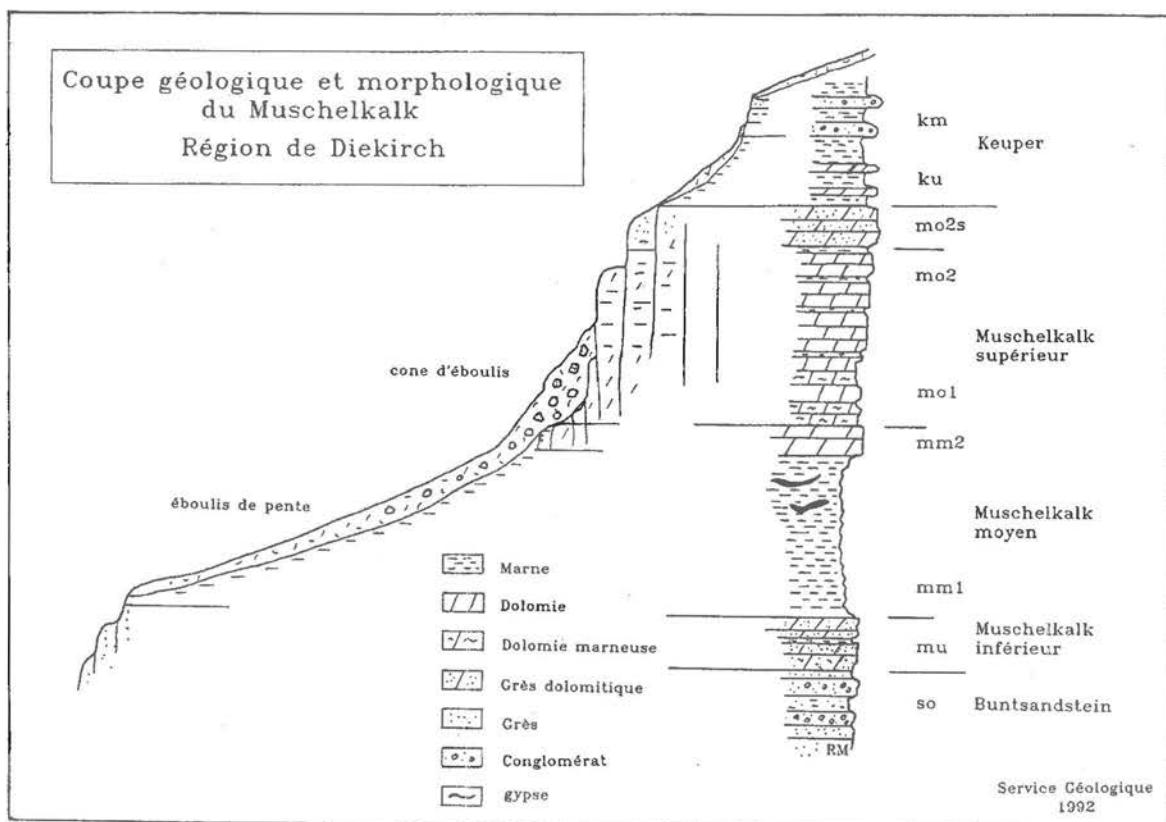


figure 2.1

Disposition du Muschelkalk dans la région de Diekirch

Le Muschelkalk inférieur (mu), épais d'une dizaine de mètres, est constitué du Grès Coquillier et des Couches à *Myophoria orbicularis*. Il est formé de grès dolomitiques micas-sés, riches en débris de végétaux et intercalés par de nombreux niveaux de lumachelles. Les couleurs de l'ensemble passent du bas vers le haut des teintes rouges aux teintes verdâtres.

Le Muschelkalk moyen (mm) est constitué des Marnes gypsifères rouges (mm1) et de la Dolomie à Lingula (mm2). Les Marnes gypsifères présentent des épaisseurs d'environ 60 mètres; on note la présence locale de pseudomorphoses de sel et de concentrations de gypse au sommet. Dans la région de Diekirch, le gypse est fibreux et se présente en minces bancs; dans la région de Moestroff et de Bettendorf il se présente en amas lenticulaires qui ont été exploités localement. Le Muschelkalk moyen se termine par le niveau peu épais de la Dolomie à Lingula.

Le Muschelkalk supérieur dolomitique est formé des Couches à Entroques (mo1) et des Couches à Cératites (mo2) surmontées par les couches sableuses à Cératites (mo2s). L'ensemble présente une épaisseur d'environ 50 mètres. Il est constitué à sa base d'une alternance de marnes sableuses vertes et de dolomies; la proportion de dolomies augmente progressivement vers le sommet. Les marnes dolomitiques et dolomies marneuses présentent souvent un litage irrégulier et sont caractérisées non seulement par les nombreuses entroques mais également par des glauconies. Les couches gréseuses d'une épaisseur d'environ 7 mètres dans la carrière du Moschbierg et plus seulement de quelques mètres à Moestroff surmontent les dolomies. Elles disparaissent rapidement vers l'Est.

Le Keuper inférieur (ku) est constitué par une alternance de bancs dolomitiques et de marnes. Les bancs dolomitiques ont des épaisseurs variant d'une dizaine à une centaine de centimètres, leur couleur est généralement beige. Les bancs marneux sont bariolés.

Le Muschelkalk supérieur, constitue de par son épaisseur un aquifère d'importance régionale. Il est perméable uniquement par fissuration; les porosités utiles de la dolomie et même du grès sont très faibles. La fissuration est par contre très bien développée; les fissures sont colmatées par des argiles ou sont largement ouvertes et ont alors un pouvoir filtrant faible. Il en résulte des qualités et des quantités d'eaux variables et fortement influencées par les précipitations. Les forages-captages réalisés dans la formation sont souvent très productifs, le degré de minéralisation augmente cependant rapidement avec la couverture au point que les eaux ne répondent plus aux normes d'eaux potables. L'exploitation de l'aquifère comme source d'eau potable a été abandonnée progressivement dans cette région.

La figure 2.1 montre également la disposition des versants développés sur la formation du Muschelkalk. Le Muschelkalk supérieur dolomitique forme des versants raides à pentes supérieures à 50°; des falaises rocheuses s'y observent souvent. L'évolution des falaises se fait par éboulement et les bases sont recouvertes par des cônes d'éboulis pierreux. Les pentes sur les marnes gypsifères sont d'environ 20 à 30°, le substratum rocheux y est presque toujours recouvert par un épais manteau d'altération de nature essentiellement argileuse. Les

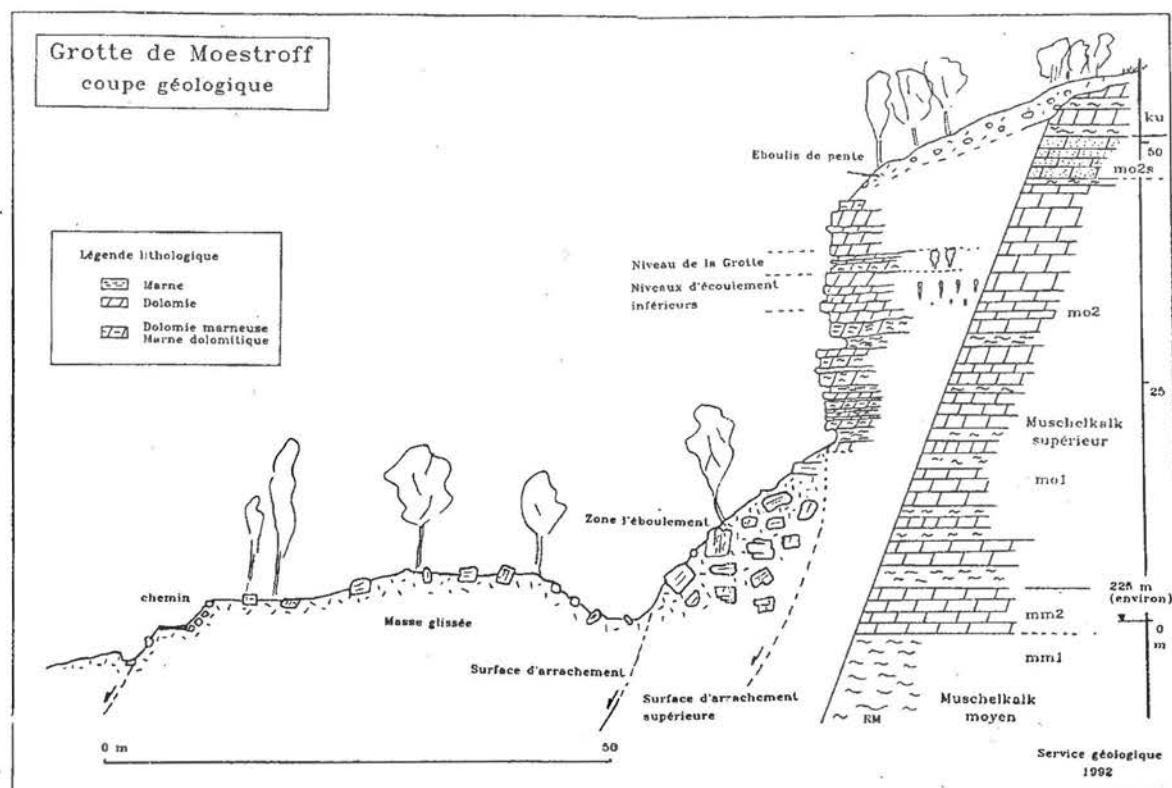


fig. 3.1

Coupe schématique dans le versant de la grotte

eaux provenant des dolomies du Muschelkalk supérieur émergent à sa base ou percolent à travers l'éboulis dans des lentilles ou couches pierreuses et plus perméables. Les versants tels qu'ils se sont développés sur le Muschelkalk, sont potentiellement instables et peuvent évoluer par glissement de terrain. La nature gypsifère des marnes sous jacentes et les variations importantes de l'écoulement des eaux des dolomies influencent défavorablement la stabilité.

3. LA GROTTE DE MOESTROFF: DISPOSITION GÉOLOGIQUE

La grotte de Moestroff se situe dans les dolomies du Muschelkalk supérieur. La figure 3.1 reprend de manière schématique la disposition du site ainsi que la position stratigraphique du versant.

La grotte est localisée à environ mi-hauteur d'une importante falaise rocheuse formée de dolomies, dolomies marneuses et marnes disposées en bancs d'épaisseur variable. La falaise affleure latéralement sur environ une centaine de mètres en bordure du plateau.

Cette falaise rocheuse a été dégagée par une succession de glissements de terrains historiques de type rotationnel. Il est probable qu'ils étaient décalés dans le temps et qu'ils ont affecté l'ensemble du versant jusqu'au niveau de la vallée. La surface de rupture supérieure se situe en bas de la falaise. Le replat et les dépressions de terrains situés en aval de la falaise indiquent la présence de surfaces d'arrachements secondaires et témoignent de l'ampleur du mouvement.

A titre d'exemple sont décrits deux glissements de terrains qui ont affecté le même versant, le premier à quelques centaines de mètres à l'Est de la grotte, le deuxième en aval de la grotte.

Le premier glissement s'est déclenché au printemps 1951 et a été décrit en détail par M. LUCIUS (1953). La figure 3.2 reprise de ce travail montre l'envergure du mouvement qui a affecté également l'ensemble du versant. Ce glissement a dégagé une partie de falaise rocheuse mais beaucoup moins importante que celle où se situe la grotte de Moestroff. Une campagne de forage réalisée suite aux mouvements a montré la présence d'éboulis de pente reposant sur les alluvions de la Sûre. Ceci montre bien que le glissement de 1951 n'est pas un mouvement isolé et unique mais bien la réactivation d'un glissement plus ancien.

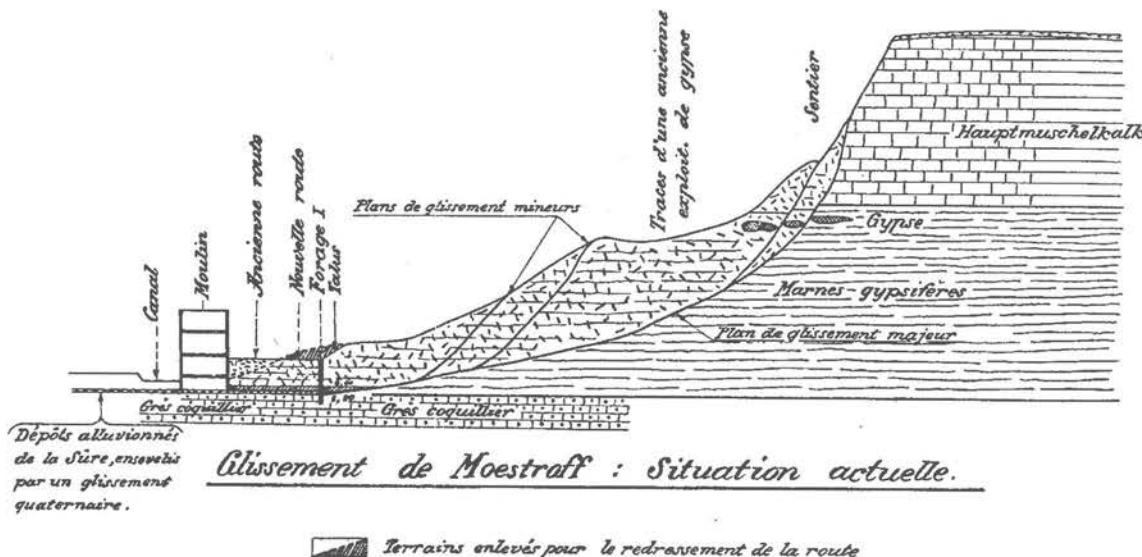


fig 3.2

Glissement de Moestroff au niveau du moulin Zettinger en 1951, d'après M. Lucius (1953)

Le deuxième glissement de terrain s'est manifesté en 1965 à la hauteur du pont sur la Sûre. Plusieurs maisons ont dû être abandonnées et démolies suite à ce mouvement qui a remonté la pente presque jusqu'au replat avant la grotte.

La nature géologique du sous-sol et des venues d'eaux accrues suite aux périodes de pluviosités exceptionnelles de 1951 et de 1965 peuvent être évoquées comme origine des glissements. Les eaux provenant des dolomies émergent à la base de celles-ci et percolent dans l'éboulis de pente; aucune venue d'eau permanente n'est observée dans les versants en contrebas des glissements. Il est possible que dans les temps anciens, la Sûre ait pu provoquer des instabilités en érodant le pied du versant.

Les écoulements des eaux dans le plateau de Hoesdorf suivent le réseau de discontinuités existantes. Des mesures de directions de diaclases ont été réalisées par D. BERG (1965) dans les couloirs de la grotte et sur les falaises rocheuses. Ces mesures correspondent bien avec les directions des linéaments observés en analyse des photos aériennes. Cette dernière met en évidence d'autres directions qui sont probablement en relation avec la structure tectonique du versant.

La disposition de la grotte suit le réseau de diaclases défini par D. BERG. On observe, outre le niveau visitable, deux autres niveaux d'écoulements situés à quelques mètres sous le premier. Ces derniers sont repris sur la figure 3.3; ils suivent souvent les mêmes diaclases que le niveau principal. Les différents conduits présentent des formes identiques à ceux du niveau principal. Leurs dimensions sont plus petites, elles diminuent en plus progressivement vers le bas. La plupart des conduites des niveaux inférieurs sont complètement colmatées par des argiles alors que le niveau supérieur visitable n'est colmaté qu'à sa base.

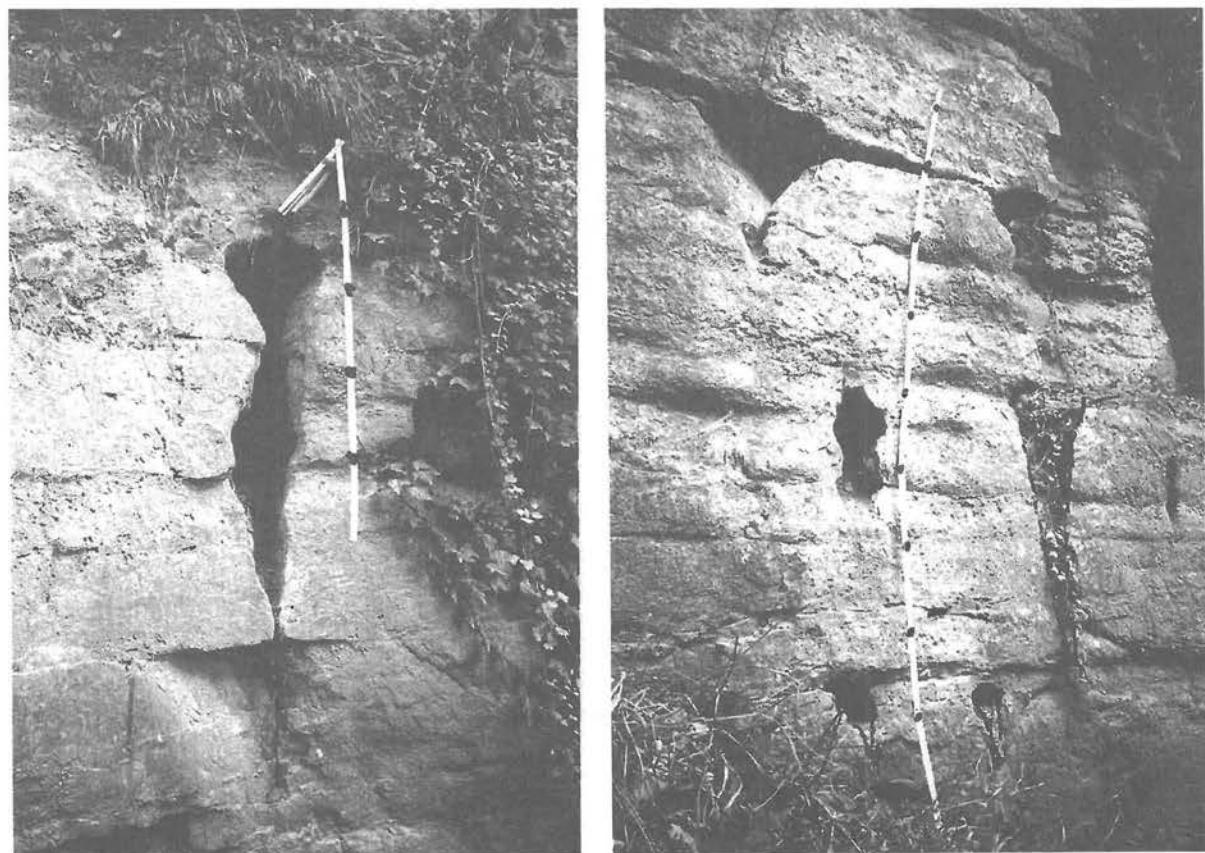


fig. 3.3

Niveaux d'écoulements moyens et inférieurs, Echelle graduée en 20 cm (photos R. Maquil)

Le niveau de la nappe du Muschelkalk se situe beaucoup plus bas et actuellement aucune circulation d'eau ne peut s'opérer dans le système de la grotte. La zone d'alimentation de l'aquifère sur le plateau de Hoesdorf est d'ailleurs si réduite qu'elle n'a pas pu assurer un écoulement suffisant pour former la grotte. Il est probable que celle-ci ait pu se former pendant une courte période de temps, lors des premières phases du creusement des vallées actuelles de la Sûre et de son affluent l'Our. Durant cette période, de l'eau de l'Our aurait pu s'infiltrer dans l'un ou l'autre niveau dolomitique et sortir librement ou en conduite forcée dans la vallée de la Sûre tout en empruntant des couloirs d'écoulements préférentiels. Ce système d'écoulement s'est arrêté lorsque le creusement s'est poursuivi et avait atteint les niveaux marneux peu perméables du Muschelkalk moyen. L'Our avait dès le Tertiaire l'ensemble de son bassin versant sur des roches dévonniennes schisteuses. Le faible degré de minéralisation de l'eau de l'Our est caractéristique et aurait pu favoriser la dissolution.

4. LA CARRIÈRE MOUSCHBIERG

La carrière Mouschbierg est une carrière en pleine expansion exploitant les grès et dolomies du Muschelkalk. Elle s'est développée sur un site d'exploitation du niveau gréseux comme pierre de taille; actuellement elle ne produit plus que des matériaux concassés utilisés en construction routière.

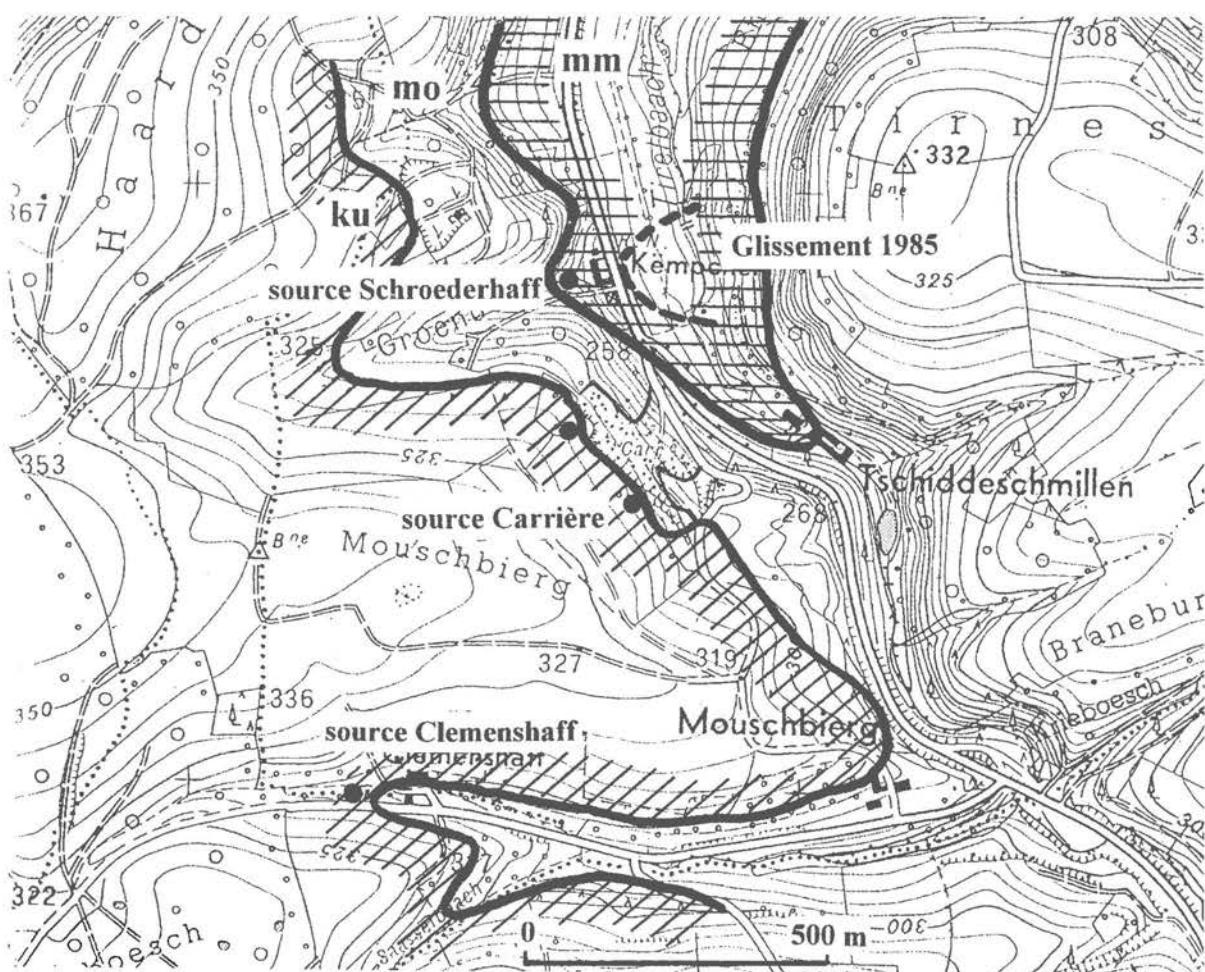


fig. 4.1

Extrait de la carte topographique 1:10.000

La carte topographique de la figure 4.1 montre la disposition géologique du site ainsi que les différentes sources de la région. La figure 4.2 montre la partie inférieure de la carrière, actuellement partiellement remblayée et cachée. On y observe le faciès dolomitique du Muschelkalk avec les intercalations de niveaux de marnes et marnes dolomitiques. Dans la

partie supérieure de la paroi ainsi que dans le niveau d'exploitation supérieur affleure le grès dolomitique des Couches sableuses à Cératites (mo2s). Ce grès de couleur vert clair présente une épaisseur d'environ 7 mètres. Un banc de lumachelle y est interstratifié. Le contact avec les marnes du Keuper est souligné par un niveau irrégulier de grès rouge. Le Keuper inférieur (ku), épais de quelques mètres est constitué d'une alternance de dolomies claires et de marnes bariolées rouges et vertes; le Keuper moyen (km) sus-jacent est caractérisé par des marnes rouges dans lesquelles sont interstratifiés des faciès plus gréseux et même parfois conglomératiques.

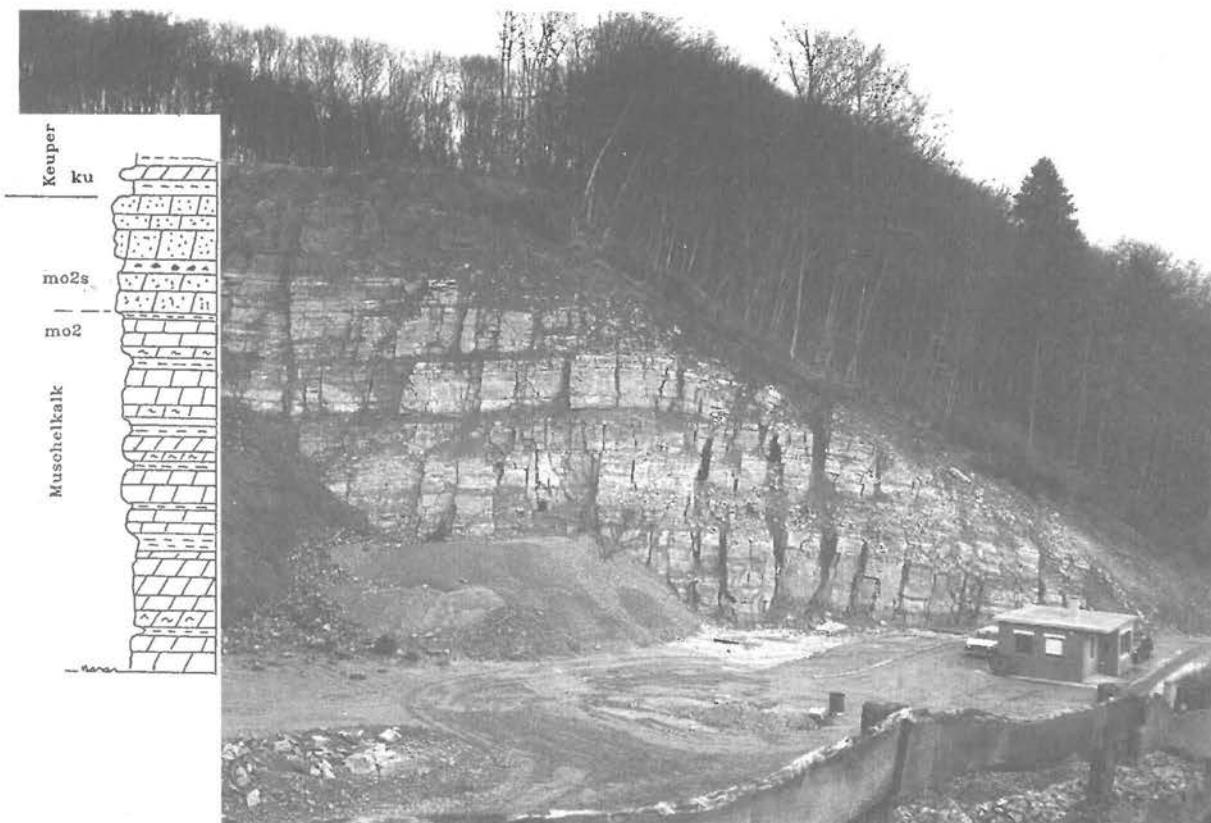


figure 4.2 Front de taille de la carrière Mouschbierg en 1987 (photo R. Maquil)

En bordure du plateau, la fissuration des dolomies est fortement développée et influencée par la disposition de la vallée. Des diaclases béantes et en biais montrent le mouvement de basculement de panneaux entiers sous l'influence de la gravité et de l'éboulis de pente qui se déplace lentement vers la vallée. Ce dernier y présente d'ailleurs des épaisseurs très faibles.

Le talus en contrebas de la carrière et de la route, développé sur les marnes gypsifères du Muschelkalk moyen, est affecté par un glissement de terrain rotationnel relativement important. Ce glissement dont la surface supérieure d'arrachement se situe en bordure de route est apparu au début des années 80. Des travaux de drainage superficiels ont conduit à un arrêt du mouvement. Actuellement il est toujours au repos, l'équilibre reste cependant métastable et peut évoluer si des conditions défavorables sont réunies.

Des suintements et des petites venues d'eau peuvent être observés sur le flanc Ouest de la carrière. Le débit total est évalué à quelques $m^3/jour$; la situation des points d'émergence dépend de la structure du sous-sol dans lequel on observe quelques ondulations et une petite faille de rejet métrique.

5. L'EXPLOITATION DU GRÈS DE GILSDORF ET LA CARRIÈRE SCHOFSBOESCH AU SUD DE BETTENDORF

Le grès dolomitique du Muschelkalk supérieur fut exploité dans de nombreuses carrières entre Bettendorf à l'E et Mertzig à l'O d'Ettelbrück comme pierres de taille et de nombreux

édifices de la région sont construits avec, pont et église de Gilsdorf, église de Diekirch. Son importance régionale fut surtout liée au développement du chemin de fer qui fut d'ailleurs un bon client (ponts, gares).

Actuellement, le grès n'est plus exploité comme pierre de taille à part quelques exploitations sporadiques destinées à la restauration de bâtiments.

Dans la carrière Schoofsboesch, dont la situation est reprise en figure 5.1 affleurent le sommet gréseux du Muschelkalk supérieur et la base du Keuper inférieur. Le front de taille est formé en bas sur une hauteur d'environ 3 mètres d'un Grès gris vert dolomitique en bancs épais, appelé en dénomination commerciale Grès de Gilsdorf. Intercalaire dans l'ensemble on peut observer quelques horizons de grès rose. Cette couleur rare à l'Est devient prépondérante à l'Ouest. La partie supérieure du profil montre une alternance de marnes de colorations variées (verte, brune, violette, rouge) et de dolomies gris-clair du Keuper inférieur (Lettenkohle). A l'extrémité méridionale de la carrière une source du Keuper alimente un petit étang.

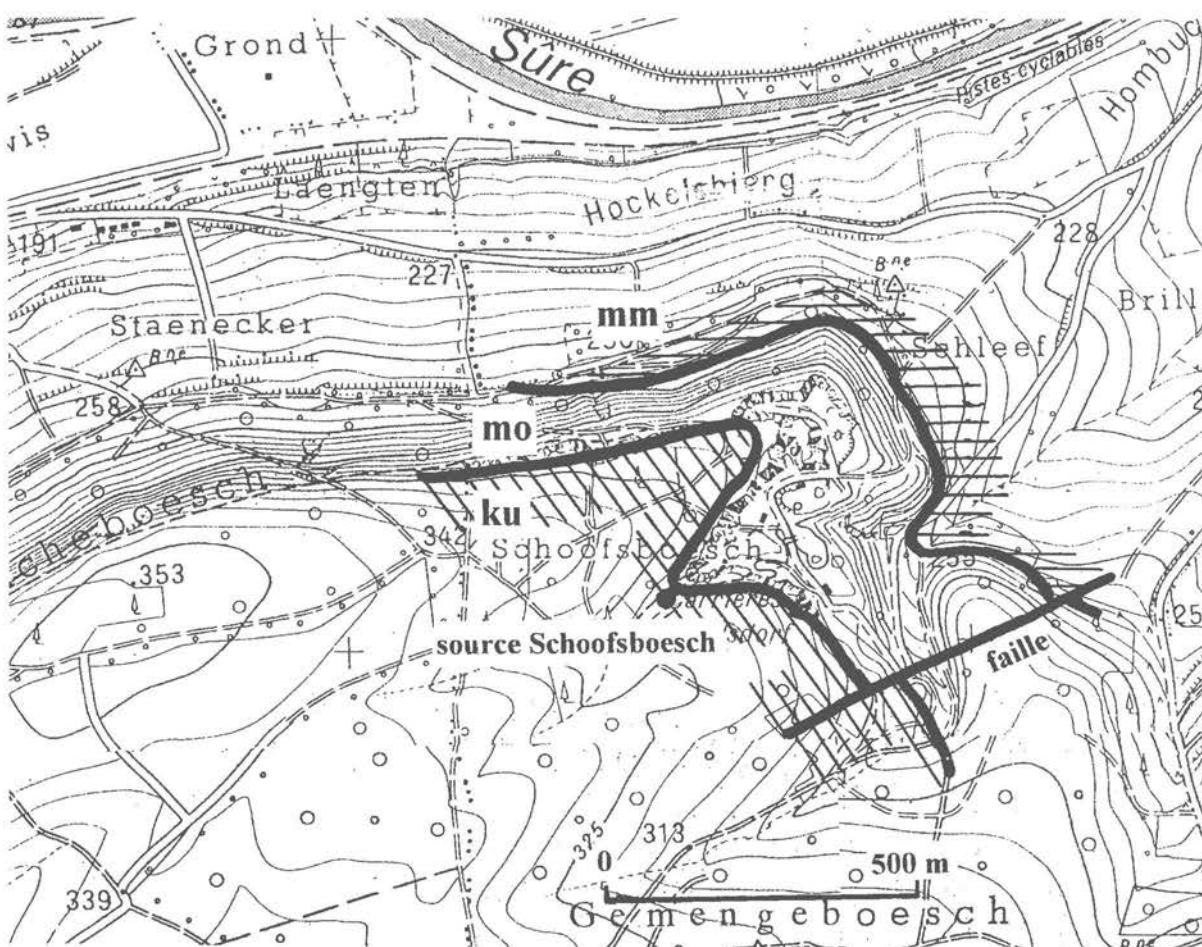


figure 5.1 Extrait de la carte topographique 1:10.000

En haut de l'affleurement (à environ 6 mètres du niveau d'exploitation) un banc dolomitique de 2 mètres d'épaisseur comporte sur sa face supérieure des cratères décimétriques de formes et de dispositions variées et dont l'origine reste toujours énigmatique. Une hypothèse en fait des cratères d'impact liés à la chute de morceaux de dolomies à peine consolidées projetées lors d'une explosion d'un météorite. De même, le dégazage pourrait donner des formes analogues à un sédiment encore plastique. H. BOCK et al (1984) suggèrent qu'une pellicule d'algues en milieu intra- à supratidal fixe le sédiment par endroits. L'érosion des marées emporte ensuite les boues non consolidées autour des cratères ou bosses colonisés par les algues.

6. HYDROLOGIE DU MUSCHELKALK DE LA RÉGION DE DIEKIRCH-MOESTROFF-BETTENDORF

Le chimisme et la circulation des eaux du Muschelkalk supérieur sont fortement influencés par le caractère essentiellement dolomitique de la plus grande partie de cette formation. La géochimie du Muschelkalk supérieur a été étudiée par Konrad GITTINGER (1969). Ses analyses montrent que les pourcentages de Ca et Mg de la fraction carbonatée des sédiments de la région sont proches du rapport stoechiométrique de la dolomite pure: Ca_{51.6}Mg_{48.4} et Ca_{51.3}Mg_{48.7}, par exemple, à l'est de Diekirch (op. cit., p. 45).

Les analyses d'eaux publiées par Michel LUCIUS (1953) montrent que les sources provenant des nappes aquifères du Muschelkalk supérieur reflètent bien cette situation: voir figure 6.1, analyses no. 45 et 56. Une source dans le Muschelkalk inférieur de la région montre des proportions assez semblables: voir analyse 73. Les eaux du Keuper semblent proportionnellement beaucoup moins riches en magnésium: voir analyse 47.

Pour Michel LUCIUS (1953), le Muschelkalk forme une nappe à réseau caractérisée par un degré de fracturation important. Le pouvoir de rétention de la roche est faible et la durée de percolation de l'eau d'infiltration est généralement petite, ces paramètres peuvent subir néanmoins de grandes variations.

no.	provenance	<u>Teneurs en mg/l:</u>		
		Dur.tot	CaO	MgO
nr.	location	<u>content, in mg/l:</u>		
		tot.H.	CaO	MgO
45	Broderbour, carr. Gilsdorf, mos ¹	204	61,8	44,3
47	Bricherhof, Ermsdorf, km ¹	442	161,7	73,3
56	Unterfohsen, Bettendorf, mo ¹	326	79,0	72,4
73	Moestroff, route, mu	268	80,2	58,4

Figure 6.1 *Table d'analyses d'eaux de sources (d'après M. LUCIUS, 1953).*

L'hydrogéologie et l'hydrochimie du Muschelkalk de la région ont été étudiées par Christian NEUMANN-REDLIN (1971). Sur le plan géochimique, ses recherches précisent celles de Michel LUCIUS.

La figure 6.2 synthétise les résultats d'une quarantaine d'analyses d'eaux provenant du Muschelkalk supérieur. Les petits ronds noirs y représentent des eaux du Muschelkalk supérieur dolomitique. Les grands ronds noirs représentent des eaux conditionnées par le Keuper sus-jacent ou les marnes gypsifères du Muschelkalk moyen sous jacentes, le chimisme y a été modifié essentiellement par la dissolution de gypse. Les croix représentent des eaux influencées par l'activité humaine. Dans le triangle Ca-Mg-Na+K, on voit que la localisation des points représentatifs du Muschelkalk supérieur confirme et précise les résultats avancés par M. LUCIUS en ce qui concerne l'importance du rapport Ca/Mg.

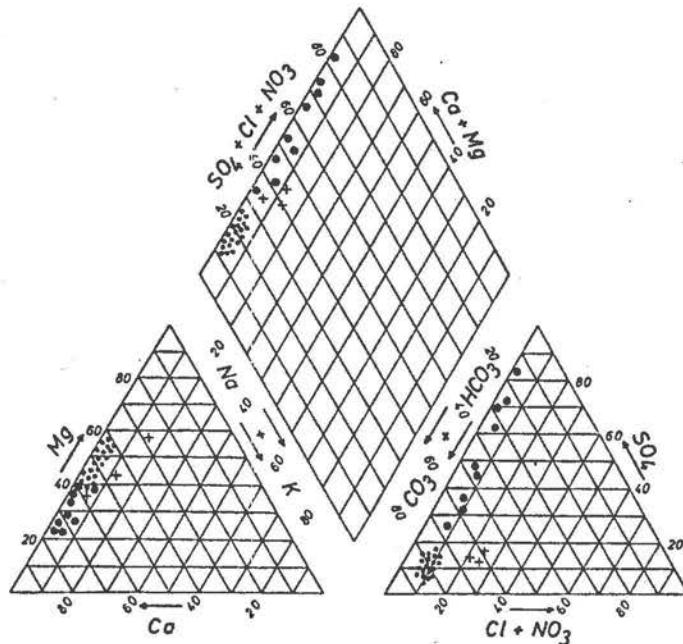


figure 6.2 *Composition des eaux du Muschelkalk supérieur (d'après Ch. NEUMANN-REDLIN, 1971).*

Cependant, quelques analyses d'eaux récentes (1992 et 1993) montrent une complexité plus grande de la composition que ce qui semblait ressortir des analyses précédentes.

Nous avons prélevé 12 échantillons à un suintement du plafond (intersection Mik 2) de la grotte de Moestroff (figure 6.3), 13 échantillons à divers autres endroits de celle-ci (figure 6.4) et à titre de comparaison 3 eaux de source provenant du Keuper inférieur (figure 6.5). Les analyses ont été réalisées par la Division des Eaux de l'Administration de l'Environnement.

Les 12 échantillons du suintement Mik 2 présentent les caractéristiques suivantes.

n°		ANALYSES D'EAUX GROUPE DE MOESTROFF Échantillons Mik 2												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	25	
Date de prélèvement														
Conductivité à 20°C	mS/cm	30 09 92	25 10 92	24 11 92	15 12 92	12 01 93	02 02 93	03 03 93	13 03 93	20 04 93	17 05 93	15 06 93	19 10 93	
pH		286	300	288	300	310	295	305	269	271	276	276	280	
Cl	mg/l	7,2	7,3	7,3	7,6	8,1	8,0	7,8	8,0	8,0	7,7	7,5	7,5	
SO4	mg/l	6	7,3	9,8	7,3	7,2	6	7	5	5,4	10	7	6	
NO3	mg/l	5	5,8	8,6	7,5	6,7	9	10	13	9,3	13	13	9	
NO2	mg/l	20,7	29	23	22	22	23	25	21	26	24	21	22	
NH4	mg/l	< 0,05		0,19	< 0,01	0,03	0,42	0,02	< 0,01	0,02	0,55	< 0,01	0,14	
Na	mg/l			0,28	< 0,1	0,20	0,57	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	
K	mg/l	4,8	2,7	2,6	2,4	2,5	2,8	2,7	2,4	2,6	2,5	2,4	3,0	
TH	mg/l	4,9	3,3	2,5	2,2	2,3	2,5	2,9	2,3	2,2	2,3	2,2	3,3	
HCO3 (en CO3)	mg/l	180		162		168	205	156	166	160	162	162	152	
	mg/l	172		165		152	180	134	134	140	140	156	138	
Ca	mg/l		56				80	60		56	45	60	60	
Mg	mg/l		124				125	96		104		100	92	

figure 6.3

Le pH est assez stable, légèrement basique vu la dureté , et varie de 7.2 à 8.1. La conductivité a une variabilité modeste: 269 à 310 mS/cm correspondant surtout aux variations de dureté (de 134 à 180 mg/l pour le bicarbonate exprimé ici sous forme de CO_3).

La variabilité du calcium est, comme c'est fréquent, beaucoup plus grande que celle du magnésium, mais, ce qui est plus rare, le magnésium est toujours plus abondant que le calcium et représente entre 1.5 et plus de 2 fois celui-ci.

Les chlorures ont des teneurs inférieures à 10 mg/l; les sulfates ne dépassent pas 13 mg/l, montrant la très faible part de l'anhydrite dans la dureté. Les nitrates varient peu entre 23 et 24 mg/l avec un maximum de 29 mg/l en octobre 1992.

Certaines analyses présentent des teneurs anormales en ammoniaque et en nitrites.

Divers échantillons prélevés en d'autres endroits de la grotte montrent des caractères assez comparables.

n°		ANALYSES D'EAUX GROTTE DE MOESTROFF Echantillons divers												
		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Date de prélèv.	mS/cm	26 08 92	12 01 93	12 01 93	12 01 93	02 02 93	02 02 93	02 02 93	03 03 93	13 03 93	17 05 93	17 05 93	15 06 93	
Conducti. à 20° C		450	590	485	690	610	570	660	730	440	415	450	389	372
pH	mg/l	8,0	8	8,3	8,2	8	8,2	8,1	8,3	7,9	8	7,8	7,8	7,7
Cl	mg/l	26	31	25	30	32	26	27	53	18	17	42	22	21
SO4	mg/l	37	19	43	19	66	24	24	82	31	31	35	37	46
NO3	mg/l	31	28	16	28	20	20	22	17	32	27	34	30	28
NO2	mg/l	< 0,01	0,19	0,03	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,13	0,05	0,02	0,03	< 0,01
NH4	mg/l	< 0,1	0,76	2,0	0,14	0,33	0,55	0,43	0,38	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Na	mg/l	6,8	6,8	6,5	6,2	12,6	6,8	6,7	12,0	3,2	2,9	6,5	2,8	2,7
K	mg/l	0,5	0,9	0,7	0,5	1,3	0,6	0,5	0,7	2,9	2,7	0,8	2,6	2,5
TH	mg/l	240	342	275	402	318	350	384	402	230	226	254		208
HCO3 (en CO3)	mg/l	150	248	200	338	210	265	316	246	166	160	180		150
Ca	mg/l	68				120	100	130	160			70		
Mg	mg/l	172	150			218	220	224	282				55	153

figure 6.4

Le pH varie de 7.7 à 8.3 restant ici encore caractéristique des eaux calcaires; la conductivité est plus importante qu'au suintement Mik mais varie dans une large mesure (entre 372 à 730 m/cm).

Les chlorures sont variables et atteignent en certains endroits 53 mg/l, les sulfates 82 mg/l à la même époque, dans un suintement du plafond, après une période de forte pluviosité. Les nitrates sont variables et atteignent un maximum de 34 mg/l en mai 1993. Près de la moitié des mesures effectuées donnent pour eux des chiffres supérieurs à 25 mg/l.

Ici encore les teneurs en ammoniaque et nitrites sont épisodiquement anormalement élevées, témoignant très probablement du transfert parfois rapide de l'eau d'infiltration entre la surface et le toit de la grotte.

On voit que les diverses eaux analysées ont des caractéristiques assez variables dans le détail et se différencient parfois nettement du suintement Mik 2.

La grotte est située au sommet du Muschelkalk. Les eaux d'infiltration traversent une certaine épaisseur de Keuper sus-jacent avant de parvenir à la grotte. Le recouvrement de roches keupériennes variant entre une dizaine et une vingtaine de mètres; le cheminement de l'eau est conditionné par l'alternance des couches marneuses et dolomitiques de cette formation et par les réseaux de fissures. La minéralisation acquise au cours de cette descente, peut donc être très variable.

ANALYSES D'EAUX
Sources

1. Source Nassebour, à Gilsdorf; 2. Source Borderbour, à Gilsdorf; 3. Source Kapelt, à Reisdorf

n°		26	27	28
Date de prélèvement		25 05 93	25 05 93	25 05 93
Conductivité à 20° C	mS/cm	653	646	560
pH		7,5	7,4	7,8
Cl	mg/l	35	30	32
SO4	mg/l	30	27	25
NO3	mg/l	112	80	59
NO2	mg/l	< 0,01	< 0,01	< 0,01
NH4	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Na	mg/l	5,5	5,6	5,8
K	mg/l	1,0	1,5	0,8
TH	mg/l	371	372	303
HCO3 (en CO3)	mg/l	216	252	211
Ca	mg/l	170	180	160
Mg	mg/l	201	192	143

figure 6.5

Les trois sources soumises à l'analyse et reprises en figure 6.5, révèlent également des eaux essentiellement carbonatées, semblables en dureté, plus riches en magnésium qu'en calcium (sauf analyse 28) mais en proportion inférieure à celle des eaux de la grotte.

Les eaux présentent des teneurs modérées en chlorures (30-35 mg/l) et en sulfates (25-30 mg/l) mais elles sont fortement chargées en nitrates (59-112 mg/l); ces dernières teneurs sont fonction de l'occupation de sol et des activités agricoles dans le bassin d'alimentation. Les sources ont été abandonnées comme sources d'eau potable à cause de ces teneurs excessives en nitrates (limite légale: 50 mg/l). L'ammoniaque et les nitrites sont, par contre, totalement absents de ces trois sources indiquant un temps de transfert plus long que pour les suintements de la grotte.

Références.

- BERG D. (1965): Die Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel. Ihre Beziehungen zur allgemeinen Tektonik und ihr Einfluss auf das Gewässernetz. Publ. Serv. Géol. Luxembourg, vol XVI, 89 p. 9 tab.
- BINTZ J. et coll. (1973): Luxembourg, in Ardenne-Luxembourg Coll. Guides géologiques régionaux, Paris, Masson, p. 135-188.
- BOCK H., BRICON C. & FALLIES J. (1984): Kraterstrukturen in der Lettenkohengruppe E-Luxemburgs im Steinbruch Walch bei Gilsdorf. Jb. oberrhein. geol. Ver., N.F. 66, 341-349.
- DESIRE-MARCHAND J. (1985): Notice de la carte géomorphologique du Grand-Duché de Luxembourg. Publ. Serv. Géol. Luxembourg, bull. N 13, 47p, 10 fig.
- DITTRICH D. (1989): Beckenanalyse der oberen Trias der Trier-Luxemburger Bucht. Publ. Serv. Géol. Luxembourg, vol. XXVI. 223p, 39 fig. 17 tab.
- GITTINGER K. (1969): Geochemische Faziesuntersuchungen im Oberen Hauptmuschelkalk und unteren Keuper Luxemburgs. Publ. Serv. Géol. Luxembourg, vol. XIX. 109 p., 41 fig.
- LUCIUS M. (1953): Quelques aspects de la Géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. Publ. Serv. Géol. Luxembourg, vol. IX. 282 p., 81 fig., 10 pl.
- NEUMANN-REDLIN Ch. (1971): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk und Keuper Luxemburgs. Publ. Serv. Géol. Luxembourg, vol. XXII. 87p., 31 fig.

Comptes Rendus du Colloque
Luxembourg, 25 et 26 Août 1992

Rapports:
Partie hydrogéologique



THE USE OF DIGITAL DATA-LOGGERS IN DEFINING GROUNDWATER TRANSPORT MECHANISMS IN KARST AQUIFERS

L'emploi d'enregistreurs digitaux pour la définition de mécanismes de transport de l'eau souterraine dans les aquifères karstiques

Ralph O. EWERS Ph.D.
 Director, Groundwater Research Laboratory
 Dept. of Geology, Eastern Kentucky University
 Roark Building
 USA - RICHMOND, KENTUCKY 40475

ABSTRACT

Variations in the physical and chemical properties of spring waters emerging from karst aquifers can be used to provide information concerning the aquifer recharge and transfer mechanisms. These changes, associated with storm events, can be most effectively monitored by continuous recording of electronic sensors with digital data-loggers. Temporal variations in conductivity, temperature, and stage show the presence of quick-flow recharge and seepage recharge and their relative contributions to the total spring discharge. Variations of a single parameter indicate the presence of separate sub-basins within the larger groundwater basin tributary to the spring. Phase relationships between variables give insights into the nature of the conduits within the aquifer. Additional information can be gained by labeling portions of the groundwater with dye and combining continuous fluorometry with the other monitored variables.

RESUME

Les changements des propriétés physiques et chimiques des eaux de source s'écoulant d'aquifères karstiques peuvent fournir des informations sur les mécanismes de recharge et de transfert de ces aquifères. Ces changements, qui sont liés aux orages, peuvent être contrôlés le plus efficacement par des enregistrements en continu effectués par des capteurs électroniques pilotés par des enregistreurs digitaux. Les variations dans le temps de la conductivité, de la température et du niveau peuvent indiquer l'existence de recharges rapides ou de recharges par suintement, et discerner leurs contributions relatives au débit total de la source. Les changements d'un seul paramètre indiquent l'existence de sous-bassins séparés au sein du bassin principal alimentant la source. Les déphasages entre les variables donnent une idée de la nature des conduits dans l'aquifère. Des renseignements supplémentaires peuvent être obtenus par des colorations de l'eau souterraine et en combinant la fluorométrie réalisée en continu avec les autres variables enregistrées.

ZUSAMMENFASSUNG

Die zeitlichen Änderungen der physikalischen und chemischen Eigenschaften des aus einem Karstaquifer fliessenden Quellenwassers können Erkenntnisse über die Auffüll- und Transportmechanismen des Aquifers liefern. Diese von Sturmphänomenen bewirkten Veränderungen werden am besten durch eine kontinuierliche Messung mit Hilfe von elektronischen Sensoren und Datenloggern erfasst. Die zeitlichen Änderungen der Leitfähigkeit, der Temperatur und des Wasserstandes können sowohl schnelle wie sehr langsame Auffüllmechanismen aufzeichnen und ihre Beiträge zum Globalfluss der Quelle zeigen. Veränderungen eines einzelnen Parameters deuten auf getrennte Sub-Reservoirs inmitten des Hauptreservoirs hin. Phasenverschiebungen zwischen den Variablen geben Einblicke in die Natur der Wassergänge des Aquifers. Zusätzliche Informationen können durch Färbungen des Grundwassers und durch ein Korrelieren der kontinuierlichen Fluorometrie mit den andern gemessenen Variablen gewonnen werden.

GROUNDWATER FLOW IN KARST AQUIFERS

Groundwater movement in karst aquifers has been demonstrated to occur in several ways. Studies using tracers introduced into dolines with swallet openings or into wells have shown that water entering the aquifer through these openings may flow to springs with speeds characteristic of surface stream flow (Quinlan & Ewers, 1981). Tracers introduced at the bedrock-soil interface often travel to the springs at much slower speeds (Friederich and Smart, 1982). The high groundwater velocities shown by the first set of tracer studies, extending over distances of the order of kilometers, are only possible in conduits created by dissolution of the aquifer minerals. The slower velocities observed in the second set of tracer studies have been ascribed to flow in fractures little modified by dissolution or by slow infiltration of water through a thick soil cover.

Periodic monitoring of chemical and physical parameters of springs have shown that a range of spring types may be identified (Schuster and White, 1971, 1972; Jacobson and Langmuir, 1974). Some show large and rapid changes in temperature, conductivity, stage, and discharge. Others show only smaller gradual changes or seasonal drifts in these parameters. End members in this series have been designated conduit flow springs and diffuse flow springs.

Conduit Flow Springs and Diffuse Flow Springs

While tracer studies have shown that dissolution conduits clearly play a role in the transfer of groundwater to both types of springs, those designated as "conduit flow springs" have open sinkholes with swallet openings, and they may possess ponors and sinking streams. The water entering these openings passes directly into dissolution conduits in the aquifer and thence to the springs. While Gunn (1985) describes this situation with the term "concentrated recharge", "quick-flow recharge" seems somewhat less ambiguous.

"Diffuse flow springs" appear to have little direct surface runoff, quick-flow recharge, entering swallets in their catchments. They are recharged slowly by infiltration through an unconsolidated overburden, often containing large clasts of material such as chert or through insoluble fractured or granular strata. This recharge passes through the soil by way of intergranular pores and macropores and slowly through small bedrock fractures and bedding planes before entering the larger dissolution conduits in the aquifer. Groundwater movement is typically more rapid in these larger voids. While Gunn (1985) describes this situation with the term "diffuse recharge", seepage recharge seems somewhat less ambiguous.

Chemical and Physical Differences Between Seepage and Quick-Flow Recharge

The quick-flow recharge components from swallets and sinking streams exhibit very low conductivities and temperatures which reflect the surface conditions. These values are typically very different from groundwater which is in equilibrium with the carbonate bedrock. The seepage recharge, while initially chemically and thermally similar to the concentrated recharge, equilibrates first with the soil and later with the bedrock. It exhibits a high and relatively uniform conductivity and a temperature which ranges only a few degrees from the annual mean temperature at the surface. The high conductivities derive not only from the fact that equilibrium values have been reached with respect to the carbonate bedrock, but also because the seepage recharge typically contains higher values of CO₂. The elevated CO₂ reflects the high partial pressures of this gas in the soil due to biological decomposition of organic matter (Miotke, 1974).

The temperature and conductivity values for both "conduit flow" (quick flow recharge) springs and "diffuse flow" (seepage recharge) springs are indistinguishable during periods of base-flow. During rainfall events which cause overland flow to swallets and ponors these springs exhibit great differences (Fig. 1).

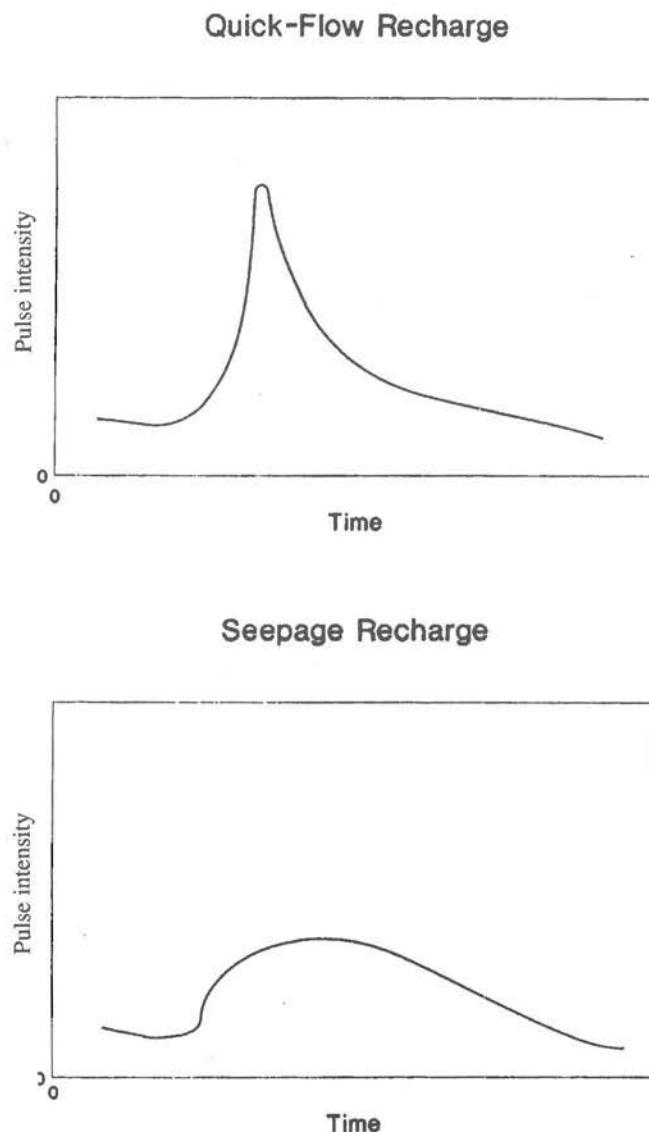


fig.1

The "conduit flow" springs suddenly increase their flow, the conductivity of their discharge drops precipitously, and the temperature of these waters changes quickly toward the surface values. This indicates that most of the "conduit flow" springs are recharged by both quick-flow and seepage recharge. The seepage recharge being responsible for the base flow, while the quick-flow recharge occurring during periods of over-land flow on the surface is responsible for the peak flows.

PULSE ANALYSIS

Distinct pulses of conductivity, temperature, and stage arising from quick-flow inputs pass through the conduits of the karst aquifer. The progress of these pulses is governed by various characteristics of the conduit. Thus, an analysis of the pulses should give insight into the characteristics of the transport mechanisms in the aquifer, which are related to characteristics of the aquifer conduits.

Storage of water in available air space and displacement of the water already in the conduits affects the speed with which all of these pulses arrive at the spring or other monitoring point. Factors such as distance, gradient and friction are also important controls on the arrival time of these pulses.

The speed of temperature and conductivity pulses are both controlled by the characteristics of the mixing of the newly input water and the pre-storm water. The velocity of a temperature pulse is also affected by the thermal storage in the bedrock. The speed of a conductivity pulse is affected by the dissolution of the bedrock. The "kinetics" of the thermal and dissolution processes control the speed and damping of the conductivity and temperature pulses.

Ashton (1966) hypothesized that the stage record from a trunk conduit could reveal contributions from tributary conduits draining sub-basins within the larger groundwater basin. This would occur when the tributary conduit hydrographs are not in phase (Fig. 2). Similar pulses should also occur in the temperature and conductivity records.

MONITORING TECHNIQUES

Digital data logging techniques can quantify these conductivity and temperature signals in the spring flow, thus identifying the transport mechanisms which carry recharge into an aquifer. These signals, together with simultaneously recorded water level data, permit the amount of these recharge components to be quantified. The staff of the groundwater research laboratory utilize Campbell Scientific 21X1 digital data-loggers to record this groundwater information.

Conductivity

Conductivity is measured with a sensor specifically designed for the 21X data-logger (1) and constructed by the laboratory staff (Fig. 3).

**SUMMATION OF OUT OF PHASE PULSES
FROM TWO GROUNDWATER SUB-BASINS**
After Ashton (1966)

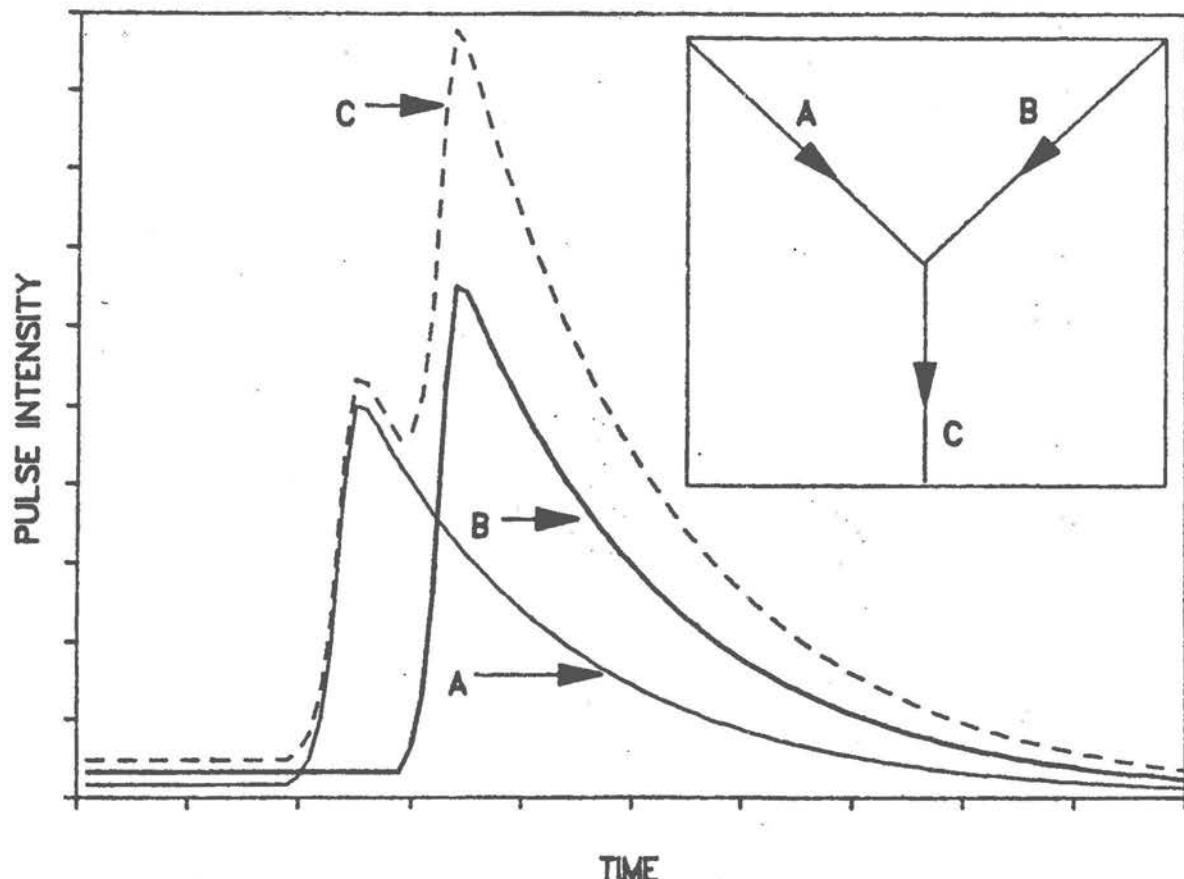


fig.2

The sensor consists of three stainless steel cylinders mounted co-axially within an insulating polyvinyl chloride tube. This electrode configuration permits the data logger to be grounded for protection against atmospheric electrical disturbances without causing ground-looping through the conductivity sensor. Ground-looping occurs with conventional sensors, compromising the data which they generate. The details of construction and use are reported in Idstein (1992).

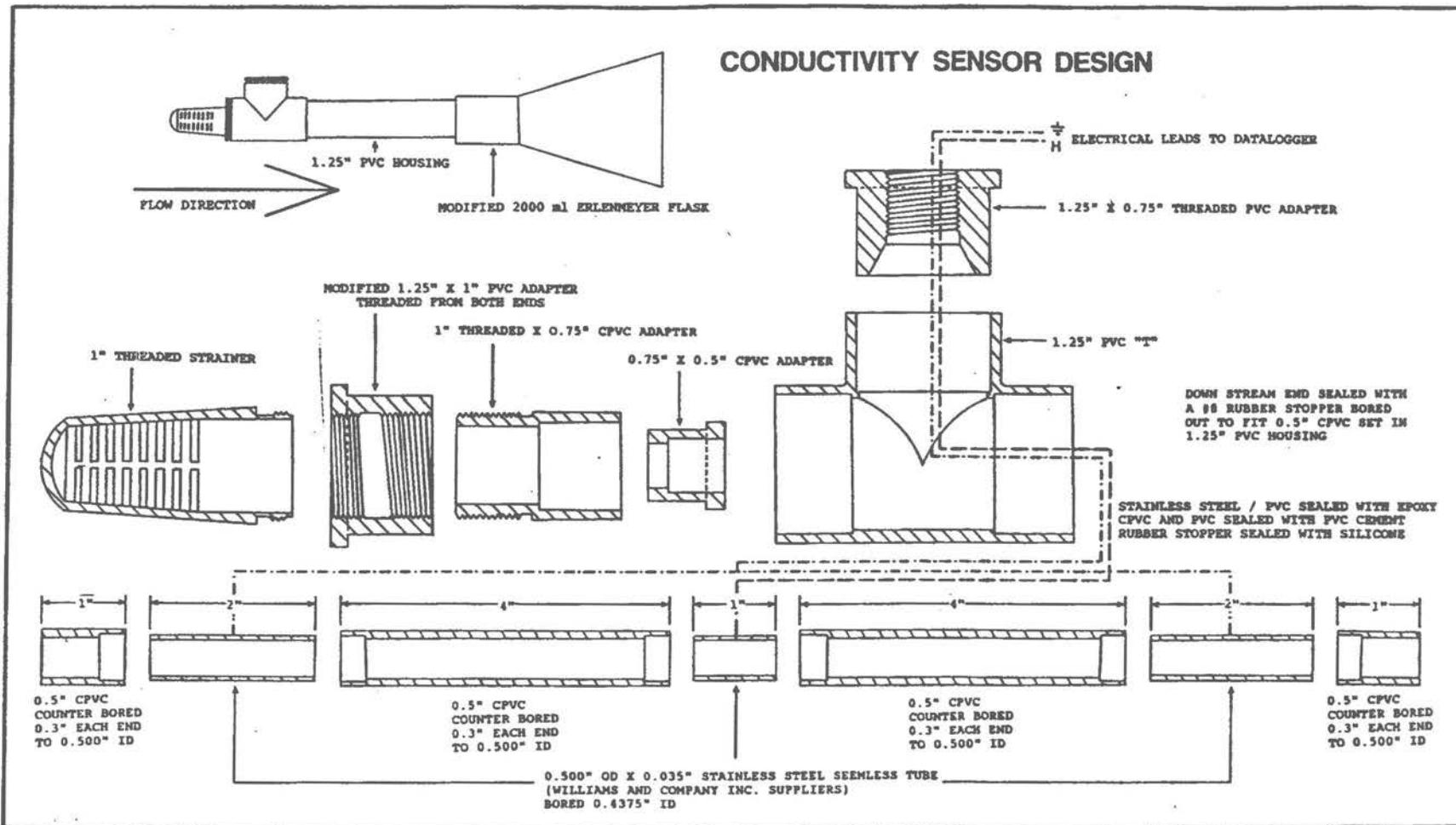
Temperature

Spring flow temperature is monitored with platinum resistance thermometers. These units are commercially available (2) in waterproof stainless steel sheaths. By utilizing multi-wire full bridge measuring techniques the effects of wire resistance changes can be eliminated and temperature changes of 0.01 can be resolved. The resistance values are converted to temperature by the data-logger utilizing a computational routine, instruction 16, resident in the data-logger ROM.

(1) Campbell Scientific, P.O. Box 551, Logan, Utah 84321; College Road/Sutton Bonington, Loughborough, LE12 5RA, England

(2) Suppliers of PRT equipment includes - Omega Engineering, Inc., P.O. Box 2721, Stamford, CT 06906.

fig. 3



Water Level (Stage)

Stage data is acquired through the use of pressure transducers. The Druck Inc.(3) PDCR 831 with a silicon strain gauge diaphragm and vented cable provides water level information that is not subject to atmospheric pressure changes. These units provide an accuracy of 0.06% of full scale for the range that is selected. The resistance values of the pressure transducer are converted to stage by the data-logger utilizing a full-bridge computational routine, instruction 6, resident in the data-logger ROM.

Rainfall

Precipitation is recorded by a drop counting rain gauge specifically designed for the 21X data-logger and constructed by the laboratory staff (Fig. 4).

The present instrument is a modification of a design by James et al (1983). A polyvinylchloride funnel delivers rainfall through a drop-forming tube to a pair of gold electrical contacts which sense each waterdrop. The gold contacts admit an electrical pulse to a pulse shaping circuit which, in turn, sends the pulse to a counting input of the data-logger. The pulses are periodically totaledized by the data-logger and converted to centimeters of rainfall by a software program stored in the data-logger.

DROP-COUNTING RAINFALL SENSOR

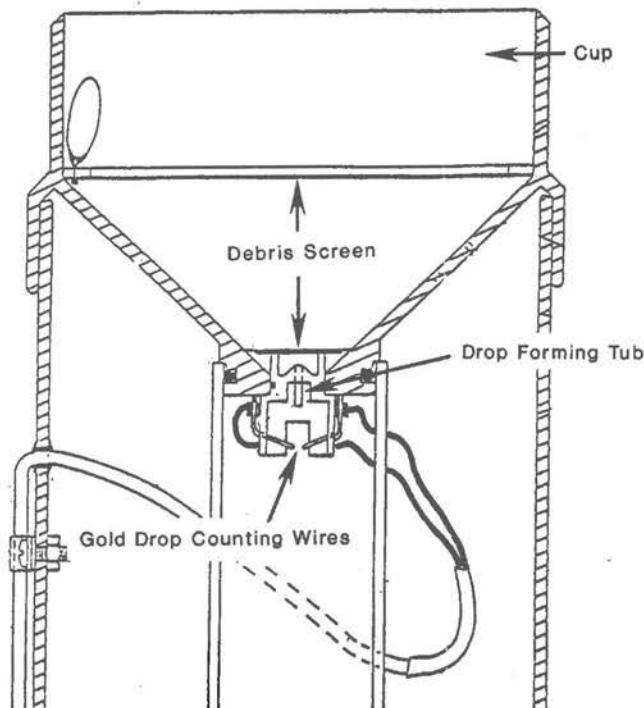


fig.4

Dye Concentration

Fluorescein and Rhodamine-WT dye concentrations are monitored with a filter fluorometer capable of being submerged in the spring flow (Fig. 5).

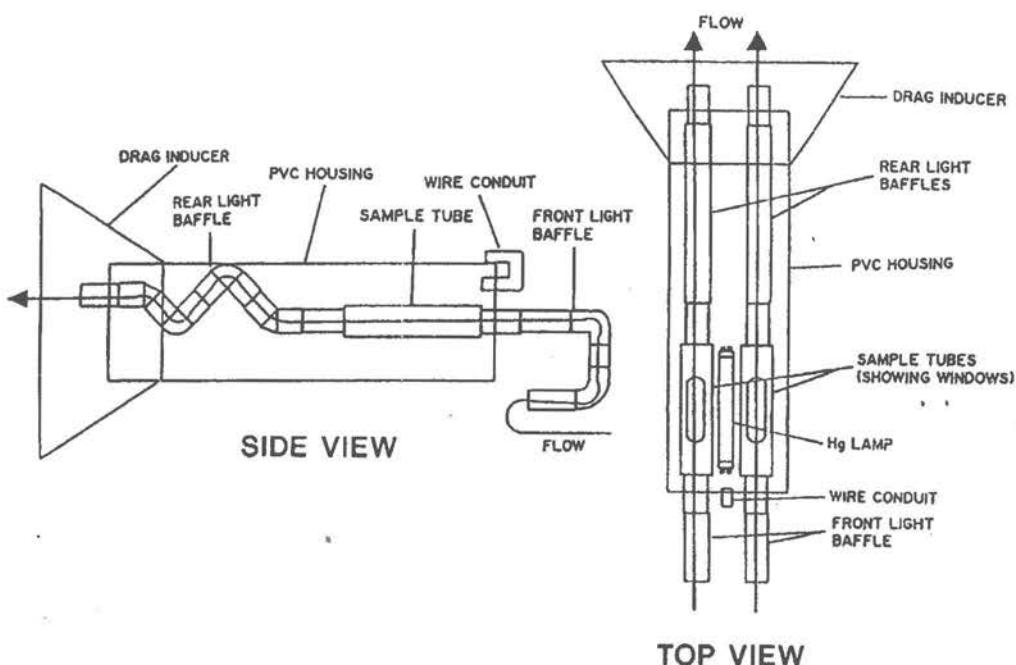
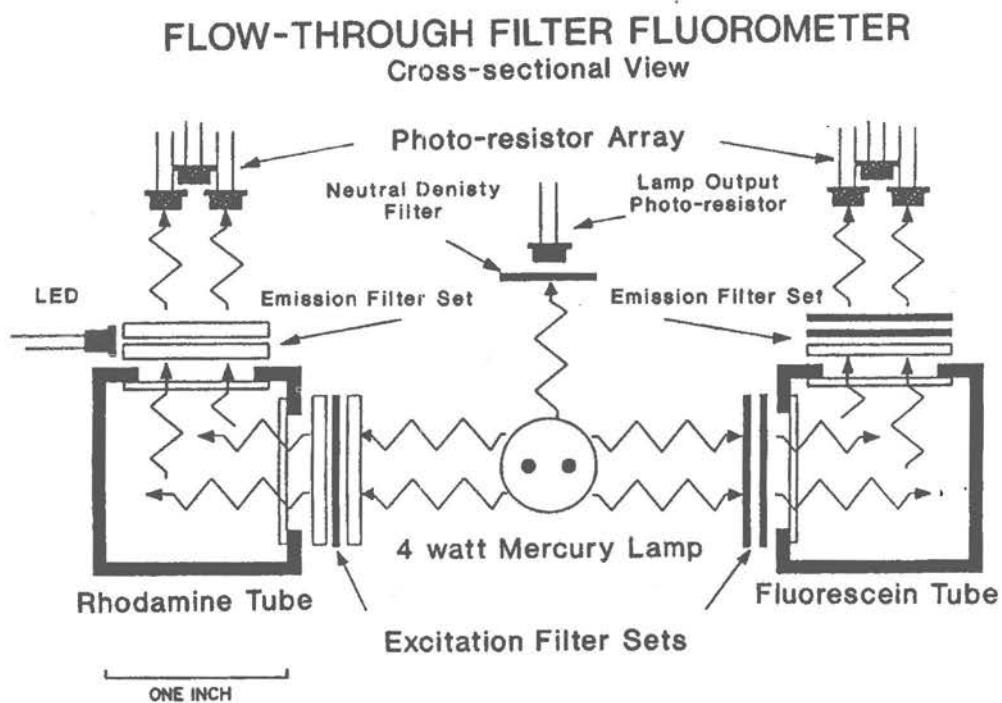


fig.5

This method eliminated the need for pumps requiring large amounts of electrical power to lift the spring water to a conventional flow-through fluorometer or the need for cumbersome fiber optic light pipes. The submersible fluorometer utilizes a four watt mercury vapor lamp for excitation energy and a set of photo-resistors to detect the light emitted by the dye. Additional photo-resistors have been employed in various models of the fluorometer to monitor the output of the lamp and the turbidity of the spring water flowing through the unit. These measurements allow for corrections to be made to the dye fluorescence values measured by the instrument.

The fluorometer light source is turned on by the data logger programming prior to the recording of a dye fluorescence measurement. The photo resistors are measured by the data logger and their resistance is converted to dye concentration using a calibration curve constructed with dye solutions of known concentration. The details of this sensor are reported in Ryan (1991).

Programming

The Data-logger is programmed to interrogate each sensor every 10 seconds and to calculate an average value for each measured parameter every two minutes. These two minute averages are compared to the most recently stored value for each. If the new two minute average value for any parameter differs from the last stored value by a proscribed amount, all of the new values are placed in final storage. A programming flow chart is shown in Figure 6.

Typical Data-Logger Program

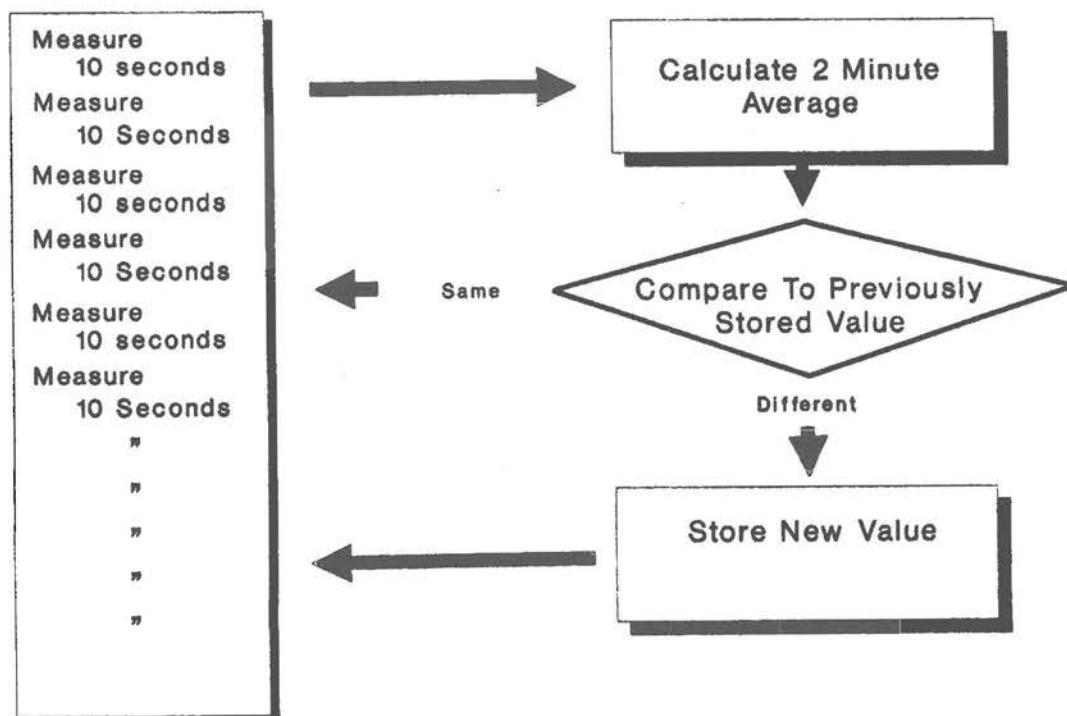


fig.6

This method permits the data to be collected at very short intervals during those periods when aquifer conditions are changing rapidly, while not wasting memory space during periods of insignificant change. The two minute average readings permit the data to be smoothed slightly, allowing the program to record very small changes in the measured values without recording excessive amounts of instrumental noise.

APPLICATIONS OF THE DATA-LOGGER TECHNIQUE

The following examples serve to illustrate the utility of continuous electronic monitoring of karst aquifers. These techniques not only provide information of academic interest but they help to solve practical problems related to potable water supplies, aquifer contamination, and aquifer remediation.

Unthangs Cave, Virginia, USA

The Virginia Nature Conservancy purchased an area in western Virginia which included a Unthangs Cave where a number of rare, endangered, and endemic species of aquatic cavernicols are found. These animals were concentrated in a cavern passage, Cathedral Hall, which contained a small stream. Dye tracing had shown that this cave stream was not related to the major sinking streams in the area nearby. The small discharge of the stream and the apparently small range of discharge suggested that the stream was fed by seepage recharge. If this were the case, the animal population in the stream would be much less susceptible to the introduction of many potential contaminants because they could be sorbed during the percolation process.

A data-logger was installed in the Cathedral Hall and sensors were placed in the small cave stream in order to determine the nature of its' recharge. The stage, temperature, and conductivity data showed that with each small rise in stage there was an abrupt reduction in the ionic strength of the stream water and a corresponding shift in temperature (Fig. 7).

This clearly indicated that the stream received quick-flow from a ponor at the surface. Further, the lack of any significant phase shift in the stage, temperature, and conductivity peaks indicated that the source was nearby and that the conduit connecting the stream to this source was probably vadose in character. A phase shift between conductivity and temperature often appears when the source of recharge is at a distance from the point of measurement. This shift is apparently due to the different rates of thermal and chemical equilibration, Thermal equilibration being generally faster. A phase shift is normally seen between stage and conductivity or temperature when the conduit connecting the quick-flow recharge point and the point of measurement is phreatic. This is due to the stage change being propagated through portions of the conduit as a kinematic wave, while the conductivity and temperature pulses travel at less than the speed of the water.

GROUNDWATER STAGE, TEMPERATURE, & CONDUCTIVITY
Unthanks Cave, Virginia

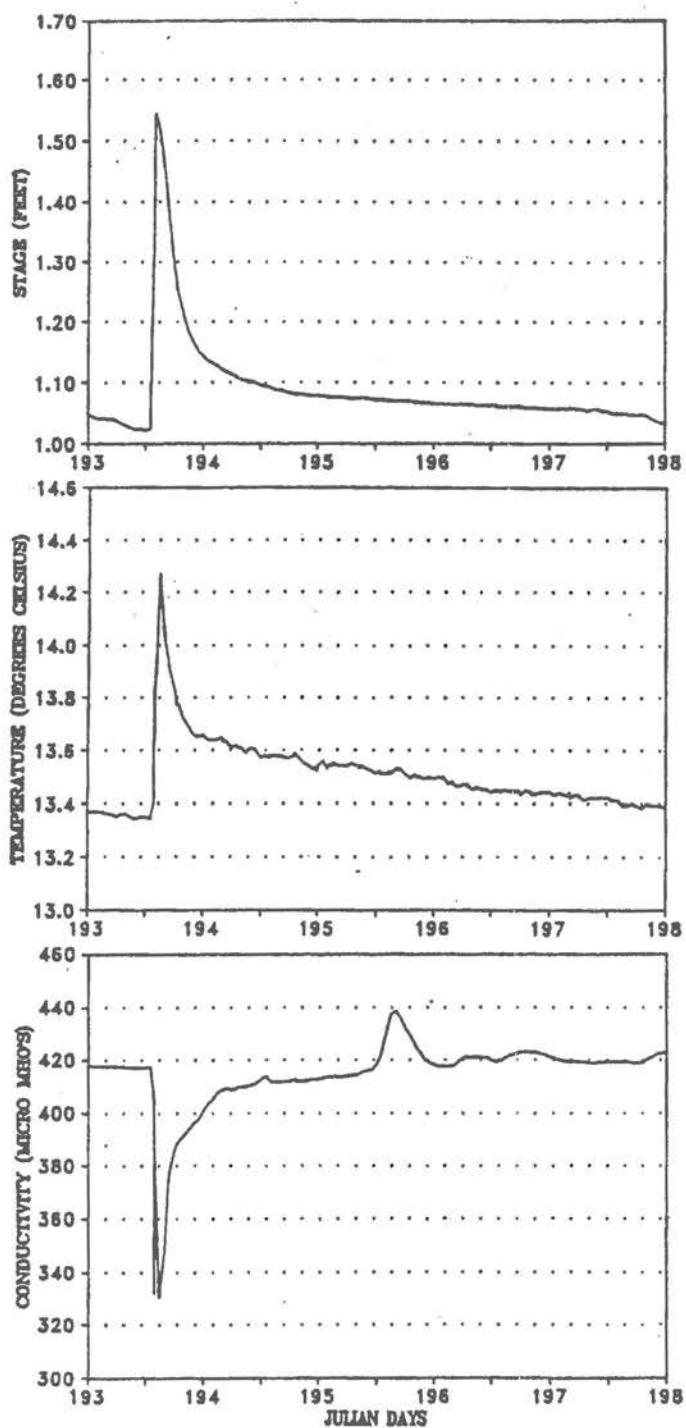


fig.7

The quick-flow input to the Cathedral Hall stream proved to be a sinkhole containing a small wet-weather swallet opening. This sink was adjacent to a small rural store with a gasoline storage and sales facility. The Nature Conservancy was able to purchase this land and to discontinue the gasoline sales and storage. This will help to preserve the remarkable aquatic biota of this cave. A detailed description of this site and the dye tracing and electronic monitoring record is reported in Idstein (1992).

Boiling Spring Aquifer, Ft. Campbell, Kentucky, USA

Boiling Spring is the potable water source for more than 50,000 persons. Water is pumped from this spring at a rate of four to five million gallons per day. Dye tracing studies in this area by Ewers (1989), Carey (1990), Greene (1990) and by Burns (in prep) have shown that this spring has no recharge through sinkholes, although these features are very common throughout the area. Dyes injected into sinks have appeared in other springs, most of which are perched by insoluble chert layers at higher elevations than Boiling Spring. The tracer studies indicated that Boiling spring is recharged by sinking streams, some of which are fed by the higher level springs.

Data loggers equipped with conductivity, temperature, and stage sensors were utilized to record these characteristics of wells, the upper level springs, the sinking streams, and Boiling Spring. These records showed that Boiling Spring has a strong component of seepage recharge (Fig. 8)

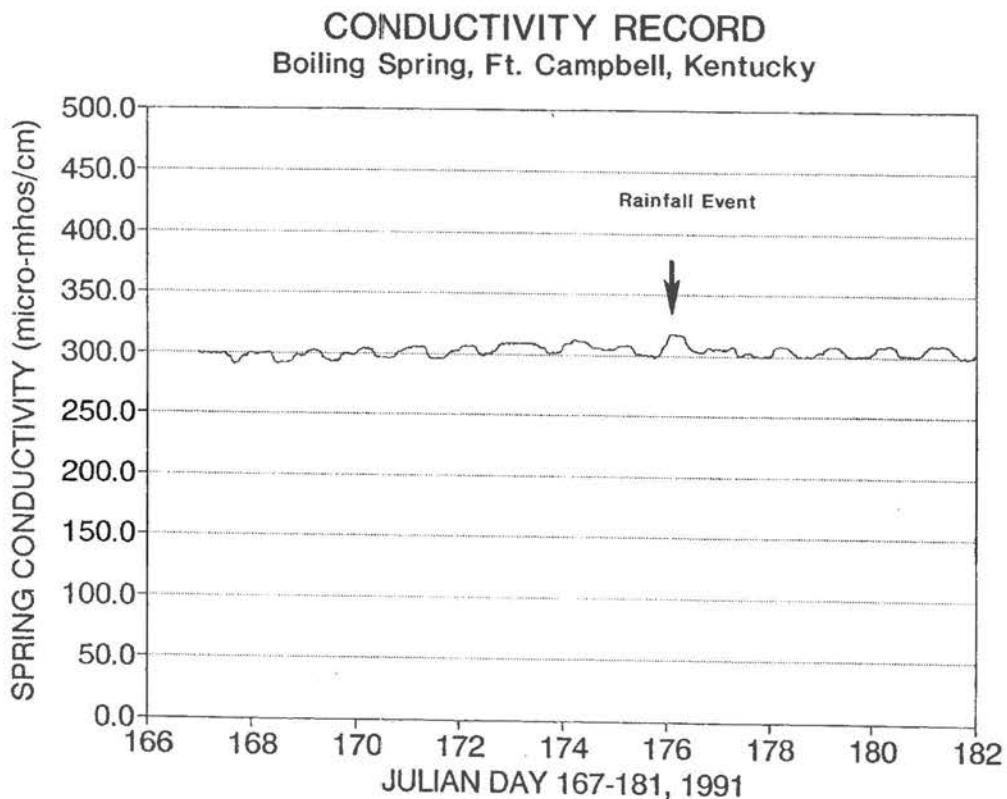


fig.8

Apparently, the chert horizons permit small amounts of groundwater to leak into the lower limestone at a large number of points providing most of the discharge for this spring. Additional data, presently under analysis, is expected to confirm this hypothesis.

Groundwater information provided by dye tracing and the temporal changes of its' physical and chemical parameters is required for a thorough analysis of a karst groundwater system. In this case, without the data acquired through the use of continuous electronic monitoring, a very incomplete understanding of the groundwater flow and recharge would have been achieved. A complete analysis of this site will be presented in Burns (in prep).

The stage records from Airfield Well in the upper part of the basin and Blue Spring, one of the upper level springs, are contrasted in Figure 9.

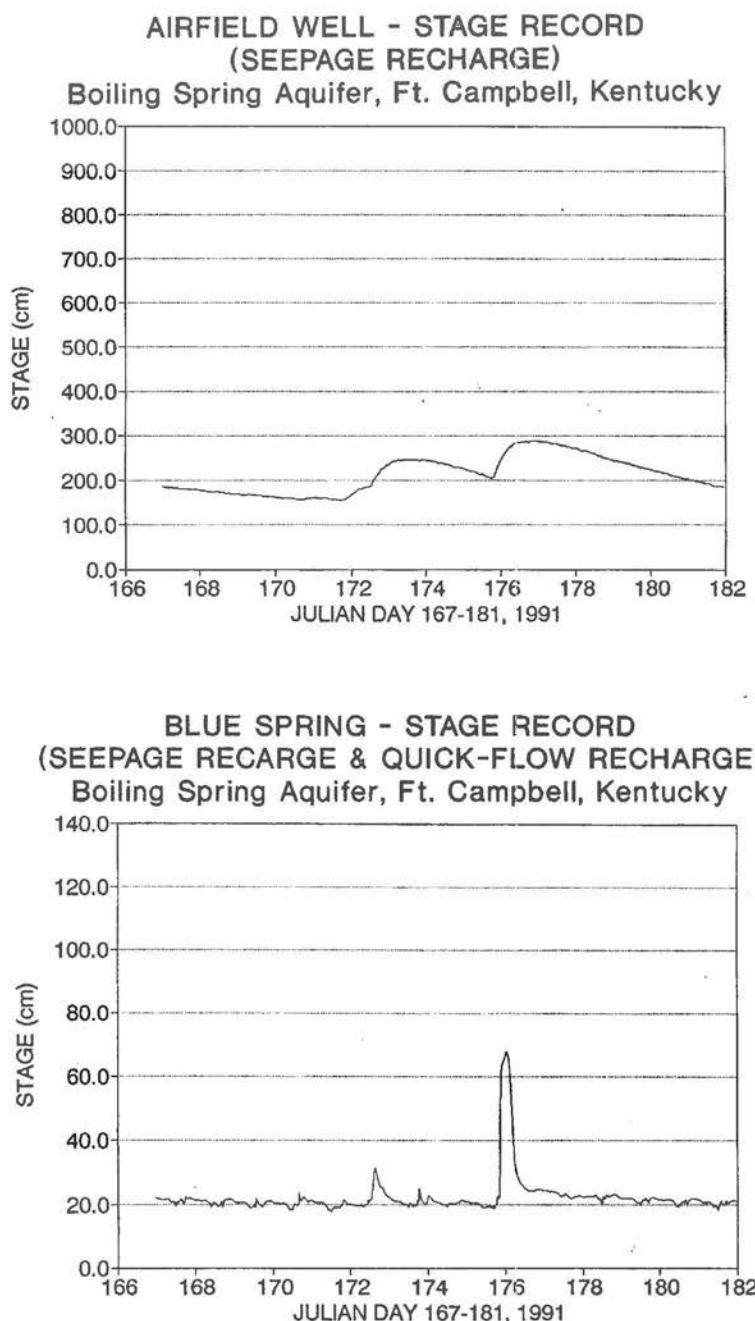


fig.9

Both records show the effect of two rainfall events, one late on Julian day 172, the other at the beginning of Julian day 176. The well is fed by seepage recharge, the spring receives both seepage recharge and quick-flow recharge.

Turnhole Groundwater Basin, Mammoth Cave, Kentucky, USA

Four instrumented sites were established within the Turnhole Groundwater Basin and maintained for more than two years. The data gathered at these sites showed the aquifers' long term response to temperature and that the contributions from several sub-basins within the recharge area could be resolved in the data record.

Figure 10 shows that as quick-flow recharge from successive warm summer precipitation events passes through the aquifer the temperature of the base flow, and thus the temperature of the limestone in contact with the conduits, is raised stepwise by each of the events. Winter precipitation events reverse this trend.

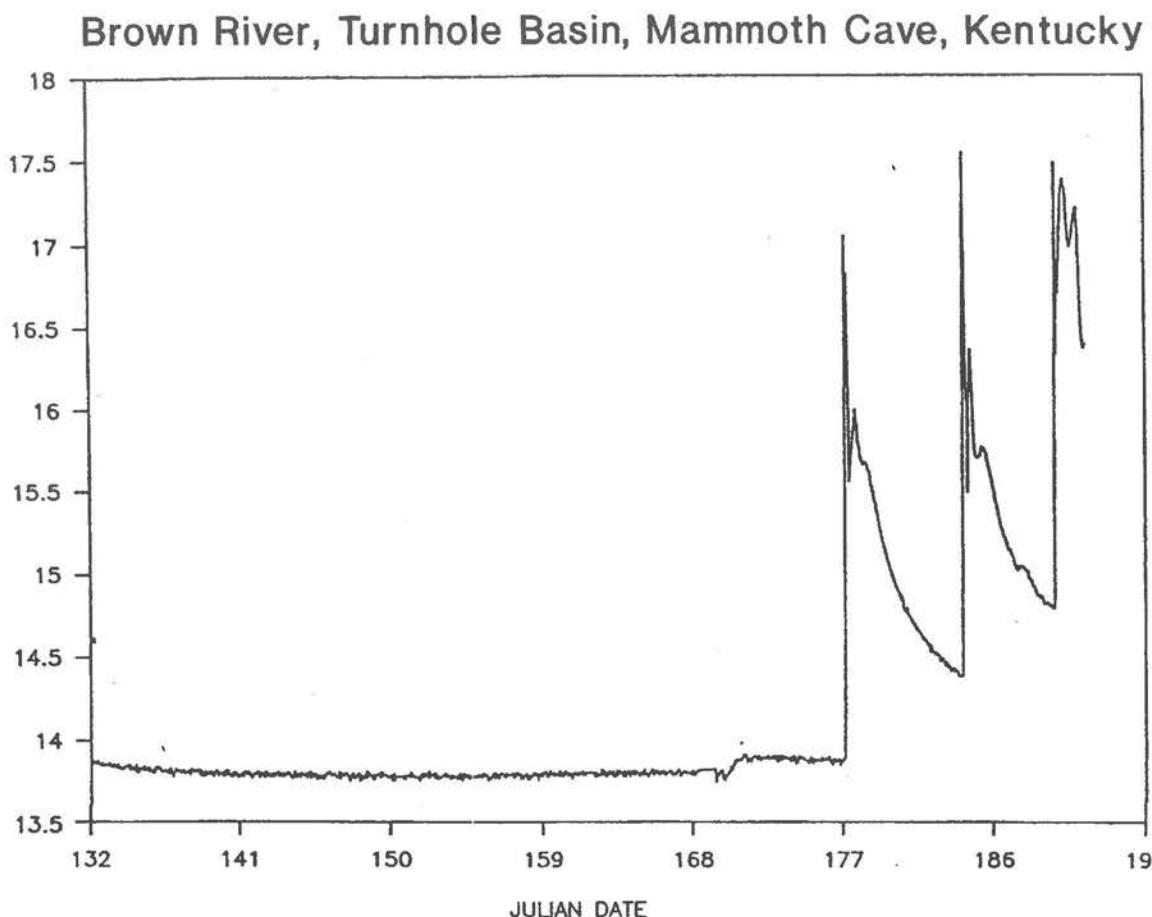


fig.10

The records from this array of groundwater monitoring sites showed repeating patterns of minor peaks in stage, conductivity, and temperature within the record of each major rainfall event (Fig. 10). These repeating patterns appear to be the contributions of separate catchments as described by Ashton (1966). A detailed description of this site and the electronic monitoring record is reported in Meiman (1989).

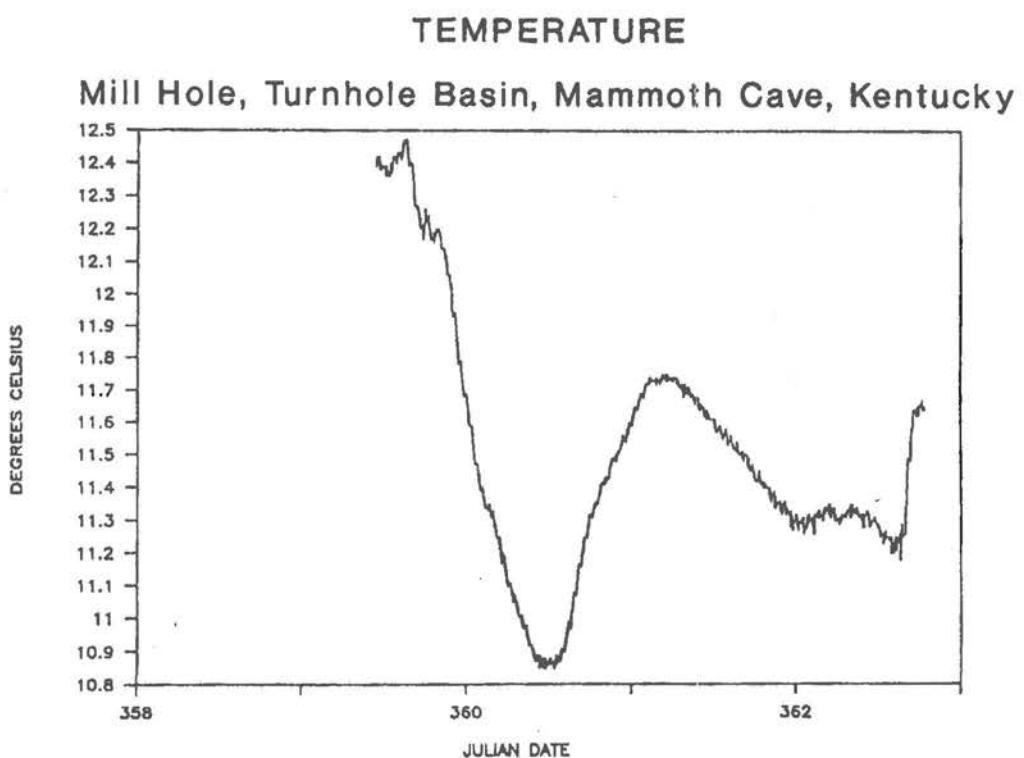
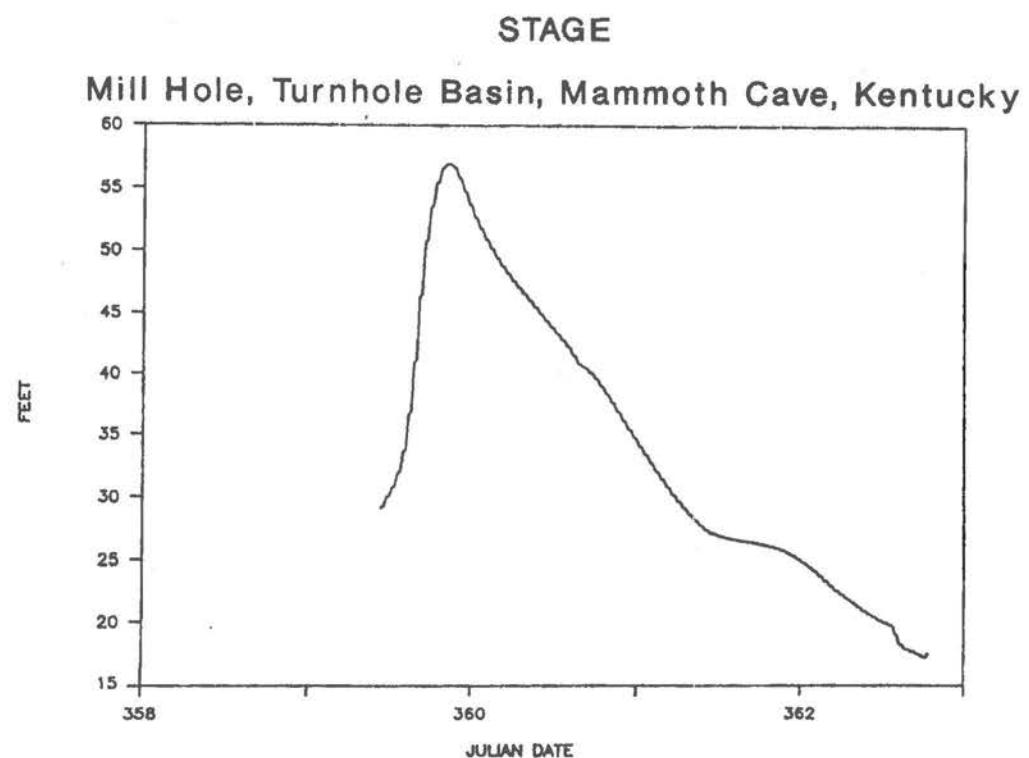


fig.11

Figure 11 shows a lag of nearly twelve hours between the arrival of a stage pulse and the associated temperature pulse at Mill Hole, a karst window in the Turnhole Basin. A 55 foot (17 m) stage change was produced by this large storm event. The largest quick flow inputs to this basin are of the order of 3 miles (5 km) from the monitoring point. The temperature change in this case is negative because the event occurred in Julian Day 359, in December.

The delay in the arrival of the temperature pulse is due both to the phreatic nature of the conduit through which it flows and due to the absorption of the temperature pulse by the bedrock. The phreatic nature of the conduit provides little storage which would need to be overcome in transmitting the stage pulse. It arrives nearly instantaneously, traveling as a kinematic wave. The temperature pulse travels with the newly arrived water which must displace the warmer water already in the conduit. The speed of the temperature pulse is slightly slower than the water because the cold water is warmed by the thermal storage in the enclosing bedrock adjacent to the conduit. If the conduit were partly air filled, the temperature and stage pulse would arrive more nearly together.

The need for nearly continuous monitoring of karst groundwaters is clearly shown in Figure 12. By selecting a small number of temperature data points from the record of an event recorded in Brown River it can be seen that several thermal pulses are lost. Records taken monthly or quarterly are useless in analyzing the characteristics of an aquifer.

The Buffalo Springs Groundwater Basin, Mammoth Cave, Kentucky

The results of the Turnhole Groundwater Basin, reported above, prompted the development of a simple submersible filter fluorometer which could be attached to the data-logger, complimenting the usual sensor arrays. The contributions to the groundwater flow from individual ponors or groundwater sub-basins could be labeled with dye, thus, identifying the origin of the pulses previously seen in the conductivity or temperature records. The data-logger could record these parameters simultaneously with the dye concentration record provided by the submersible fluorometer.

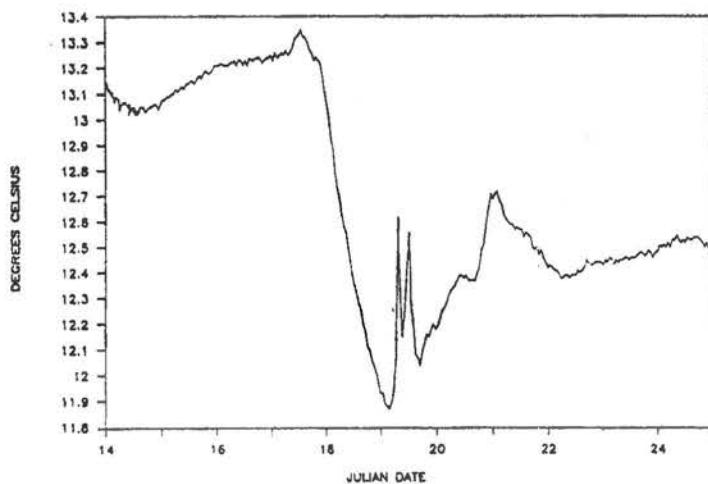
The submersible fluorometer was tested in the Buffalo Springs groundwater basin at Mammoth Cave. This basin is small, comprising about 8 square miles (20 km²). Only a limited amount of the conduit porosity in this basin is directly accessible to explorers. The use of continuous electronic monitoring at the several groundwater access points has permitted a functional model of minimum complexity to be formulated (Fig. 13).

CONCLUSIONS

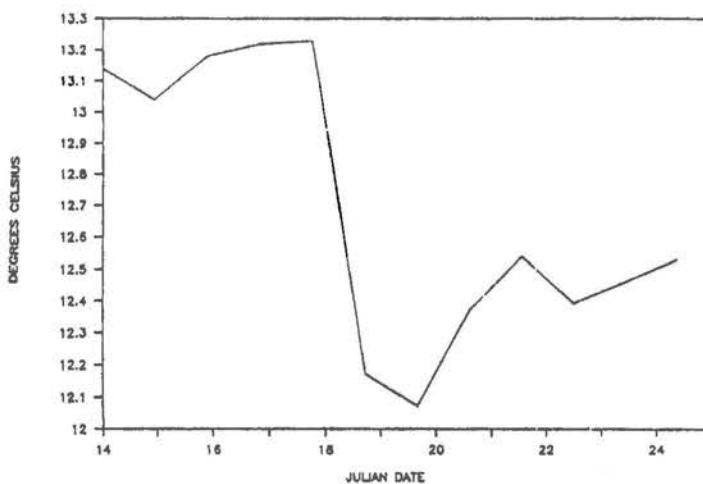
Continuous monitoring of physical and chemical characteristics of waters emerging from karst springs is a useful and sometimes necessary technique in understanding the nature of the aquifers that they drain. Without the ability to measure these parameters at intervals as short as a few minutes, most of the useful information is likely to be lost.

COMPARISON OF GROUNDWATER SAMPLING INTERVALS
Brown River, Turnhole Basin, Mammoth Cave

TEMPERATURE - SAMPLED AS PROGRAMED



TEMPERATURE - SAMPLED EVERY 24 HOURS



TEMPERATURE - SAMPLED EVERY 144 HOURS

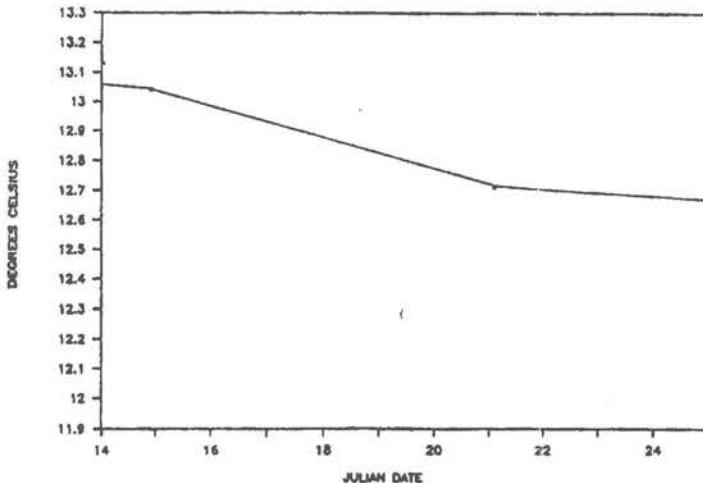
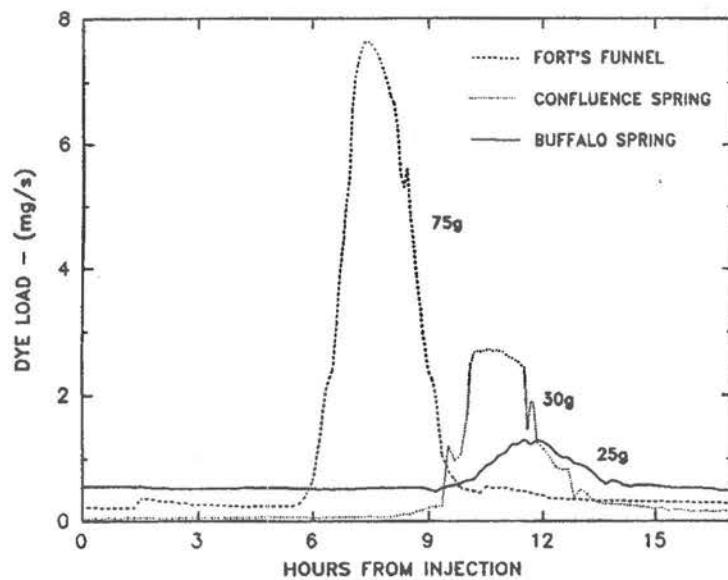


fig. 12

DYE LOADING CURVES

Buffalo Springs Groundwater Basin Mammoth Cave, Kentucky



FUNCTIONAL MODEL

Buffalo Springs Aquifer Mammoth Cave, Kentucky

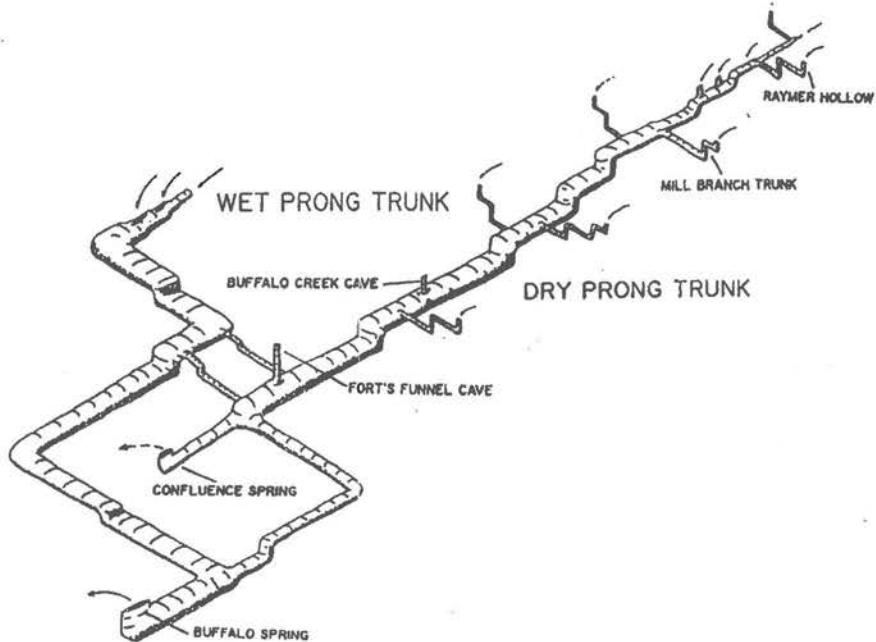


fig.13

BIBLIOGRAPHY

- Ashton K. (1966): The analysis of flow data from karst drainage systems, Transactions, Cave Research Group of Great Britain, V. 7, pp. 161-203.
- Burns J. In Prep. M.S. Thesis, Department of Geology, Eastern Kentucky University, Richmond.
- Carey M.J. (1990): The delineation of karst drainage to identify possible contaminant migration routes from the Campbell Army Airfield, Fort Campbell, Kentucky; M.S. Thesis, Department of Geology, Eastern Kentucky University, Richmond.
- Ewers R.O., Carey M.J. and Greene D.L. (1989): Fort Campbell groundwater study: Final report; Ewers Water Consultants Inc. Richmond, Kentucky.
- Friederich H. and Smart P. L. (1982): The classification of autogenic percolation waters in karst aquifers: A study in G.B. Cave, Mendip Hills, England; Proc. Univ. Bristol Speleological Society, V. 16:2, pp 143-159.
- Green D.L. (1990): Hydrogeology of the potable water supply spring (Boiling Spring) on the Fort Campbell Military Reservation, Southwestern Kentucky - Northwestern Tennessee; M.S. Thesis, Department of Geology, Eastern Kentucky University, Richmond.
- Gunn J. (1985): A conceptual model for conduit flow dominated karst aquifers; Proceedings, International Symposium on Karst Water Resources, Ankara, 1985.
- Jacobson R. L. and Langmuir D. (1974): Controls on the quality of some carbonate spring waters. Journal of Hydrology, V. 23, pp. 247-265.
- Idstein P. J. (1992): Investigation, using fluorescent dyes and continuous groundwater monitoring, of the sources and transfer mechanisms that contribute to the Cathedral Hall passage cave stream: Unthanks Cave, Lee County, Virginia; M.S. Thesis, Department of Geology, Eastern Kentucky University, Richmond.
- James W., Haro H., Merlo A. and Glass W. (1983): Drop counter precipitation sensor - user's manual; Computational Hydraulics Group, McMaster Univ. Hamilton Ont.
- Meiman J. (1989): Investigation of flood pulse movement through a maturely karstified aquifer at Mammoth Cave National Park; M.S. Thesis, Department of Geology, Eastern Kentucky University, Richmond.
- Miotke F. (1974): Carbon dioxide and the soil atmosphere, Abhandlungen zur Karst- und Höhlenkunde, Reihe A., Heft 9, München, 52p.
- Ryan M. (1991): Using newly-developed quantitative dye tracing techniques to determine the karst hydrology of the Buffalo Spring groundwater basin of Mammoth Cave National Park, Kentucky; M.S. Thesis, Department of Geology, Eastern Kentucky University, Richmond.
- Schuster E. T. and White W. B. (1971): Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers; Journal of Hydrology, V. 14:93.
- Schuster E. T. and White W. B. (1972): Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures; Water Resources Research, V. 8:4.
- Quinlan J.F. and Ewers R.O. (1981): Hydrogeology of the Mammoth Cave region, Kentucky. GSA Cincinnati '81 Field Trip Guidebooks. AGI, Washington D.C. V. 3 pp. 457-506.

INFLUENCES DE FACTEURS MORPHOLOGIQUES ET D'ACTIONS ANTHROPIQUES SUR L'HYDROLOGIE DE LA FONTAINE DE NÎMES (Gard, France).

Guilhem FABRE & Philippe MARTIN
URA 903 du CNRS
7 rue Dorée, 30000 Nîmes.

ABSTRACT

By means of a network explored over 3400 m, the Fontaine de Nîmes drains a river basin of 40 to 50 km². This network emerges at the bottom of a basin at 42 m. It is certain that at least the lower part of this network has functioned in free flow. It was then flooded by the construction of a basin and by the raising up of its banks after spreading of cryoclastic colluvium and human intervention (antique period: level +/- 49.5 m; XVIIIth cent: to 51.1 m). We suggest a relative time scale. Pumping has allowed us to evaluate the volumes stocked in one part of the drains (13000 m³) and in the annex systems located above a threshold of 48 m. (27000 m³). Maillet's model applies in a few cases ($0.7 < dV < 2.3 \text{ Mm}^3$) and makes it possible to calculate a 13 days delay in draining. The crossed correlogram and a RTD also show phase changes. The Horton model is applicable to almost all recessions. Parameters "a" and "m" depend on Q_o and on the volume of reserves at the moment recession basins. The validity of this model suggests a variation of possibilities of outflow as water recedes (temporary use of superior areas karstified long ago in high waters, facilitated by the rise of the basic level of the aquifer; use of lower and smaller drains in low water). Thus the Fontaine of Nîmes has a more modulated functioning than its drainage network previously led one to expect.

Key words : Karst, geomorphology, anthropization, geohydrology, Horton, south east of France.

RESUME

La Fontaine de Nîmes par un réseau exploré sur env. 3400 m draine un bassin versant de 40 à 50 km². Ce réseau débouche au bas d'une vasque à 42 m. Au moins la partie aval de ce réseau a fonctionné en écoulement libre. Il a été ensuite ennoyé par la réalisation d'une vasque et par le relèvement de ses bords à la suite de l'épandage de colluvions cryoclastiques et de l'action de l'Homme (époque antique : niveau à env. 49.5 m; XVIII ème s.: à 51.1 m). Une chronologie relative est proposée. Un pompage a permis d'estimer les volumes stockés dans une partie des drains (env. 13000 m³) et dans des systèmes annexes situés au-dessus d'un seuil à 48 m (env. 27000 m³). Le modèle de MAILLET s'ajuste dans quelques cas ($0.7 < V_d < 2.3 \text{ Mm}^3$) et permet de calculer un retard de vidange de 13 jours. Le corrélogramme croisé pluies - débits ainsi qu'une DTS montrent des arrivées successives d'eau. Le modèle de HORTON est ajustable à presque toutes les récessions. Ses paramètres "a" et "m" dépendent de Q_o, de l'état des réserves en eau au moment où débute la récession. La validité de ce modèle suggère une variation des possibilités d'écoulement au cours de la récession (utilisation temporaire de zones supérieures anciennement karstifiées, en hautes eaux, facilitée par l'élévation du niveau de base de l'aquifère; utilisation des drains inférieurs actuels et plus petits, en basses eaux). La Fontaine de Nîmes a un fonctionnement plus modulé que ne le laissait prévoir son réseau de drainage.

Mots-clefs: Karst, géomorphologie, anthropisation, hydrodynamique, Horton, sud-est de la France.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Fontaine de Nîmes, ein Höhlensystem welches über 3400 m Länge erforscht ist, hat ein Einzugsgebiet von 40 bis 50 km². Die Höhlengänge kommen am Grunde eines Beckens von 42 m Tiefe zu Tage. Es scheint sicher dass mindestens der tiefere Teil dieses Höhlensystems früher frei durchflossen wurde. Diese Gänge wurden später überflutet durch das Errichten eines Beckens und durch das Erhöhen dessen Randes durch Aufschüttung von cryoklastischem Colluvium sowie durch menschliches Einwirken (in der Antike befand sich das Niveau auf dem Stand 49.5 m, im 18ten Jahrhundert auf 51.1 m). Die Autoren schlagen eine relative Chronologie vor. Ein Pumpversuch erlaubte ein Abschätzen der in einem Teil der Höhle gesammelten Wassermenge (ca. 13000 m³) sowie derjenigen, welche sich oberhalb des Pegels von 48 m (ca. 27000 m³) befindet. Das Modell von MAILLET lässt sich einigen Fällen anwenden ($0.7 < V_d < 2.3 \text{ Mm}^3$) und erlaubt eine Verzögerung von 13 Tagen beim Ausleeren zu berechnen. Die Kreuzkorrelation zwischen Regenmenge und Ausflussmenge sowie eine RTD Berechnung geben Auskunft über die Phasenverschiebungen. HORTON's Modell lässt sich auf fast alle Fälle zufrieden-

stellend anwenden. Die in dem Modell vorkommenden Parameter a und m hängen von Q_0 , d.h. dem Zustand der Wasserreserven im Moment der Rezession, ab. Die Anwendbarkeit dieses Modells zeigt auf eine mögliche Vielfalt der Abflussbedingungen hin (wie z.B. das zeitweilige Einfliessen in ältere, höher gelegene Karstzonen bei Hochwasser, welches durch das Steigen des Wasserstands erleichtert wird, sowie das Benutzen der tiefer gelegenen, heutigen Abflüsse bei Niedrigstand). Auf jeden Fall besitzt die Fontaine de Nîmes ein stärker moduliertes Verhalten, als es ihr Einzugsgebiet erwarten lässt.

Schlüsselworte: Karst, Geomorphologie, Anthropisation, hydrodynamisch, Horton, Süd-Frankreich.

INTRODUCTION

La Fontaine de Nîmes est une importante source karstique pérenne du midi méditerranéen français. Malgré une large oblitération du site d'émergence par l'anthropisation bien avant l'époque romaine, il apparaît que cette source sort au droit de la grande faille masquée et plurikilométrique de Nîmes, d'orientation NNE-SSW qui se traduit dans le paysage par un escarpement, limite entre un plateau calcaire (alti. sup. à 100 m) et un piémont construit.

Le bassin versant couvert de garrigues de cette source s'étend au NW et au N de la faille de Nîmes sur 40 à 50 km² [FABRE, 1980; FABRE & GUYOT, 1984]. Il se développe dans une série importante (400 à 600 m. d'épaisseur) de calcaires marneux et de calcaires hauteriviens et barrémiens. Les circulations y sont principalement orientées par des plis, dont le synclinal WNW-ESE de Vaqueyrols et l'anticlinal du Tunnel.

Au SE de cet escarpement se développe sur quelques 3 km jusqu'au Vistre, un piémont régulier, à faible pente (inf. à 5 %) très urbanisé sur ses 2/3 supérieurs. Dans ce secteur, sous-jacentes aux dépôts historiques, d'épaisseur variable (3 à 5 m. en moyenne) nous trouvons sur 5 à 10 m des formations très carbonatées limoneuses vers le toit, bréchiformes, indurées, à palets gélifractés et localement dénommées "Sistre".

Cette émergence a été l'objet d'investigations spéléologiques (pompages et explorations subaquatiques) [FABRE, 1971; COLLECTIF, 1972, FABRE, 1982] qui ont mis en évidence l'existence d'un réseau en forme de Y de grande dimension (env. 3400 m. reconnus dont 2754 topographiés) entièrement noyé et de recherches hydrologiques [FABRE, 1980; FABRE & GUYOT, 1984] qui ont montré le caractère transmissif et assez peu capacitif de cet aquifère.

Lors du pompage d'août 1991 [MARTIN, à paraître] de nouvelles observations morphologiques nous ont conduits à nous interroger sur les modalités de fonctionnement (écoulement libre ou noyé) de la partie finale du réseau et sur la ou les causes de ces changements.

Ces observations corrélées à d'autres investigations effectuées dans la vasque dès 1966 [DEMANGEON et al., 1972], ainsi que dans le périmètre proche de la source (lévés effectués lors d'aménagements urbains), nous permettent d'ébaucher son histoire et celle de la karstification de l'aquifère qu'elle draine puis d'en envisager les conséquences sur le fonctionnement actuel. Avons nous là l'exemple d'une modification du fonctionnement d'une source, avec mise en réserve de volumes importants, par différentes actions sur ce griffon ?

1 TYPES DE FONCTIONNEMENT ET RELEVEMENT DU NIVEAU DE DEBORDEMENT

1.1 Observations morphologiques à l'intérieur du réseau.

Nous retiendrons principalement 4 points.

a - Il existe au moins à 2 endroits en rive gauche, au-dessus du seuil du Siphon 66 en rive droite et dans la galerie Mazauric, des concrétions (coulées) corrodées qui montrent:

- qu'au moins la partie haute du collecteur aval a été dénoyée;
- et que ces parties hautes sont noyées depuis un certain temps pour qu'une corrosion notable soit perceptible dans cette partie finale d'un réseau où l'on peut penser que l'eau est à l'équilibre voire sursaturée vis à vis de la calcite.

b - Il existe à l'aval du siphon 66, en rive droite, dans une portion de galerie supérieure, un petit méandre de dimension métrique dans son profil en long et de dimension décimétrique dans son profil en travers. Il est creusé dans le plancher de cette galerie et se raccorde à l'amont à une petite cheminée par laquelle arrivaient des flux sous-saturés. A l'aval il se raccorde à un niveau correspondant à un écoulement libre au plancher de cette galerie. Cette forme témoigne donc elle aussi d'une période où cette partie du réseau de la Fontaine n'était pas noyée et où l'écoulement se faisait à l'air libre.

c - Nous avons observé légèrement à l'amont de la grande cascade, dans une partie assez haute de la galerie qui est dénoyée dès que le niveau baisse de quelques mètres dans la vasque, un petit méandre qui correspond lui aussi à un écoulement libre lorsque le niveau de base avoisinait les 49.5 m NGF. Le niveau de débordement du batardeau moderne étant à 50.10 m. NGF.

d - Nous avons observé à plusieurs endroits, dans cette partie aval du réseau, des tronçons de galerie qui sont à des niveaux supérieurs.

1.2 Observations effectuées dans la vasque d'entrée.

Le réseau débouche actuellement dans une vasque qui a la forme d'un entonnoir, sous un petit escarpement de calcaires en place formant une micro reculée. Celui-ci déjà topographié en 1970 [FABRE, 1971, 1986] a fait l'objet d'un nouveau levé topométrique très détaillé (1) avec un IMELAGA 12 de Géotronics pour mesurer les distances et un théodolite à cercle codé Wild pour coter les altitudes NGF. Les données numérisées ont été traitées en CAO avec un logiciel original de topographie [MARTIN R.] fonctionnant sous le système d'exploitation CP/M86, puis traduites en DAO avec un logiciel auto-cad (fig.1 et 2). Cette topographie établit une différence de 9.5 m. entre le point d'arrivée du réseau et le haut du batardeau actuel.

Fig. 1 PLAN DE LA VASQUE.

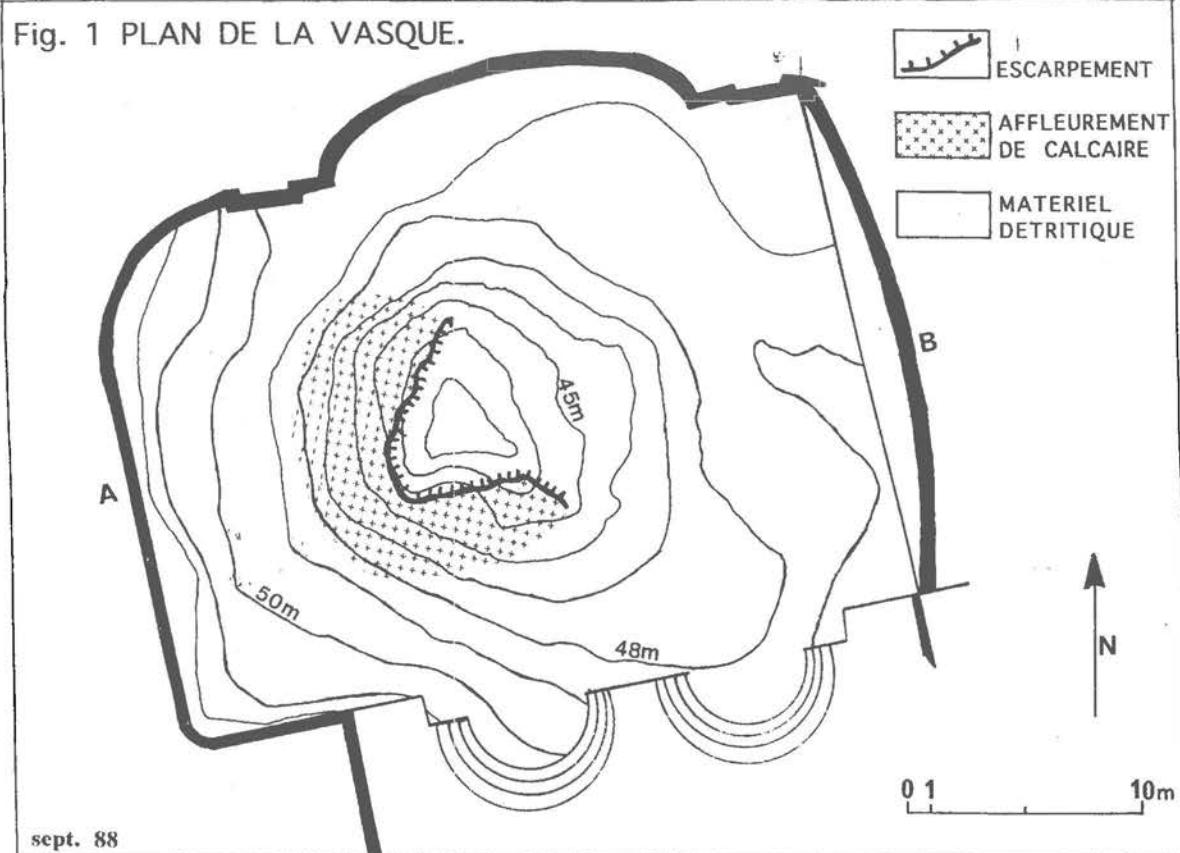


fig. 1

Dans la vasque nous avons identifié les terrains suivants:

- a - des débris fins et grossiers d'origines diverses, naturelles et anthropiques;
- b - des dépôts vaseux de décantation scellant des cailloutis sub-arrondis;
- c - des calcaires hauteriviens en place;
- d - des cailloutis arrondis à sub-arrondis du cône localement plus anguleux, placage de sable grossier et blocs d'origine anthropique;

L'ensemble du détritique grossier en vrac exclusivement de calcaire hauterivien ubiquiste a deux origines d'inégale importance, pour une part le réseau souterrain, mais surtout les formations anguleuses (Sistre) de la racine du piémont remodelées par l'écoulement karistique. Leurs caractéristiques ont été analysées par ailleurs [DEMANGEON et al., 1972]. Leur puissance exacte n'a pu être déterminée avec précision; mais les curages partiels effectués lors des explorations NEMAUSA permettent d'assurer qu'elle excède les 5 m. Il n'a toutefois pas été possible d'atteindre leur mur et de retrouver l'Hauterivien dénivellé par faille ou masqué sous les sédiments.

L'assèchement de la vasque lors du pompage août 1991 a permis à M. PENE et A. VEYRAC, archéologues, d'étudier une série de pieux soutenant les hémicycles et de topographier une galerie souterraine romaine encore fonctionnelle aujourd'hui (fig.3).

Fig. 2 COUPE DE LA VASQUE.

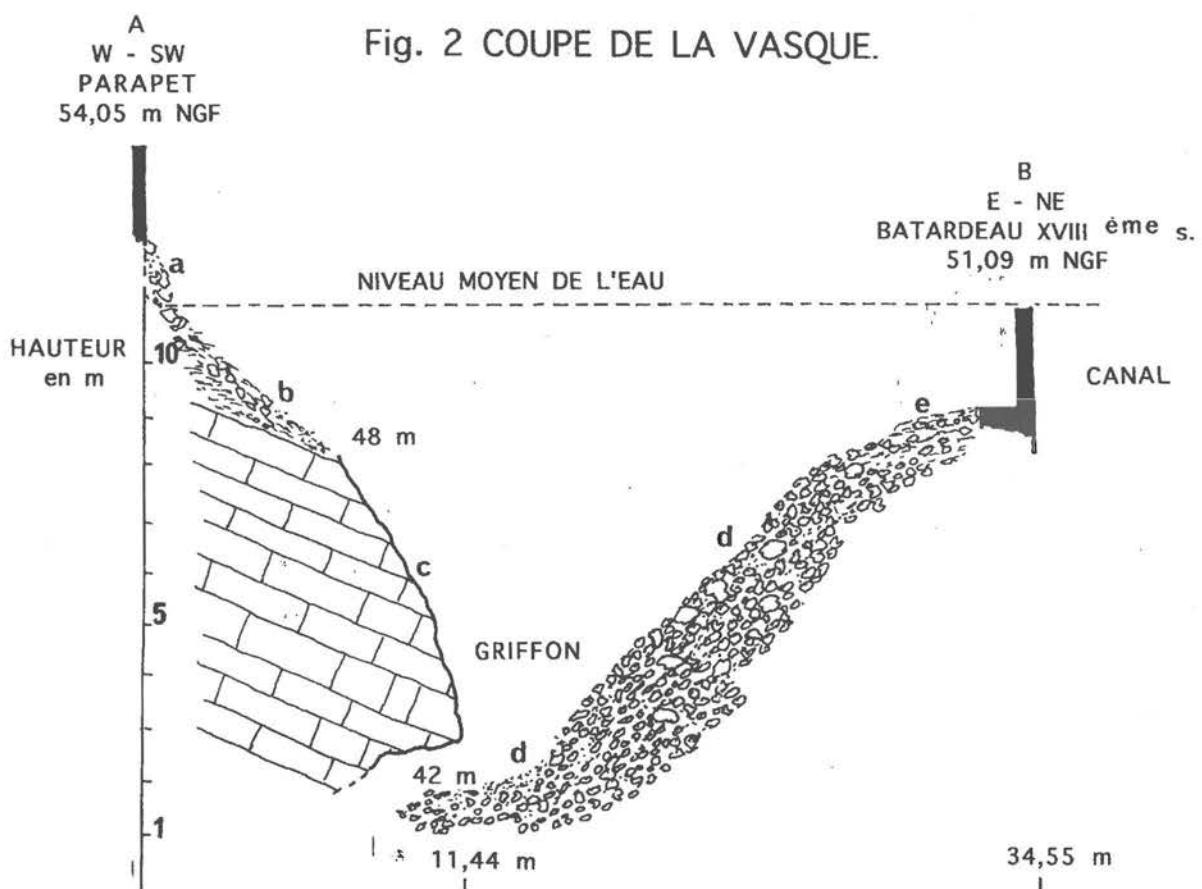


fig. 2

Certains de ces pieux connus de façon livresque seraient romains. Le niveau de départ de la galerie (49,33 m.: travaux inédits de A. VEYRAC et J.M. PENE, 1991) permet de situer le niveau romain de débordement de la vasque à environ 2 m sous le niveau actuel et à environ 8 m au-dessus du niveau d'arrivée du réseau. Il semble que le plan d'eau romain ait été réglé par un batardeau dont il reste la partie basse, en aval du batardeau actuel. Ce niveau romain est compatible avec le creusement du petit méandre situé en haut de la cascade. L'aménagement romain qui n'est peut être pas le plus ancien, a permis de stabiliser les berges. L'aménagement moderne (XVIII^e s.) a repris le schéma romain et a relevé un peu plus le niveau de débordement. Ceci montre que le niveau de débordement de la vasque s'est élevé naturellement, puis par l'action de l'homme mais avec une continuité certaine.

1.3 Observations autour de la source.

A l'occasion de récents travaux d'urbanisme sur le boulevard J. JAURES, au niveau du parking souterrain de la place J. GUESDE, au bas de la colline de Montaury et de la route de Sauve, nous avons observé, sus-jacent au Sistre, un épendage très érodé et raviné d'éléments carbonatés de taille centimétrique, à faible émoussé fluviatile et cassure anguleuse sub-arondie (reprise de gélifracts). Sa présence révèle l'existence d'un paléo-cône de déjection (fig.4) généré par les cadereaux (cours d'eau temporaires de type oued balayés par des crues violentes cf le 3 octobre 1988) dont le grand axe a perdu sa convexité initiale ("arasement

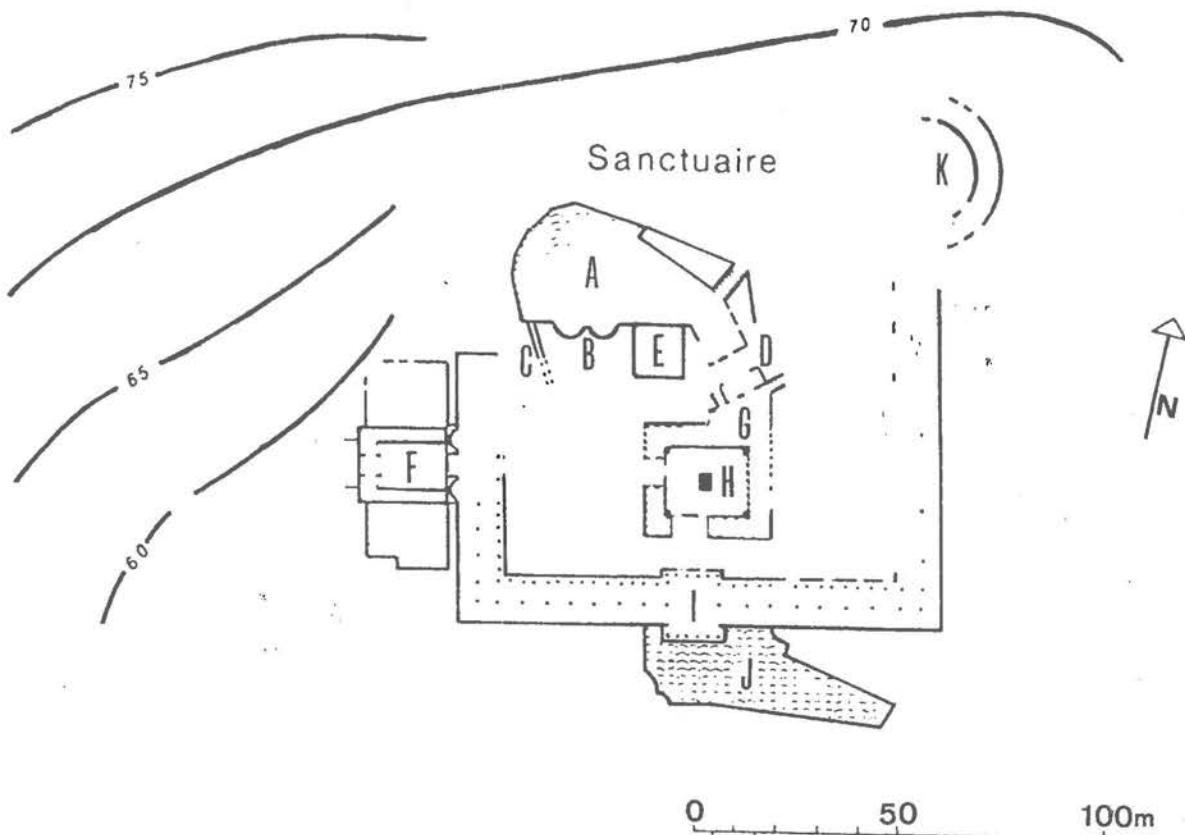


fig. 3 L'AUGUSTEUM DE NIMES d'après P. GROS [1984 in BLETRY-SEBE & VEYRAC, 1991] simplifié et modifié.
A - bassin de la source, B - exèdres à escalier, C - galerie souterraine, D - pont et batardeau,
E - fondation quadrangulaire, F - salle cultuelle ou bibliothèque, G - nymphée, H - autel de la
plateforme centrale, I - propylées ?, J - bassin de recueillement des eaux.

anthropique"?). Il surmonte en discordance soit les sables astiens, soit d'autres formations tels les cailloutis rhodaniens du Pléistocène ancien, soit des terrains cohérents dénivélés par la faille de Nîmes (bordure N du grabben de la Vistrenque).

Quelques 50 m. au SSE de la source deux sondages pressiométriques implantés en 1987, à l'occasion de fouilles archéologiques sur le chantier de Villa Roma, vers 60-70 m. NGF sur la racine du piémont, ont donné:

- SP1 :
 - * de 0 à 6 .9 m limons marrons et débris carbonatés divers en vrac, remaniés;
 - * de 6 .9 à 10 .7 m sistre compact avec passées argilo-limoneuses à la base;
 - * de 10 .7 à 11 m calcaires de l'Hauterivien supérieur en place;

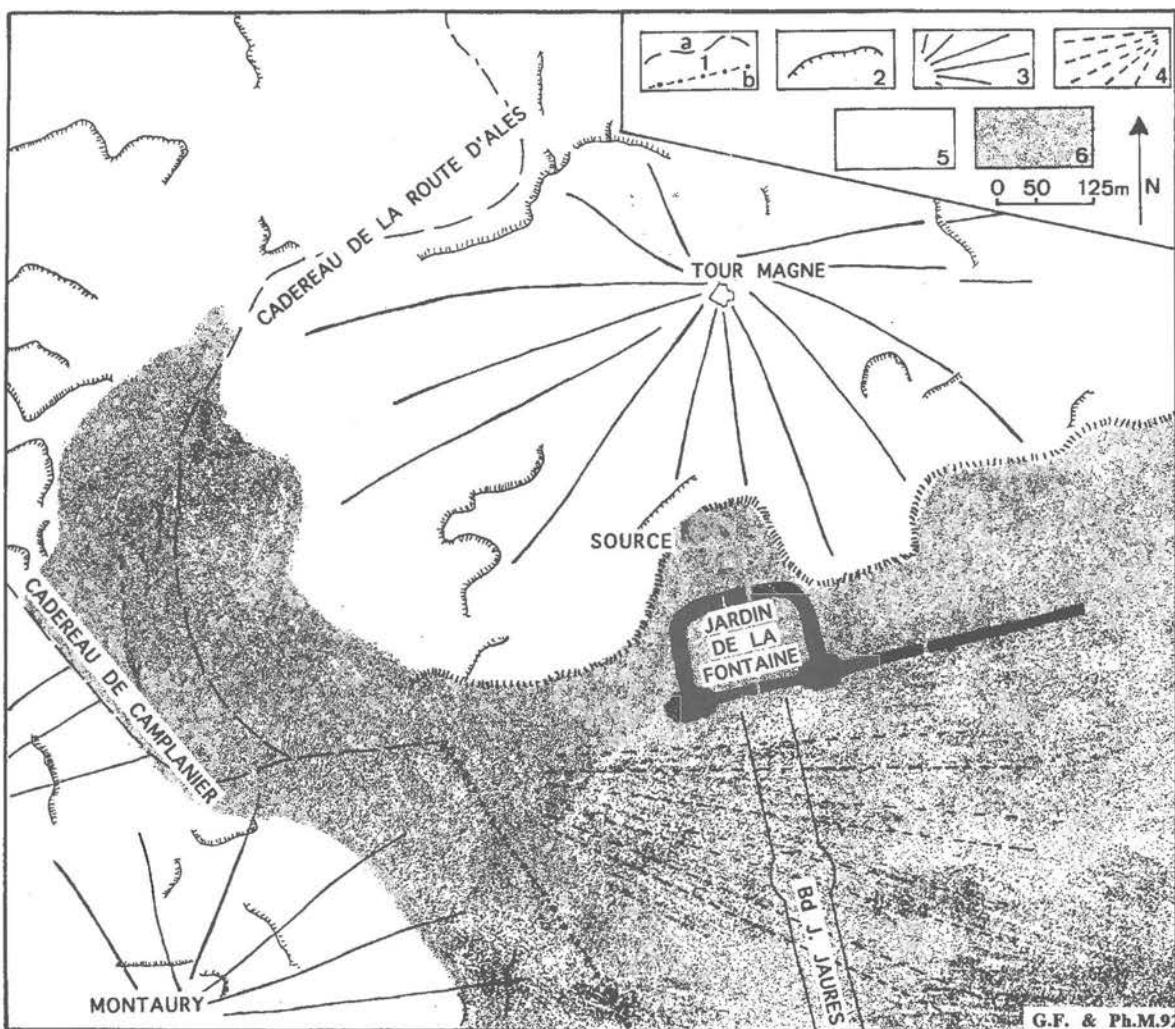


fig. 4

LE SITE DE LA FONTAINE DE NIMES.

1.a - Cadereau de surface à écoulement temporaire; 1.b - Cadereau couvert par l'homme; 2 - carrière; 3 - versant majeur anthropisé; 4 - cône de déjection anthropisé (Pléiscène sup., Holocène); 5 - calcaires et marnes de l'Hauterivien; 6 - dépôts détritiques du Pléistocène sup. et de l'Holocène, anthropisés.

- SP2 :
 - * de 0 à 6 .1 m limons et débris marrons carbonatés, parfois compacts, très remaniés, graveleux avec emballage argileux à la base;
 - * de 6 .1 à 8 .1 m sistre compact;
 - * de 8 .1 à 9 .5 m calcaires de l'Hauterivien supérieur en place.

Ceci corrobore les observations que nous avons pu faire dans la vasque et au niveau de la place J.GUESDE et montre que la zone d'émergence de la Fontaine de Nîmes est un piémont construit important dont la réalisation a modifié les conditions d'écoulement dans l'aquifère.

1.4 Chronologie relative.

a - L'existence de tronçons de galeries à des niveaux supérieurs implique qu'avant l'épandage des colluvions existait une tendance à l'abaissement du niveau de base et donc de la Vistrenque. La Fontaine de Nîmes et son aquifère peuvent donc être à contrario un indicateur de son évolution. C'est à cette période que l'écoulement à l'intérieur du réseau a dû être en grande partie libre et que se sont formés les concrétions et le méandre observé au siphon 66.

b - Succéde à cette phase une période de morphogénèse fluviatile intense qui aboutit à la construction du piémont. Cet épandage rehausse le niveau de débordement de la Fontaine et induit de fait un nouveau type de fonctionnement. La Fontaine de Nîmes n'a depuis lors fonctionné qu'en régime noyé dans sa partie finale. Ceci permet de rendre compte de la corrosion des concrétions.

c - La troisième phase est celle de l'anthropisation de la source. Les archéologues nous diront quand elle a débuté et qu'elles en ont été les étapes successives mais nous pouvons déjà remarquer qu'elle a duré au moins 2000 ans et que pendant ces 20 siècles l'homme, qu'il soit romain ou moderne, a cherché à stabiliser les berges de la vasque en les bâtiissant et en chenalisaient les flux. Au moins à l'époque moderne cette action d'aménagement a été menée de concert avec un relèvement du niveau de débordement. Ces relèvements qui impliquent une diminution de la hauteur de chute et donc de l'énergie disponible dans le système, ont modifié les conditions de transport des insolubles dans le réseau [DEMANGEON et al., 1972, p.490]. Ce type d'aménagement a permis l'ennoyement de zones situées plus haut et peut être certains types de fonctionnement que nous allons mettre en évidence.

Nous avons vu que la Fontaine de Nîmes a connu un abaissement de son niveau de base qui s'est traduit par des modifications dans la morphologie des drains. Cette évolution devrait être envisagée en fonction des importants changement ayant affecté, à des époques plus ou moins lointaines le niveau de base de cette source. Il conviendrait ainsi d'envisager les conséquences sur ce karst de la régression messinienne et plus près de nous l'influence du paléo-Rhône lorsque celui-ci, au Quaternaire ancien; empruntait la Vistrenque.

2 LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DE L'AQUIFERE: STOCKAGE ET RETARD DE VIDANGE

L'importance des stocks peut être pour une part quantifiée grâce au dernier pompage [MARTIN, à paraître]. En examinant la chronique des débits, des retards de vidange et des variations continues des caractéristiques de l'écoulement peuvent être mis en évidence.

2.1 Informations hydrologiques issues du pompage d'août 1991.

Lors du pompage d'août 1991 qui peut être assimilé à un pompage d'essai - le débit pompé dans la vasque étant de 206 l/s pendant 32 h - nous avons mis en évidence [MARTIN, à paraître] une évolution linéaire du rabattement en fonction du temps. Nous avons donc vidé des galeries se comportant comme des citernes bien connectées entre elles. Le débit naturel qui provenait essentiellement de la branche ouest étant de 64 l/s nous avons pu calculer que le volume vidé de ces galeries-citernes est d'environ 13000 m³.

Un jaugeage effectué 4 jours après le début du pompage à l'intérieur du réseau, a montré que le débit était alors de 90 l/s. Un débit plus "normal" de 58 l/s a été retrouvé 9 jours plus tard. Nous avons interprété cet accroissement temporaire du débit comme la conséquence de la vidange de zones capacitatives, en raison de l'augmentation de la hauteur de chute (≈ 2 m entre le haut de la grande cascade à l'entrée de la galerie W et le batardeau) qu'a induite le pompage. Ces zones ont fourni environ 27000 m³ supplémentaires. Ces chiffres qui sont modestes montrent que des zones capacitatives existent. Elles sont pour une part constituées par les drains eux-mêmes et pour une part situées au-dessus du seuil noyant la galerie W.

2.2 Analyse des récessions.

L'analyse faite par J.L. GUYOT [FABRE & GUYOT, 1984] à partir d'un enregistrement limnigraphique effectué par le Laboratoire Municipal de Nîmes et d'une courbe de tarage établie par la Compagnie Nationale d'Aménagement du Bas Rhône Languedoc pour la ville de Nîmes en ajustant des variantes du modèle hyperbolique [DROGUE, 1969] et en calculant un coefficient de décrue moyen d'une valeur de 1.13, a établi le caractère très transmissif et peu capacatif de cet aquifère. Cela est globalement confirmé par 2 ajustements de débits d'infiltration au modèle homographique de A.MANGIN [1975]. Ces ajustements permettent de calculer des valeurs moyennes pour les rapports $<<i>$ et $<<k>$ de A. MANGIN [1975] de 0.43 et de 0.2. Celles-ci, même si elles doivent être affinées, montrent que la Fontaine de Nîmes est un système karstique où les retards dans les apports sont notables et où le karst noyé n'est pas négligeable.

Il semble aussi qu'une action sur la borne inférieure du potentiel de karstification, sur la source, puisse modifier notamment les conditions d'écoulement en perturbant l'organisation fonctionnelle du drainage. C'est la conclusion à laquelle nous sommes arrivés après avoir étudié les relations existant entre l'altitude des sources du massif de la St. Baume (Provence) et le coefficient de tarissement des aquifères qu'elles drainent [MARTIN, 1991, p.204]. Dans cette optique il convenait de réexaminer la chronique des débits.

2.2.1 Ajustement du modèle de MAILLET.

L'ajustement n'est satisfaisant que lorsque l'aquifère semble bien rempli comme au début de 1980 (n°3 et 4; cf tabl.1). Cela nous a permis de calculer un retard de vidange de 13 jours [SCHOELLER,1962] et un bassin versant de 54 km² avec un coefficient d'infiltration de 40%. Même la récession de fin de cycle 79-80 (n°6) qui présente une persistance des mêmes débits en fin de courbe, est difficilement ajustable au modèle de MAILLET. L'aquifère semble se vidanger de plus en plus lentement au cours de cette phase.

Description globale des récessions par le modèle de Maillet

no. de la récession	date de début	date de fin	Q ₀ en m ³	Modèle de Maillet		Coef.cor Q calc./Q.mes.	Vd/VTT= i
				α	Vd en Mm ³		
3	05/02/80	10/02/80	0.327	*0.0425	0.66	r 0.986 n 12	0.083
4	16/02/80	20/03/80	0.308	*0.0300	0.88	r 0.993 n 66	0.112
6	16/06/80	15/08/80	0.182	**0.0140	1.12	r 0.970 n 121	0.142
12	01/11/81	11/12/81	0.143	**0.0052	2.37	r 0.870 n 81	0.300

table 1

* moyenne des coef. de tarissement calculés

** ajustement graphique VTT=volume total transité par cycle de 365 jours

Ils permettent quand même d'établir que le volume dynamique est notable et très différent des systèmes karstiques bien drainés.

Ajustement du modèle de HORTON aux récessions.

Il nous semblait important de pouvoir modéliser un maximum de récessions pour pouvoir établir le fonctionnement de l'aquifère à différentes phases, puis d'essayer de voir quelles pouvaient être les relations existant entre l'ampleur de la crue et les modalités de vidange. L'ajustement du modèle de HORTON [1933] permet de répondre à ces objectifs et d'étudier l'évolution continue de la récession. Il s'est déjà avéré précieux dans l'étude d'autres karsts méditerranéens [COMBE, 1976; COULIER,1985; MARTIN, 1991].

Le modèle de HORTON est de la forme [TRIPET, 1969]:

eq. 1

$$Q_t = Q_0 * e^{-at^m}$$

Q₀ étant le débit à l'origine de la récession, Q_t le débit au temps t, <>a>> et <>m>> les paramètres du modèle. Ils peuvent être calculés grâce à la relation linéaire existant entre le logarithme népérien de béta et log t avec

eq. 2

$$\beta = \frac{\log(Q_0) - \log(Q_t)}{t * \log(e)}$$

Lorsque log(béta) en fonction de log(t) se linéarise, nous pouvons écrire:

eq. 3

$$\log(\beta) = \log(a) - p * \log(t)$$

p étant la pente de la droite.

Ce modèle a été systématiquement appliqué aux récessions, définies comme la succession des phases de décrue et de tarissement, contenues dans la chronique bi-journalière des débits qui s'étend, avec des lacunes du 15/05/79 au 29/03/82. Les résultats sont donnés dans le tableau n° 2. La qualité des ajustements (cf. les valeurs des coefficients de corrélation calculés entre la récession et le modèle) même pour des récessions constituées presque exclusivement d'une phase de tarissement (cas de la récession n°6 cloturant le cycle 79-80) montre la validité de cette approche.

Description globale des récessions par le modèle de HORTON

no. de la réces-sion	date de début	date de fin	Q_0 en m ³	Modèle de HORTON		Coef.cor. $\log(\beta)/\log(t)$	Coef.cor. Q.calc./Q.mes.
				a	m		
1	29/12/79	19/01/80	0.964	-0.257	0.576	r 0.995 n 29	r 0.982 n 42
2	22/01/80	01/02/80	0.618	-0.135	0.789	r 0.857 n 14	r 0.996 n 20
3	05/02/80	10/02/80	0.327	-0.028	0.696	r 0.745 n 9	r 0.966 n 11
5	23/03/80	08/04/80	2.056	-0.399	0.598	r 0.997 n 28	r 0.996 n 32
6	16/06/80	15/08/80	0.182	-0.043	0.680	r 0.924 n 121	r 0.983 n 121
7	23/09/80	10/10/80	0.158	-0.125	0.599	r 0.914 n 34	r 0.963 n 35
8	14/11/80	11/01/81	0.245	-0.457	0.152	r 0.987 n 88	r 0.821 n 47
8bis	05/12/80	11/01/81	0.158	-0.091	0.469	r 0.940 n 76	r 0.920 n 76
9	14/01/81	28/02/81	0.588	-0.707	0.371	r 0.989 n 85	r 0.969 n 91
10	04/03/81	29/03/81	0.199	-0.130	0.687	r 0.968 n 46	r 0.995 n 51
11	01/04/81	24/04/81	5.041	-0.817	0.536	r 0.977 n 40	r 0.982 n 47
13	14/12/81	18/12/81	1.253	-0.821	0.531	r 0.999 n 6	r 0.995 n 8
14	18/12/81	28/12/81	5.221	-1.202	0.414	r 0.970 n 17	r 0.970 n 20
15	29/12/81	19/01/82	4.606	-1.134	0.331	r 0.990 n 37	r 0.960 n 42
16	31/10/82	14/02/82	0.448	-0.132	0.632	r 0.920 n 41	r 0.980 n 49
17	27/02/82	27/03/82	0.398	-0.106	0.696	r 0.940 n 52	r 0.990 n 58

table 2

1978 et 1979 ayant été des années à pluviosité moyenne alors que 1980 et 1981 ont été déficitaires cela se traduit dans la forme des récessions. Les premières sont moins concaves que les dernières (fig.5). Cela signe l'influence de l'état d'imbibition de l'aquifère.

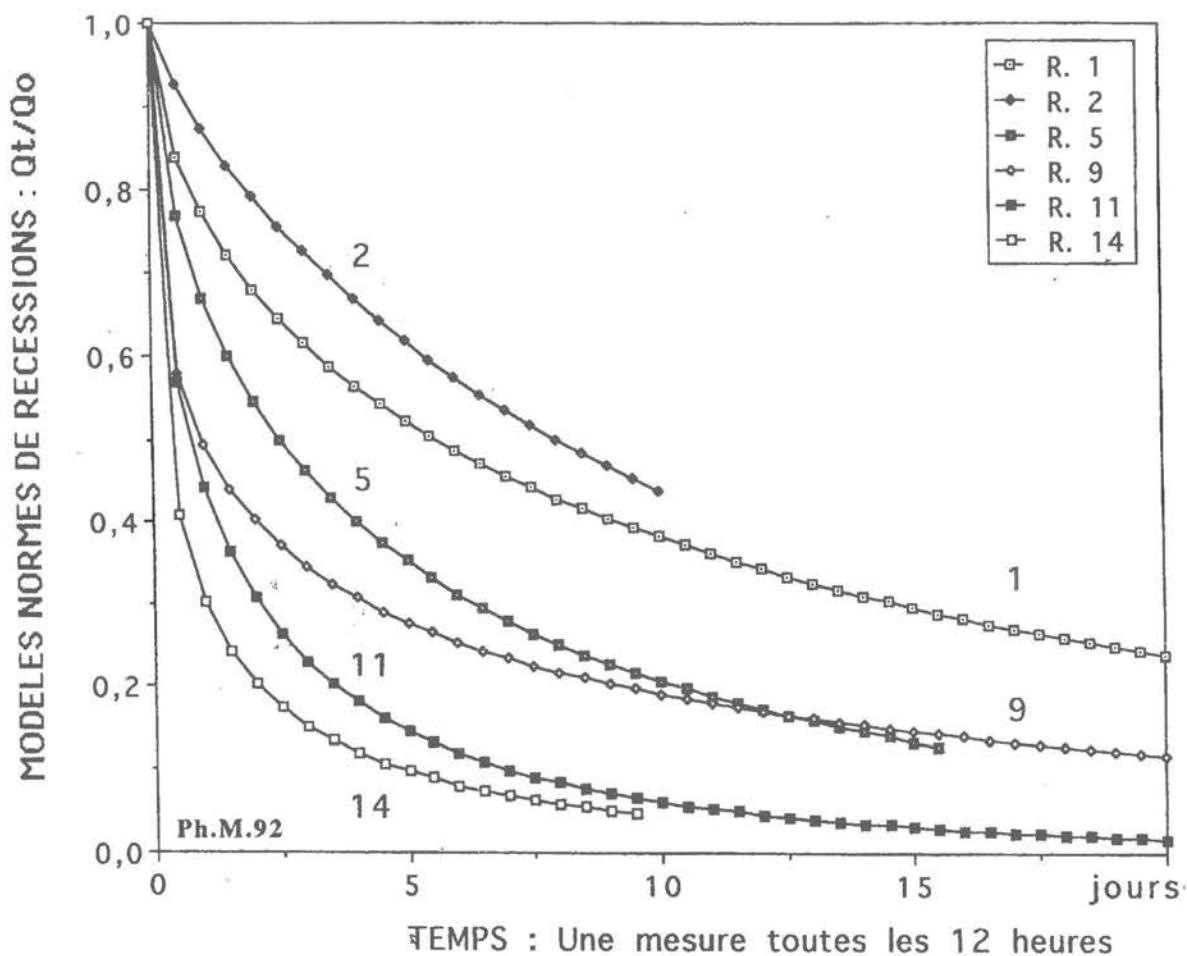


fig. 5

Fontaine de Nîmes; Modèles normés de récessions

Les formes des récessions relèvent de l'évolution conjointe des paramètres <<a>> et <<m>> en fonction de Qo. Le paramètre <<a>> est lié par une relation linéaire au log. de Qo (fig.6). Cette relation montre que la valeur de <<a>> qui détermine l'importance de la baisse des débits lors des premiers jours, augmente de concert avec celle de Qo. Autrement dit la vitesse de décroissance des débits est d'autant plus grande que le débit de pointe de crue est lui même d'autant plus important.

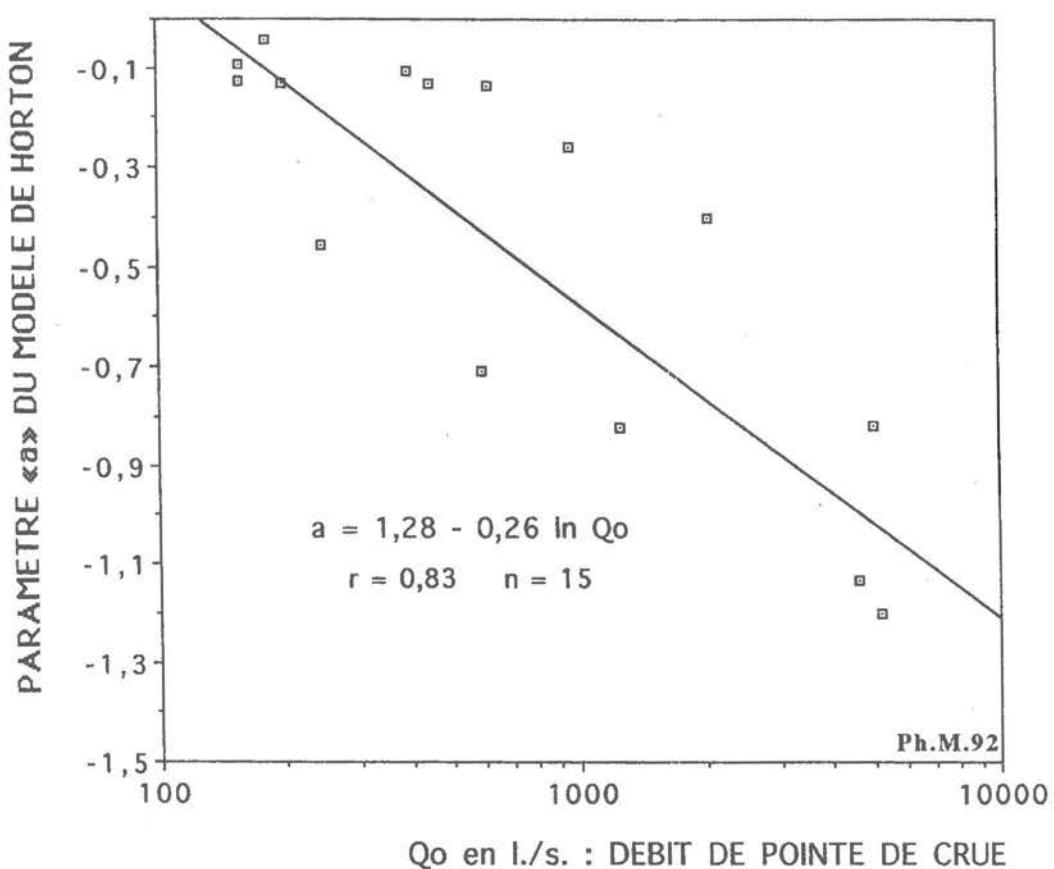


fig. 6

Relation entre le débit de pointe de crue et le paramètre <<a>>

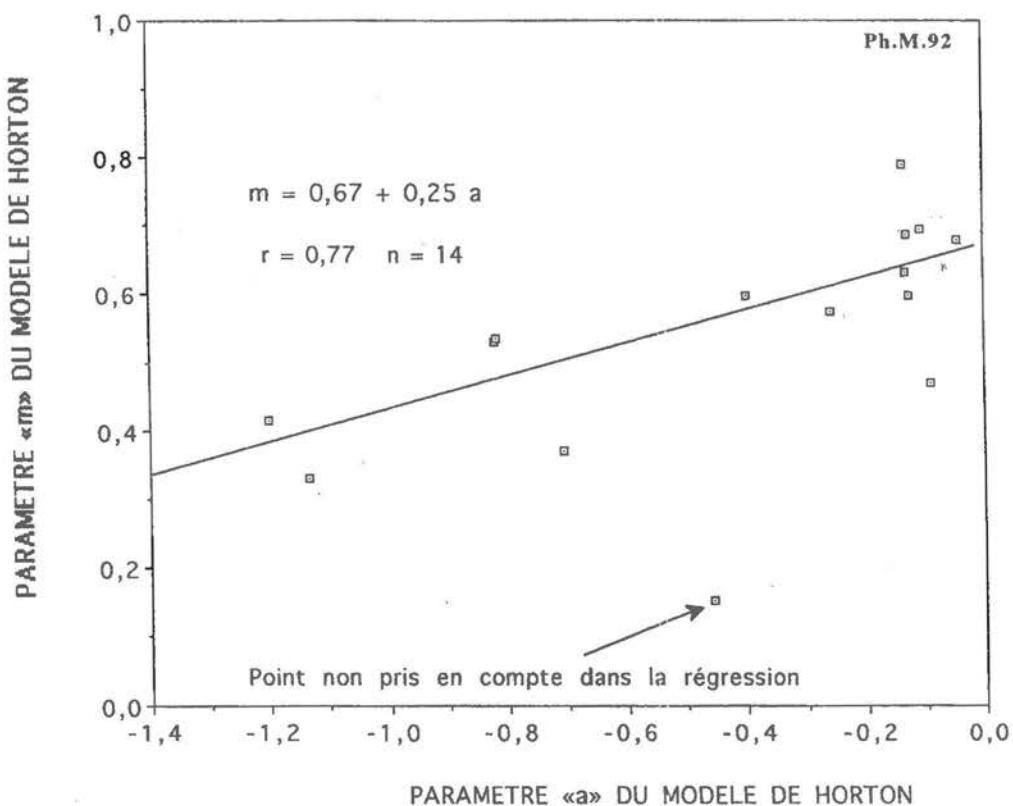


fig. 7

Relation entre les paramètres <<a>> et <<m>>

De la même façon il existe une relation linéaire entre $\langle\langle m \rangle\rangle$ et $\langle\langle a \rangle\rangle$ (fig.7). $\langle\langle m \rangle\rangle$ déterminant essentiellement la pente de la partie finale de la récession, cette relation montre que la partie finale de la récession est fonction de la partie initiale qui elle-même dépend de Qo.

Si l'utilisation du modèle homographique sous-entend une quasi linéarité du système, la validité de la fonction de HORTON traduit une non linéarité. Les variations au cours de la décrue des caractéristiques de l'écoulement vont dans le sens d'une diminution des possibilités d'exhaure du système. Cela peut être interprété comme le signe d'une diminution, entre des niveaux supérieurs et des niveaux inférieurs, des possibilités de circulation de l'eau dans l'aquifère.

En phase de crue l'ensemble des fissures, fentes, boyaux et galeries jusqu'à une altitude importante permet la circulation de fortes quantités d'eau; quantités d'autant plus importantes que le volume intéressé de l'aquifère est d'autant plus grand et inversement. Nous avons là vraisemblablement un aquifère qui est plus "karstifié" dans ses niveaux supérieurs que dans ses niveaux inférieurs. Cela doit être une conséquence de sa longue évolution.

Tous ces indicateurs montrent que l'aquifère de la Fontaine de Nîmes ne se vidange pas aussi rapidement et aussi facilement que le laisseraient penser les dimensions du réseau. Cela est d'une certaine façon synthétisé dans les représentations que nous pouvons obtenir de l'hydrogramme unitaire.

2.3 Approches de l'Hydrogramme unitaire.

Rappelons que lorsque la fonction d'entrée est quasi aléatoire, ce qui est le cas pour la pluie, le corrélogramme croisé pluies - débits qui exprime la dépendance entrée-sortie pour différentes valeurs du retard k, constitue une bonne image de l'hydrogramme unitaire [MANGIN, 1981]. La figure 8 présente le corrélogramme croisé pluies - débits obtenu à partir de la chronique des pluies de la station de la Météorologie Nationale de Nîmes Mas de Ponge et de celle des débits mesurés à la Fontaine de Nîmes.

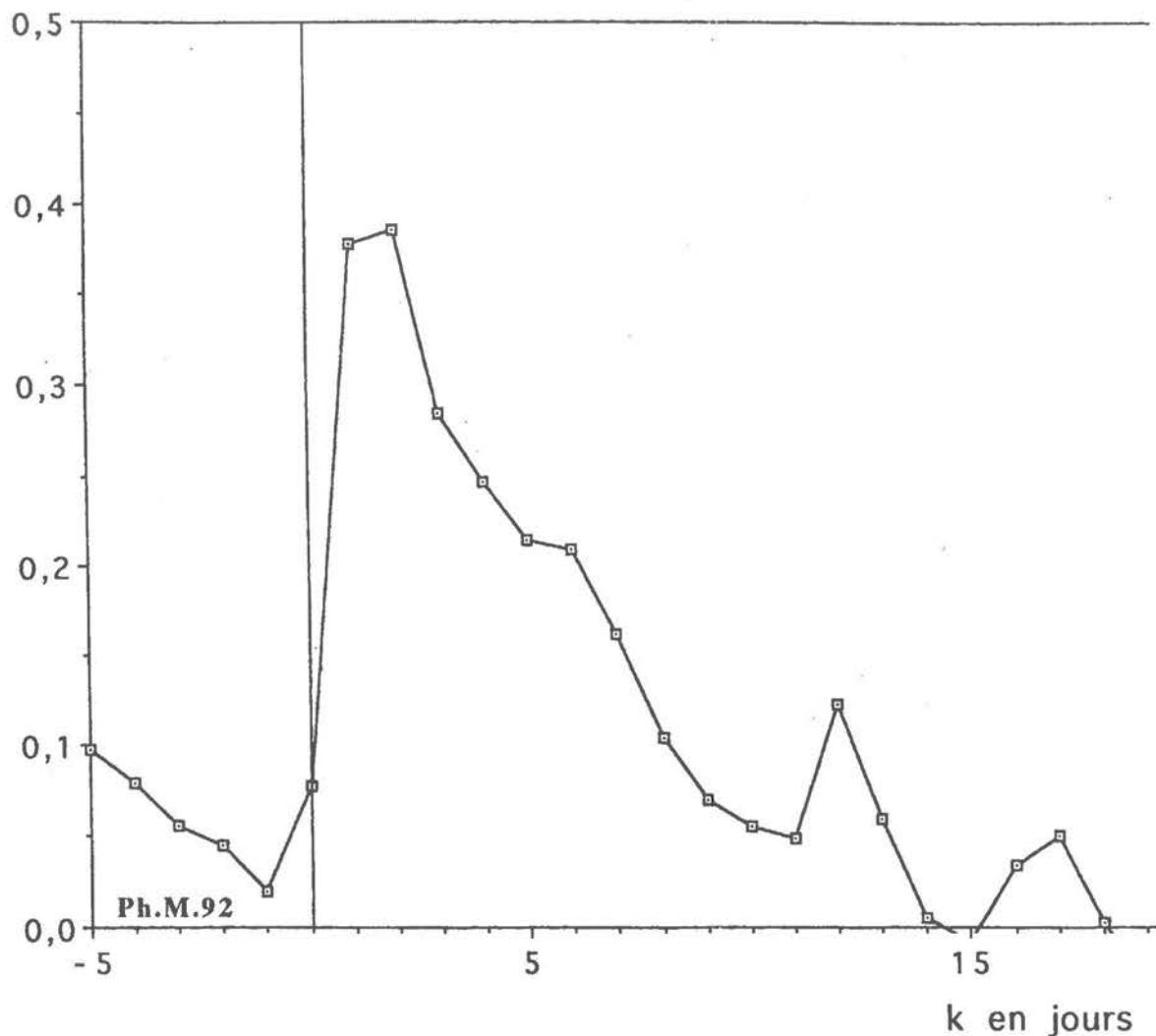


fig. 8

Corrélogramme croisé pluies - débits chronique de 597 jours.

L'ampleur de la crue n'est pas exceptionnelle. La récession est relativement courte (env. 10 jours) et présente une légère bosse en son milieu. Cela traduit l'arrivée de volumes d'eau avec un certain retard par rapport à l'épisode pluvieux. Une information semblable a été obtenue à partir d'un traçage quantitatif. [BOSREDON et al., 1978].

3. INFLUENCE DE FACTEURS MORPHOLOGIQUES ET ANTHROPIQUES SUR L'HYDROLOGIE DE LA FONTAINE

Cet aquifère possède un réseau de drainage très bien développé reconnu sur 3400 m dont certaines galeries ont des sections importantes. Ce réseau a fonctionné en écoulement libre. Son niveau de base fut plus bas qu'actuellement. Ce niveau a été relevé après une période froide (matériel cryoclastique) et lors d'une période plus humide autorisant sa mobilisation et son épandage en partie sous la forme d'un cône de déjection situé au S. de la source. Cela a entraîné un ennoyement progressif du réseau. Le niveau de débordement a ensuite été élevé par différentes actions anthropiques. Cela a permis un ennoyement total du réseau connu.

Les volumes stockés dans les drains asséchés lors du pompage de 1991 sont de l'ordre de 13000 m³. La baisse artificielle du niveau de base a entraîné un déstockage de l'ordre de 27000 m³ issus de systèmes annexes situés au-dessus du seuil (48 m) de la branche W du réseau. Cet aquifère recèle un ensemble de "poches d'eau" bien connectées lorsqu'il s'agit des drains, mais assez nettement compartimentées par des seuils dont la logique est à rechercher dans l'évolution paléogéographique de ce karst.

Bien que l'aquifère soit sensible aux variations annuelles des précipitations, les paramètres <>a<> et <>m<> du modèle de HORTON évoluent de concert en fonction du débit initial (pointe de crue) de façon à faire tendre la récession vers une forme unique. Le drainage s'effectue d'autant plus facilement que les débits à transiter sont importants. Nous pensons que cela est du à l'augmentation du volume noyé par élévation du niveau de l'eau dans l'aquifère permettant ainsi l'utilisation temporaire (transit et stockage) de zones anciennement karstifiées situées au-dessus.

La Fontaine de Nîmes présente donc un fonctionnement plus modulé que ne l'aurait laissé penser de prime abord l'ampleur du réseau exploré. Cela est certainement dû pour une part à l'histoire de ce karst et au relèvement relativement récent de son niveau de débordement qui permet la participation temporaire de zones hautes au drainage.

Nous sommes tentés de penser que la quasi pérennité de cette source est pour une part due au rehaussement du niveau de débordement qui permet un stockage d'eau dans des niveaux supérieurs, dans d'anciennes zones karstifiées. Ces vides doivent être relativement mal raccordés actuellement au drain principal, ce qui expliquerait les modalités de fonctionnement de la source et peut-être les retards dans son alimentation. Un exhaussement supplémentaire augmenterait-il les réserves ? Pouvons nous envisager d'envoyer cet aquifère et de vidanger à volonté ces réserves ? Les aménagements romains n'avaient ils pas déjà une telle fonction et ne permettaient-ils pas un accès plus facile à l'eau, dans certaines parties de l'aquifère peu éloignées de la source ? Autant de questions qui demanderont une approche interdisciplinaire.

BIBLIOGRAPHIE:

BLETRY-SEBE S. & VEYRAC A. (1991): Ressources et consommation. in L'aqueduc de Nîmes et du Pont du Gard. Archéologie, Géosystème et Histoire, sous la direction de FABRE G, ICHE J.L. et PAILLET J.L. Chapitre 7, i^{ère} partie, p.120-132, Conseil Général du Gard éditeur.

BOSREDON S., FABRE G. & MARJOLET G. (1978): Résultats des expériences de traçage effectuées en mai 1978 dans le bassin d'alimentation de la Fontaine de Nîmes (Gard). Rapport Centre d'Etude et de Recherches Géologiques et Hydrogéologiques, Université de Montpellier II, et CNRS, ERA 282, Institut de Géographie, Aix en Pce, 6 p.

COLLECTIF (1972): Fontaine de Nîmes. Travaux spéléologiques. Nemausa, bulletin spécial n° 3, Association Spéléologique Nimoise éditeur, 86 p.

DEMANGEON P., FABRE G. & SALVAYRE H.(1972): Nouvelles données sur le karst de la Fontaine de Nîmes et son bassin d'alimentation. Annales de Spéléologie, T.27, fasc. 3, p 479-504, 5 fig. 5 photos n.b.

DROGUE C. (1969): Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Thèse de Doctorat Sciences Naturelles, Montpellier, 482 p.

FABRE G. (1971): Topographie du karst noyé de la Fontaine de Nîmes. Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Nîmes, T. LI, bulletin du centenaire, p.267-281, 3 fig., 4 photo. n.b.

FABRE G. (1980): Les karsts du Languedoc oriental. Thèse de doctorat d'état, géographie, mémoire n°2 de l'Association Française de Karstologie, 470 p.

FABRE G. (1982): Nouvelles explorations de la Fontaine de Nîmes (Gard). Spélunca, n°5, p.11-17.

FABRE G. (1986): Karstologie urbaine et rurale appliquée. Le problème de la Fontaine de Nîmes (Gard). Karstologia n°8, p.3-6.

FABRE G. (1987): Fontaine de Nîmes. origine des eaux. La source. Le réseau naturel exploré. Les canaux. Le Vistre de la Fontaine. Poster 3 coul., Ville de Nîmes éditeur.

FABRE G. & GUYOT J. L. (1984): Première série continue de jaugeages sur la Fontaine de Nîmes (Gard). Données et interprétations des principaux résultats. Travaux n° XIII de l'E.R.A. 282 du CNRS, Aix en Provence, p.65-78.

HORTON R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. trans. Am. Geophys. Union, p.446-460.

MANGIN A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Science, Annales de Spéléologie, 1974, 29, 3, p.283-332; 1974, 29, 4, p.495-601; 1975, 30, 1, p.21-124.

MANGIN A. (1981): Apport des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t.293, série II, p.1011-1014, 3 fig.

MARTIN Ph. (1991): Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (Bdu Rh., Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. Thèse nouveau régime de l'Université Aix-Marseille II, 326 p., 291 fig., 68 tabl.

MARTIN Ph. (1993): Pompage de la Fontaine de Nîmes (Gard, France): opération NEMAUSA XII. résultats obtenus en hydrodynamique, paléo hydraulique urbaine et pollution. Conférence Européenne de Spéléologie, Hélécine, Belgique, août 1992. Bull soc. Géo. Liège, 29, 5-10, 5 fig. 1 tab.

TRIPET J.P. (1969): Une méthode d'approche de l'analyse du tarissement d'une source karstique. Etude préliminaire. Journées H. SCHOELLER, Bordeaux, Mémoire BRGM, p.701-719, 13 fig., 2 tabl.

SCHOELLER H. (1962): Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642 p.

SPELEOGENESIS UNDER CONFINED CONDITIONS, WITH RECHARGE FROM ADJACENT FORMATIONS

Alexander KLIMCHOUK
 Kiev Karst & Speleological Center
 P.O.Box 224/8, Kiev-30, 252030 Ukraine

ABSTRACT

In this paper two problems are considered in conjunction:

1. speleogenesis under artesian condition, and
2. origin of maze pattern.

It is shown that the presence of diffuse and uniform recharge from any adjacent formation within multi-storey artesian system can lead to the development of maze cave pattern in the karstifiable unit.

RESUME

Cet exposé étudie ensemble les deux problèmes suivants:

1. la spéléogenèse sous les conditions artésiennes
2. l'origine des grottes labyrinthes

On montre que la présence d'une recharge diffuse ou uniforme provenant d'une quelconque formation mitoyenne d'un système artésien à niveaux multiples peut conduire au développement d'une grotte labyrinth dans un terrain karstifiable.

ZUSAMMENFASSUNG

Dieser Bericht analysiert zusammen folgende zwei Probleme:

1. die Speleogenese unter artesischen Bedingungen
2. der Ursprung der labyrinth-artigen Höhlen.

Es wird gezeigt, dass das Bestehen eines diffusen oder gleichförmigen Nachfüllens aus einem benachbarten, vielstöckigem artesischem System zum Entstehen einer Labyrinth-Höhle im Karst führen kann.

INTRODUCTION

Formation of cave networks depends either from initial fissure pattern within karst rocks and from type of groundwater system (aquifer) in terms of hydrodynamic environment and recharge and discharge modes.

Most of caves are developed by meteoric waters circulating in the initial fissure network without major artesian confinement. D.Ford terms them as common caves and estimates their

portion in 80 % of known caves [Ford,1988]. So it is not surprising that most of speleogenetic theories are attributed to unconfined hydrogeologic environment. Such theories are developed in details and received much attention from karst and cave scientists of all generations.

Speleogenesis under confined conditions where karst rocks are geologically trapped between non-soluble stratum, is much less understood until now. Artesian settings and maze cave patterns are most contradictory for speleogenetic interpretations. A complicative factor is that most of presently true artesian settings give no accessible caves. Many former artesian systems had lost their confinement due to progressing erosional entrenchment and stripping of the overlying aquitard during neotectonic evolution, so that karst rock units became exposed and cave systems became air filled and accessible. In such cases researchers often tend to interpret cave genesis in relation with later geomorphic settings and unconfined hydrogeologic conditions using more known and developed models.

The purpose of this paper is to consider in conjunction and to give some new insight for two problems : (1) speleogenesis under artesian condition and (2) origin of maze cave patterns.

THE PROBLEM OF MAZE PATTERN

Maze pattern consist of a labyrinth of intersecting passages of rather uniform character that form closed loops. The origin of maze caves was carefully considered by A.Palmer (1975) who pointed out that this was an interpretive problem which had received little previous attention. Palmer distinguished three types among maze patterns: (1) network caves (2) anastomotic caves and, (3) spongework caves. Reticulate network patterns are most common among mazes; they consist of the rectilinear passages forming angular grids.

Palmer (1975) described two major mechanisms of maze patterns development. Most of true mazes are formed where disperse, solutionally aggressive recharge takes place uniformly into all available fissures in a soluble rock unit, entering from overlying insoluble but permeable formation or from overlying land surface

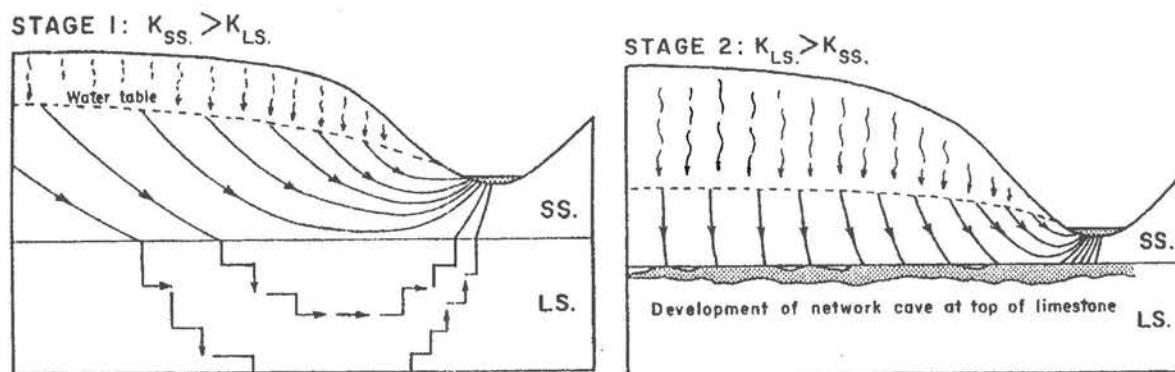


fig. 1 Model of development of a network cave beneath a permeable, insoluble caprock as a result of downward diffuse recharge through an overlying formation (From A.N.Palmer,1975).

The Palmer's idea is of primary importance for the theme, that diffuse uniform and aggressive recharge is crucial for maze pattern development. It is shown below that this recharge mode can lead to maze patterns to form not only in the case of downward recharge but also where upward recharge occurs into karst unit.

THE PROBLEM OF ARTESIAN SPELEOGENESIS

Probably E.Glennie (1954) was the first who considered the possibility of artesian speleogenesis, but this work was not available to me.

L.Brod (1964) made a detailed local study of small solutional pits and fissure caves in eastern Missouri scattered for 40 km along the denuded crest of the Rockwoods anticline. He showed that origin of these caves is attributed to artesian conditions, with upward recharge to carbonate stratum from underlying sandstone of St.Peter Formation. Later is an important regional aquifer (Fig.2-1).

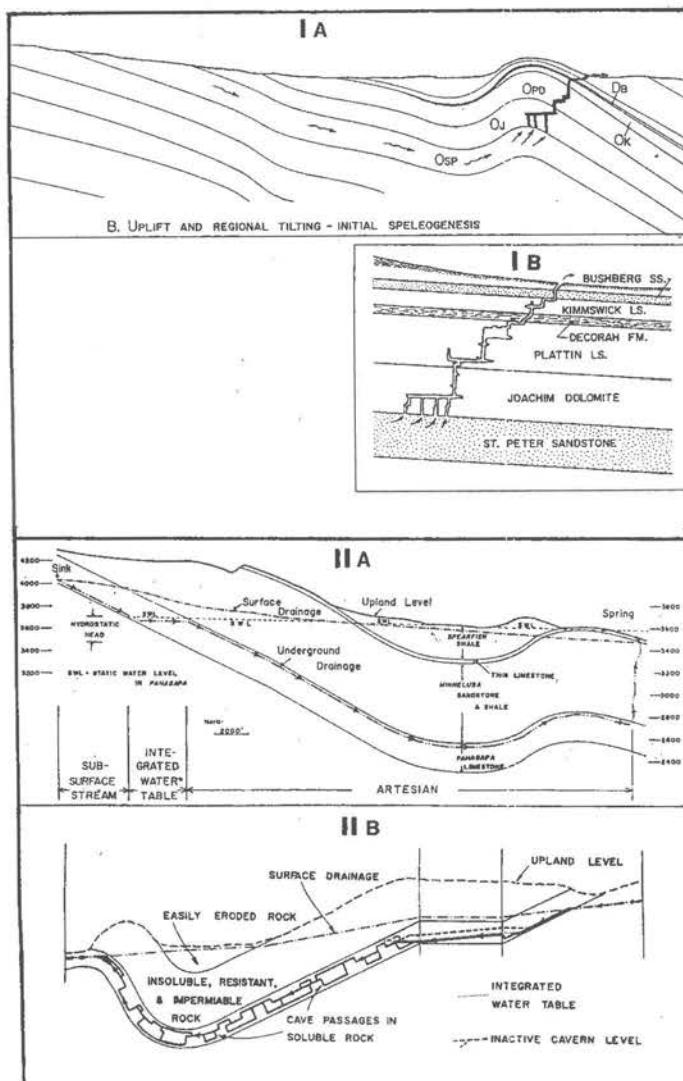


fig. 2

Some previous models for artesian speleogenesis. I. Geo-hydrogeological settings of fissure caves development in the eastern Missouri with upward recharge from underlying aquifer: A initial stage; B - late artesian stage (Adopted from L.G.Brod, 1964). II. Geo-hydrogeological settings (A) and the model of artesian speleogenesis in Black Hills, South Dakota, according to A.D.Howard (1964).

There are small local mazes and fissure rectilinear caves located at the bottom of karst thickness and fissure-like pits ascending to a surface. This is an example of an artesian aquifer discharged upward through the carbonate aquitard where latter is fractured and uncapped at the anticline. D.Ford (1988) referred this example distinguishing special type of caves created by basal injection of water into karst rocks.

A.Howard (1964) proposed a model of artesian Speleogenesis explaining development of Wind Cave, South Dakota. He implied classic theory of artesian flow to the origin of caves in the Black Hills, with limited recharge area along the exposed edge of the Pahasapa limestone aquifer, and artesian through flow deep within the aquifer. It was assumed that caves were formed by lateral artesian flow (fig. 2-A), but no specific mechanism for maze network pattern was proposed.

A.Palmer (1975) deemphasized the importance of artesian flow to the origin of maze caves, with particular reference to Jewel and Wind caves in the Black Hills. He calculated that the Black Hills cave networks would require impossibly large amount of flow if they contained lateral artesian flow. Another problem is to explain how an aggressiveness can be maintained throughout long distance of slow lateral flow.

Strong argument against artesian speleogenesis was developed by A.Palmer in his recent work (1991). Theoretic calculation of passage enlargement rate for the closed loop element of a maze clearly shows that network pattern cannot be formed in artesian conditions if lateral through-flow is implied.

D.Ford [Ford, Ewers, 1977; Ford, 1988] distinguished the type of artesian caves referring to maze examples, not discussing mechanisms of their origin. In the latter work (1989) he proposed a model for multi-storey maze development under confined conditions to explain genesis of Jewel and Wind caves (fig. 3).

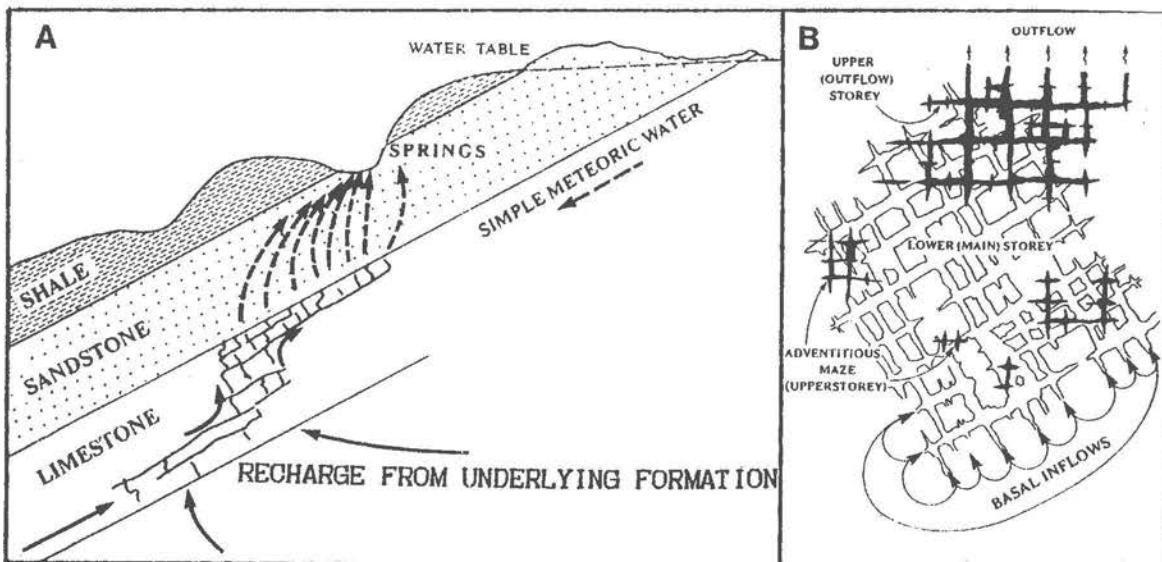


fig. 3

Model of artesian speleogenesis for Jewel and Wind caves, South Dakota, with upward recharge from underlying aquifer. B. Development of lifting multi-storey maze. (Adopted from D.Ford, 1989).

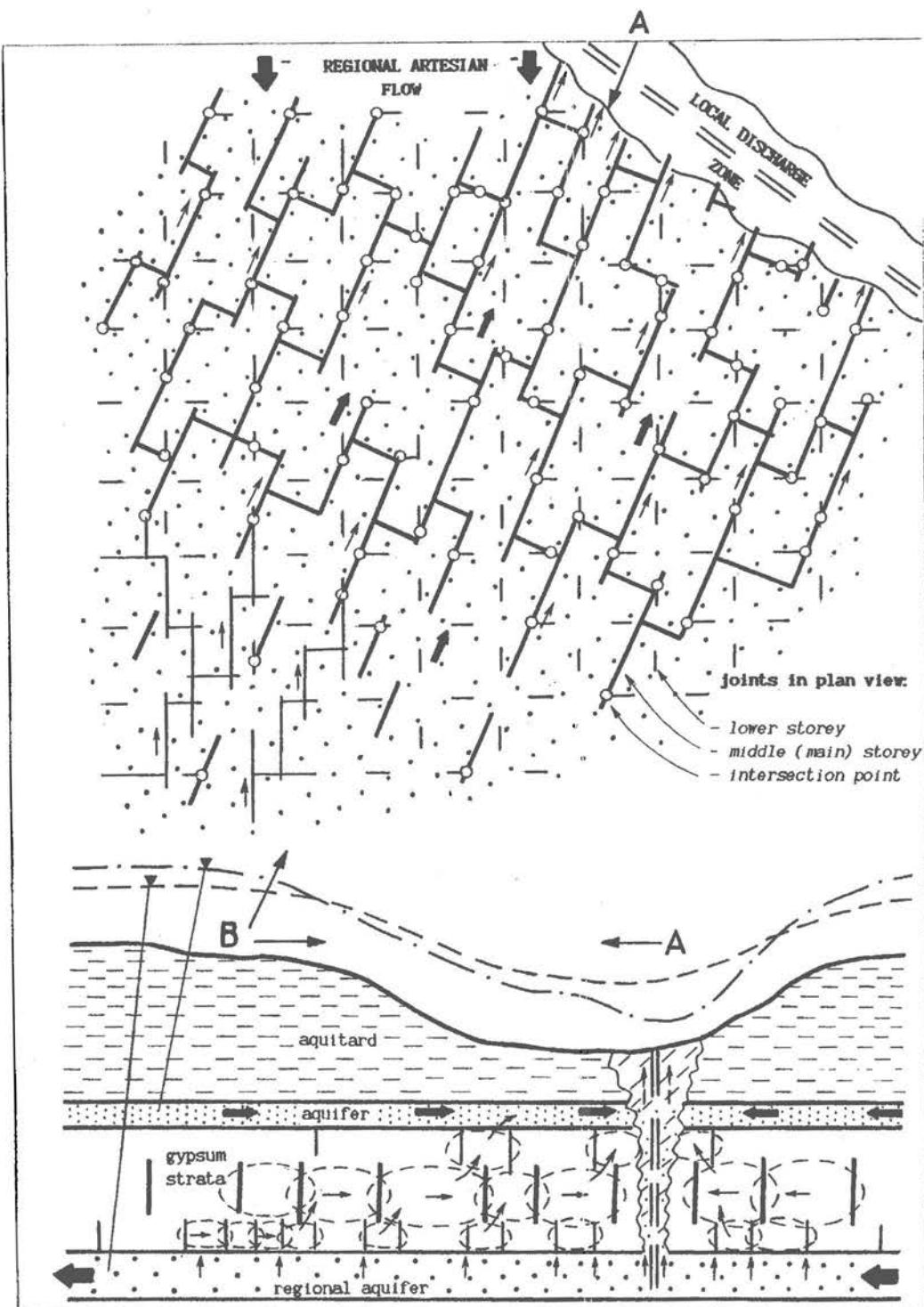


fig. 4

Model of artesian speleogenesis for largest gypsum mazes in the Western Ukraine with an upward recharge from underlying aquifer.

A key point in this model is an upward recharge into karst rock from underlying aquifer. Ford outlines three most important common features of settings to favor this type of speleogenesis:

- (1) occurrence of an underlying water source,
- (2) presence of one or more inter-storey blocking layers and,
- (3) presence of a caprock and local conditions for discharge through it.

Largely the same model was developed for the greatest reticulate gypsum mazes in the Western Ukraine [Klimchouk & Rogozhnikov, 1982; Klimchouk, 1986; Klimchouk & Andrejchouk, 1988 and, especially, Klimchouk, 1990; 1992]. Five of these caves are the world largest in gypsum with their 420 km of mapped passages. They display maze patterns with high density of passages ranging from 120 to 320 km/sq.km, and a multi-storey structure. It was shown that the caves were formed under shallow artesian conditions by waters lifting from lower to uppermost storeys (fig. 4, 5).

Dispersed in area upward recharge from the basal aquifer is responsible for maze pattern development, allowing all available joints being enlarged in compatible rates. Multi-storey structure is pre-determined by restriction of largely independent joint systems to certain intervals within the gypsum strata. Active development of caves occurs where caprock aquitard weakens or becomes thin due to tectonic and erosional activity and this enables more intense upward discharge of the entire artesian aquifer system. Deep erosional entrenchment during the Pleistocene had made the shallow artesian system unconfined within Podolian sub-region, and caves became air filled. In other part of the region true artesian confinement remains until present and active and well developed maze systems are detected by undirect investigations.

It is easy to see that all above examples are attributed to vertical water exchange between different members of multi-storey artesian aquiferous system. For karst unit it means to receive diffuse, uniform and aggressive recharge from adjacent non-soluble formation, so to meet Palmer's condition for maze pattern development. Such flow model is common rather than unique, and is well in agreement with the modern non-classic theory of artesian flow.

NON-CLASSIC THEORY OF ARTESIAN FLOW

According to classic view of an artesian basin, the recharge area where the permeable rocks are exposed, the artesian trough-flow area, and the discharge area are distinct from one another.

During the last decades new hydrogeologic information shows that there is considerable interconnection between multi-storey aquifers in artesian systems and that vertical percolation is important through intervening beds. This idea is usually referred to in Russian publications as Mjatliev's hydrodynamic model. According to this model large areas of an aquifer in a multi-storey system can function as recharge or discharge areas. The following

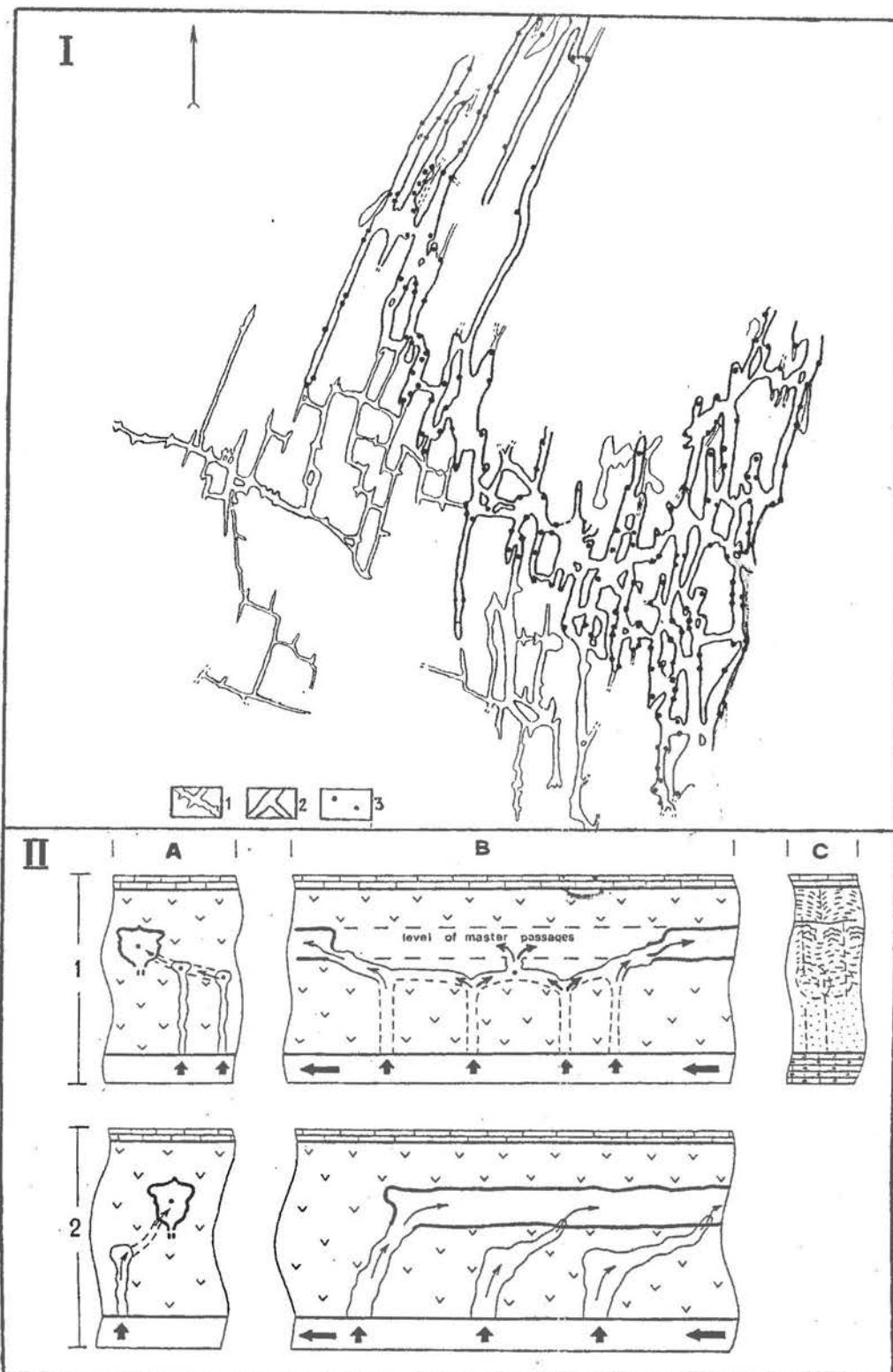


fig. 5 In Ozernaya Cave (111 km of mapped passages) master passages (the main labyrinth) occupy a middle section of the strata. Cavities at the lowest level normally are not laterally connected but serve as separate points of upward recharge to the master level. Part of the map (I) shows rather disperse distribution of outlets of lower level cavities through the main labyrinth. In some areas frequency and lateral connectivity of fissures is not high at the middle section of the strata, but it is enough high at the lower section allowing local network to form at this level. Typical network, connecting two areas of master passages is shown in the south west corner of the map. Key: 1 - feeding cavities of the lower level; 2 - master passages of the upper level; 3 - outlets of feeding cavities to master passages. II. Model of the development of Ozernaya Cave. A - transverse view; B - longitudinal view; C - lithologic cross-section. 1 — Case of local network at the lower level; 2 - Case of separate feeding cavities at the lower level.

applies to the local recharge areas:

where H is the head in a confined aquifer and x and y specify the horizontal coordinates

$$\text{eq. 1} \quad -\frac{d^2H}{dx^2} + \frac{d^2H}{dy^2} > 0$$

within the aquifer. Above relation corresponds to a prominent piezometric surface of the aquifer. For discharge areas the combined head terms are greater than zero, and they have a characteristic concave piezometric surface. The expressions are strictly valid only for laminar flow in a uniformly permeable aquifer, but the concept can be modified to fit other situations.

In the aquifer system, recharge takes place in the areas of highest head, and discharge takes place in the areas of lowest head. In the vertical section, there is a gradual transition between recharge and discharge in each aquifer in the multi-storey system. That is why Shestopalov (1988) terms the the areas of highest and lowest head respectively the areas of downward (A) and upward (B) percolation (fig. 6).

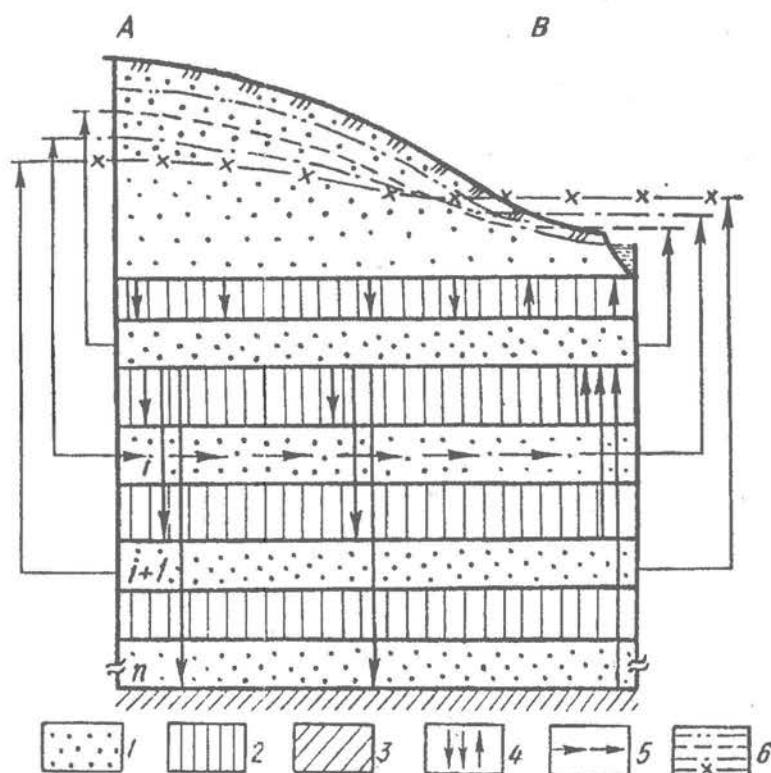


fig. 6

Flow pattern in the multi-storey artesian aquifer system. 1 - aquifers; 2 - aquitards; 3 - aquifuge; 4 - vertical water exchange; 5 - lateral water flow; 6 - piezometric surfaces in the multi-storey aquifers. (From V.N.Shestopalov, 1988).

Study of hydrodynamics of the platform artesian basins in the Ukraine, (Shestopalov, 1981, 1988) has shown that vertical migration of underground water through aquitards (often uncorrectly regarded as aquifuges) plays a great role in water exchange in artesian aquifer systems. The main characteristics of water exchange are:

1. The direction of vertical flow between aquifers is determined, to a significant extent, by local topography. There is a prevalence of downward percolation in the topographic highs, and upward percolation is dominating in the lowland areas.
2. Topography therefore influences the areal distribution of piezometric highs and lows, as well as the direction of lateral flow. The dip of the rocks is not a decisive factor in determining the direction of confined water flow.

Above hydrodynamic model can provide the general theoretic background for the explanation of speleogenesis under artesian conditions.

SOME ADDITIONAL DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Several features of general importance can be derived and discussed more from referred case studies and above model.

1. Different members of the stratum sequence often form an aquifer system of artesian type if less permeable caprock (clay, shale etc.) are present. Such systems are widely spread, especially in platforms, and soluble rocks are often present in a sequence. Considerable hydraulic interconnection and vertical percolation occurs between aquifers through intervening beds, and slow discharge and recharge may take place through capping aquitard. Karstifiable rocks (carbonates, gypsum) surrounded with distinct aquifers of fissure or porous (granular) type, often function as an aquitard (intervening beds) rather than aquifer before conduit permeability will be well developed in it. At this initial stage a permeability, storativity and transmissivity of common aquifers are usually much greater than that of typical karstifiable rocks.
2. Because of a hydraulic gradient between multi-storey aquifers in artesian systems, vertical (downward or upward) percolation occurs through intervening karstifiable units causing enlargement of initial fissures. An upward percolation prevails as outflow from an artesian system must take place to drive water exchange. Breaches, weak or thin zones will be formed in caprock as faulting, surface denudation and erosional entrenchment are inevitable processes destroying caprock homogeneity and thickness. Upward flow through karstifiable beds will be focused and accelerated beneath such discharge zones resulting in active development of fissure lifting cave systems according to above models. Further geomorphic development leads to dissection and stripping of caprock aquitard, so that artesian system and karst aquifer will loose hydrogeologic confinement.
3. Where significant and homogeneous aquifer of fissure or porous type underlies a karstifiable rock unit in a multi-storey artesian system, this unit will receive diffuse upward recharge within the area of lowest head. So, all available fissures in a bottom of the karstifiable unit will receive rather uniform recharge of aggressive water. This results, in the enlargement of

all fissures in compatible rate, so that network cave pattern can form. Thus, important Palmer's (1975) condition for maze cave development can be met not only in case of downward recharge from overlying formation, but also in case of upward recharge from underlying formation. In other words, important is the presence of diffuse and uniform recharge from any adjacent formation. Settings for this mode of recharge are rather common as above described multi-storey artesian systems are widely spread, especially in platforms.

4. On the general background of the upward direction of flow through karstifiable bed, flow can receive significant lateral components within the karstifiable unit. This occurs because of discordance of permeability structure between underlying and overlying aquifers. Discordance of the initial fissure structure often occurs between different beds within the karstifiable stratum itself.

5. Multi-storey structure is characteristic for many maze cave systems. Most prominent examples are Jewel and Wind caves of South Dakota, and major mazes of the Western Ukraine - all showed as representative for lifting maze origin [Ford, 1989; Klimchouk, 1986, 1990; Klimchouk & Shestopalov, 1990]. D. Ford explains multi-storey structures with the presence of one or more inter-storey blocking layers. But from detailed field observations in the Ukrainian mazes more fundamental explanations can be derived. It was shown, that joints within 15-40 m gypsum strata do not dissect it for the entire thickness but are located within certain intervals of the strata, corresponding to different sedimentological variations (beds) of the rock. Somewhere distinction between beds in the strata is outlined by the presence of thin clay interbeds, but it does not play a decisive role in the differentiation between joint systems or in preventing water flow. Joint systems into different beds form largely independent and often superimposed storeys of jointing which display different frequencies and orientations. The extent to which joint systems of different storeys are linked in a vertical section vary considerably from place to place.

Thus the formation of multi-storey structure of a cave system is predetermined by multi-storey distribution of joint systems within karstifiable thickness.

Restriction of joint systems in certain beds, and many other features of joints, is quite characteristic for so-called lithogenetic (or contraction) type of fissures formed mainly by internal energy of sediments during petrogenesis [Tchernyshev, 1983]. Fissures of this type are quite common rather than unique for gypsum rocks or for the region, so that above explanation of multi-storey cave structure can be applied for the mazes of South Dakota, and for other cases.

REFERENCES

- GLENNIE E.A. (1954): Artesian flow and cave development. - Cave Res. Group, G.B., Trans. v.3. 55-71.
- BROD L.G. (1964): Artesian origin of fissure caves in Missouri. - Bulletin of the National Speleological Society, 26(3). 83-114.
- FORD D.C. (1988): Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks. - In Paleokarst. N.P.James & P.W.Choquette (ed.), 25-57, New-York: Springer-Verlag.
- FORD D.C. (1989): Features of the genesis of Jewel Cave and Wind Cave, Black Hills, South Dakota. - The NSS Bulletin, 51(2). 100 - 110
- FORD D.C. & EWERS R.O. (1978): The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. - Can.J.Earth Sci., 15. 1781-1798.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. (1989): Karst geomorphology and hydrogeology. - London: Unwin Human. 600 p.
- HOWARD A.D. (1964): A model for cavern development under artesian ground water flow, with special reference to the Black Hills. - Bulletin of the National Speleological Society, 26(1). 7-16.16.
- KLIMCHOUK A.B. (1986): Genesis and development history of the large gypsum caves in the Western Ukraine. -Le Grotte d'Italia. 4(XIII).51-71.
- KLIMCHOUK A.B.(1990): Artesian origin of large maze caves in the Miocene gypsum in the Western Ukraine. -Dochlady Akademii Nauk Ukrainsk, ser.B: Geol., Chem. & Biol., n.7. 28-32 (russ.).
- KLIMCHOUK A.B. & ANDRAJCHOUK V.N.(1988): Speological and hydrogeological conditions of development and genesis of large gypsum caves in the Western Ukraine. - Peshchery, Perm. 12-25.
- KLIMCHOUK A.B. & ROGOZHNIKOV V.Ja.(1982): Conjugate analysis of a development history of large cave system (on example of Atlantida Cave). - Kiev. 58 p. (russ.).
- PALMER A.M. (1975): The origin of maze caves. - The NSS Bulletin, 37(3). 56-76.
- PALMER A.N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. - Geological Society of America Bulletin, 103. 1-21.
- SHESTOPALOV V.M. (1981): Natural resources of underground water of platform artesian basins of the Ukraine. - Kiev: Naukova Dumka. 195 p. (russ.).
- SHESTOPALOV V.M. (1988): Methods of study of underground water natural resources. - Moscow: Nedra. 168 p. (russ.).
- TCHERNYSHEV S.N. (1983): Fissures of rocks. Moscow: Nauka. 240 p.

HYDROTHERMAL KARST IN DOLOMITIC ROCKS

Yuri V. DUBLYANSKY

Institute of Mineralogy and Petrography, Universite Ave. 3
630090 NOVOSIBIRSK, RUSSIA

Karst in dolomitic rocks is one of the theme-leaders of our Symposium. To make our consideration more complete I would like to discuss the problem of hydrothermal karst in dolomitic rocks. The questions: how often hydrothermal karst occurs in dolomitic rocks; what is characteristic behavior of dolomite in hydrothermal environments; and what are the characteristic features of hydrothermal caves in dolomite are to be discussed.

ABUNDANCE OF HYDROTHERMAL KARST IN DOLOMITIC ROCKS

Approximately 10% of all caves that are known and explored were formed by thermal waters, according to D.Ford's estimation (1988). Logically one may conclude that hydrothermal karst caves occur in dolomite as often as common karst do. There is, however, a close genetic relation between some of dolomitic rocks and hydrothermal karst occurrences.

Two 'polar' types of dolomitic host rock can be distinguished for hydrothermal karst:

1. Common diagenetic dolomites, which have often regional development;
2. Bounded dolomite bodies formed in process of hydrothermal dolomitization of carbonate rocks.

Certainly, there are transitional situations. The caves Wind and Jewel (S.Dakota) may serve as an example of the first situation. These caves are mainly developed in platform dolomite of the Pahasapa Formation (Mississippian). Some of the 'hot spring caves' in the Triassic dolomite of the Buda Hills (Hungary) give another example of such a case.

Formation of dolomite via metasomatic replacement of limestone under influence of thermal solutions is quite common for hydrothermal ore deposits. We will discuss later in more detail the Pb-Zn ore deposits of so-called Mississippi Valley type (MVT), since hydrothermal karst occurs there quite often. Moreover, hydrothermal solution, being developed before the main ore deposition stage, can be responsible for the creating of the space for ore deposition. According to Schwartz (1955) from 80 to 90 % of ore bodies of hydrothermal origin have an envelope of coarse secondary dolomites.

Numerous examples may be mentioned: the deposits of the Upper Mississippi Valley, where the main ores are deposited in dolomite of the Galena Formation (Ordovician); deposits of the South Eastern Missouri, where dolomite of the Bonn Terre Formation serves as the main ore bearing rock (outside of the ore district the Formation is represented only by limestone). These examples may be continued.

DOLOMITIC ROCKS AS A MEDIUM FOR HYDROTHERMAL KARST

Two groups of features: CHEMICAL (i.e. solubility) and PHYSICAL (i.e. character of permeability and mechanics) determine the particularities of hydrothermal karst in dolomitic rocks.

CHEMICAL FEATURES.

It is very important from the point of view of solubility that natural dolomite quite rarely corresponds to the ideal formula $(Ca,Mg)(CO_3)_2$. It may occur in case of weakly altered sedimentary dolostones. Common dolomitic rocks have normally some excess of calcite. The latter serves as a matrix for dolomite crystals. Being studied in detail, dolomites appear to be a polymimetic rock, i.e. to be a subject of selective solution.

As it was mentioned above, dolomite can often be formed by action of some hydrothermal systems. Further the same systems may produce hydrothermal karst occurrences. Thus, the formation of hydrothermal dolomite must be studied together with cave formation. According to Lovering (1969) "...limestones are converted to dolomite wherever they are in contact with circulating ground water saturated with respect to calcite and having a molar calcium/magnesium ratio ranges from about 0,15 at 20 °C to 35,0 at 420 °C" (p.43). Ford & Williams (1989) give a figure 10,0 at 300 °C. Common connate water may serve as a source of magnesium. This mechanism has been suggested, for instance, to explain formation of the ore bearing dolomite within Cracow-Silesian Pb-Zn ore district (Poland).

The character of solutional process and the state of solutions can be clearly displayed in the micromorphology of the caves. Three 'pure' situations may be recognized. These situations may alternate even within a single cave.

1. Solution is aggressive with respect to both calcite and dolomite. The uniform solutional enlargement of fluid conductors occurs.
2. Solution is saturated with respect to dolomite and undersaturated with respect to calcite. This process is responsible for the 'sandification' of the rocks.
3. Solution is saturated with respect to calcite and undersaturated with respect to dolomite. Solution of dolomite rhombus creates high porosity on the corrosion-attacked parts of the rocks in several ore deposits. A pronounced example of such a situation gives the Wind Cave (South Dakota). Hydrothermal solutions dissolved dolomite, but being supersaturated with respect to calcite remained undissolved thin (0,5-1,0 mm) calcite veinlets. The net of these veinlets, released from surrounding dolomite and covered by thin layers of secondary calcite has created an abundance of boxworks (Ford, 1992, pers. comm.).

PHYSICAL FEATURES

The dolomites of different origin have significantly different physical characteristics. Hydrothermal dolomite is normally much more coarse grained and more uniform than primary carbonate rock. The porosity of such dolomite is by several times higher than the porosity of limestone.

Hydrothermal dolomite is always more fractured than its equivalent limestone. The crystals of dolomite are less readily recrystallized than the calcite crystals, thus the pore and fracture permeability of dolomite may keep the constant high value during the comparatively long periods of geological time.

The general plan of the caves is determined mainly by the network of the major joints. The shape of passages is determined by both joining and bedding. The simple fissure-like passages are characteristic for massive dolomite. The solution-collapse breccias and solutionally reworked fractured zones are common for medium- and thin-bedded dolomite.

Instead of dissolution, the collapse process plays a significant role in the formation of underground voids. The collapsing is commonly initialized by the solution. Solution also occurs during and after the collapsing. Typical interplay of chemical and physical processes may be exemplified by the solution-collapse breccias, which is a nearly unchangeable attribute of the MVT ore deposits. The process can be described as continuous alternation of solution and brecciation of the host rock and deposition of ore and gangue minerals. For example, Sasz-Gustkiewicz (1975) has described 5 continuous stages of hydrothermal brecciation and mineral deposition on the Olkusz Pb-Zn ore deposit (Poland).

HYDROTHERMAL KARST ON HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS

There are reported a continuous row of hydrothermal alteration on the MVT deposits: dolomitization - disintegration of dolomite - cave solution or solution-collapse. There is no dependence on lithological background: the primary host rock can be diagenetic dolostones, limestones, etc.

DOLOMITIZATION

As a rule it is pre-ore process. It may have several 'inner scales':

- a) Regional scale. Dolomitization occurs within an ore belt or an ore district. The Formation Bonn Terre in South Eastern Missouri created by dolomitization of the Leadville limestone within the Colorado ore belt at the 200-300 °C may serve as a pronounced example.
- b) Area scale. Dolomitization occurs within an ore field or individual ore deposit.
- c) Local scale. The dolomitized space is comparable with the dimensions of individual ore bodies. For example domal ore bodies in the Jefferson City mine (Eastern Tennessee) are developed within local bodies of hydrothermal dolomite.

Numerous models were suggested in order to explain the mechanism of dolomitization (and, in particular, to recognize the source of magnesium). All models consider the movement of thermal water through the rock to be a necessary condition.

DISINTEGRATION OF DOLOMITE

Virtually this process is quite common for hydrothermal ore deposits. The masses referred as 'dolomitic sand' appear as a result of disintegration. This sand was reported on almost all known MVT deposits. Dolomitic sand attributed to the resurgences of ancient hot springs in

the Buda Hills, Hungary (Jacucs, 1977 a) may serve as an example of dolomite disintegration out of ore deposit.

Several models of process of disintegration were suggested.

1. Incongruent solution. Selective solution of calcite matrix leads to concentration of less soluble dolomite grains. The necessary condition is: dolomite must be recrystallized. Virtually the hydrothermal dolomite always match this requirement. L.Jacucs believes this model to be relevant only in common ('cold') karst environments. Two models have been suggested (Jacucs, 1977 b) to explain the same phenomena occurring in hydrothermal condition:

2. Solution of dolomite in presence of H_2SO_4 . The product of the reaction - gypsum is removed from the system.
3. Solution of dolomite in presence of $FeSO_4$. Gypsum and siderite are formed and then removed from the system.

Another mechanism has been suggested by the same author to explain appearance of dolomite sand near the ancient thermal springs:

4. Deposition of $CaCO_3$ from thermal water in form of aragonite, which served as a matrix for dolomite grains. Converting of metastable aragonite into calcite in the environment of the Earth's surface leads to 'pulverization' of the rock.

As one may see, the solutional process is thought to be important in the majority of the models. But only in case if the dolomitic sand is removed from the surrounding rock the big open caves may be created. For example in Hungary several caves remain in the walls of quarries, when dolomitic sand has been mined out.

CAVE SOLUTION

The process leads to formation of open voids, sometimes of significant volume. These caves may contain ore and gangue minerals. Commonly, however, this process are developed after the main mineralization stage. Fluid inclusion investigation of minerals filling the caves gives paleofluid temperatures of 70 to 100 °C. Thus, it is typical hydrothermal karst.

SOLUTION-COLLAPSE

As it was mentioned above, so-called solution-collapse breccias are quite common for the MVT deposits. Domal ore bodies, which represent combination of solutional surfaces (flour) and collapse cupola (ceiling) - were reported on a number of ore deposits. They are considered not only as a characteristic feature of hydrothermal karst, but also as important indicator for the MVT deposits prospecting (Dzulynsky, 1976).

REFERENCES

- DZULYNSKY S. (1976): Hydrothermal karst and Zn-Pb sulfide ores // Roczn. Pol. Tow. Geol. - V. 46, No. 1-2 - pp. 217-230.
- FORD D. (1988): Characteristics of Dissolutional Cave Systems in Carbonate Rocks // Paleokarst. - New-York: Elsevier Publishing House. — pp. 25-57.
- FORD, D. & WILLIAMS P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. - London: Unwin Hyman. - 601 p.
- JAKUCS L. (1977): Morphogenetics of karst regions: Variants of karst evolution. - Budapest: Academiai Kiado. - 284 p.
- JAKUCS L. (1977): Morfologicheskie i evolucionnie tipi karstov Vengrii (Morphological and evolutionary types of karsts of Hungary; in Russian) // Acta Geographica, - T. 17. - pp. 65-103.
- LOVERING T. S. (1969): The Origin of Hydrothermal and Low Temperature Dolomite // Econ. Geol. - V. 64. - pp. 743-754.
- SASS-GUSTKIEWICZ M. (1975): Zinc and lead mineralization in collapse breccias of the Olkusz mine // Roczn. Pol. Tow. Geol. V. 45, No. 3-4. - pp. 303-326.
- SCHWARTZ G. M. (1955): Hydrothermal alteration as a guide to ore // Econ. Geol., 50-th Anniv.Vol. 1905-1955. - pp. 300-323

CAVERN POROSITY IN THE TRIASSIC CARBONATE ROCKS OF THE CRACOW-SILESIAN MONOCLINE (SOUTH POLAND)

Jacek MOTYKA and Narek SZUWARZYNISKI

University of Mining and Metallurgy

Institute of Hydrogeology and Engineering Geology

Al. Mickiewicza 30

PL- 30 056 KRAKOW, Poland

ABSTRACT

Cavern porosity in carbonate rocks (*sensu* Choquette and Pray, 1970) is considered as an important but often unquantified property. Present paper includes a discussion of the measure of that property. It is proposed the cavernous porosity coefficient (CPC) as a ratio of the total volume of a cavern (both karst and non-karst origin) to volume of surrounding rock massif. Three different methods of cavern's volume examination are presented: one-dimensional (in drill cores), two-dimensional (in walls of mine workings), and three-dimensional (in rooms, shortwalls, etc. during exploitation of orebodies only). Values of CPC are estimated for the Muschelkalk carbonate rocks at the Upper Silesian Zn-Pb ore district (S Poland). Results of estimation indicate that most of CPC values are lower than 1 percent.

RESUME

La porosité caverneuse dans les roches carbonatées (*sensu* Choquette et Pray, 1970) est considérée comme une propriété importante mais d'habitude indéterminée. L'article contient la discussion concernant la possibilité de mesurer cette propriété. On propose de définir comme coefficient de la porosité caverneuse (CPC) le rapport entre le volume total des cavernes (karstique et non - karstique) et le volume des roches qui les entourent. Trois méthodes d'estimation du CPC sont présentées: linéaire (en forages), superficielle (dans des galeries minières) et volumétrique (une reconstruction d'un système des cavernes pendant l'exploitation des gisements Zn-Pb). La valeur du CPC est évaluée pour des roches carbonatées du Muschelkalk dans la région de Cracovie - Silésie des gisements Zn-Pb (Sud de la Pologne). La plupart des valeurs calculées du CPC sont en-dessous de 1 pourcent.

ZUSAMMENFASSUNG

Die durch Höhlen bewirkte Porosität des Karbonatgesteins (siehe Choquette und Pray, 1970) wird als eine wichtige, aber oft nicht quantifizierte Eigenschaft angesehen. Diese Abhandlung enthält einen Beitrag zur Messung dieser Porosität. Ein Höhlen-Porositätskoeffizient (CPC) wird vorgeschlagen als das Verhältnis zwischen dem Globalvolumen karstischen und nicht-karstischen Ursprungs und demjenigen des umschließenden Gesteinsmassiv. Drei verschiedene Methoden zur Bestimmung des Höhlenvolumens werden vorgestellt: eine eindimensionale (Bestimmung durch Bohrkerne), eine zweidimensionale (Bestimmung aus den Wänden von Minengängen) und eine dreidimensionale (Bestimmung in Räumen und während der Ausbeutung von Erzlagern). Schätzwerte des CPC für das Muschelkalk Karbonatgestein des Zink-Blei Erzdreiecks in Oberschlesien (Süd-Polen) werden angegeben. Die Schlussfolgerung ist dass die meisten CPC-Werte unter einem Prozent liegen.

1. INTRODUCTION

Cavern porosity, as defined by Choquette and Pray (1970) includes systems of large pores and caverns (*sensu* Choquette and Pray, *op. cit.*). Although the cavern porosity includes a part of karst caverns, this term does not have genetic implications, being rather descriptive i.e. comprises a size as one of geometrical features of the pores. According to Choquette and Pray (*op. cit.*), a practical lower size limit of "cavern" for outcrop studies is about the smallest opening an adult person can enter. As Choquette and Pray mentioned megapores beside the "caverns" in their system of cavern porosity, the authors propose the term "cavern" to be used for those openings which area measured in the outcrop is at least 0.001 square meter or its height in the bore-hole is at least 0.1 meter.

$$\text{eq. 1} \quad n_c = \frac{V_c}{V_M}$$

The cavern porosity is measured as:

where n_c is the CPC, V_c is a volume of caverns and V_M is a volume of rock massif in which the caverns are cut.

Determination of both volumes in the formula causes numerous problems, as discussed below. Apparently for this reason, quantitative values of cavern porosity are lacking in the recent, comprehensive monographs of karst hydrology (Bonacci 1987, White 1988, Ford and Williams 1989).

The authors attempted to determine the cavern porosity for Muschelkalk (Middle Triassic) carbonate rocks in the Upper Silesian district, applying the one-, two- and three-dimensional methods, although it seems obvious that only approximate results can be obtained.

2. GEOLOGICAL SETTING

The studied Muschelkalk carbonate rocks form very productive aquifer in the Upper Silesian Zn-Pb district. The thickness of carbonates reaches about 120 meters. The lithology includes pelitic and grained dolomites and limestones replaced in the middle part of the sequence by an epigenetic dolosparrite ("or-bearing dolomite" *sensu* Bogacz et al. 1972) which hosts the Zn-Pb ores.

3. ONE DIMENSIONAL ESTIMATION

The CPC can be approximated for the given rock massif applying one of Monte Carlo group statistical methods. In order to calculate the coefficient, an assumption has been made that a measure of cavern porosity is a ratio of total height of caverns (L_c) encountered in a bore-hole to the thickness of rock massif drilled by this hole (L_M) [fig. 1].

The coefficient n_c is calculated as an average of L_c/L_M ratios from all the boreholes in which the studied rock massif has been encountered or drilled through:
where N is a number of boreholes in the studied area (for other explanations see text and fig.1).

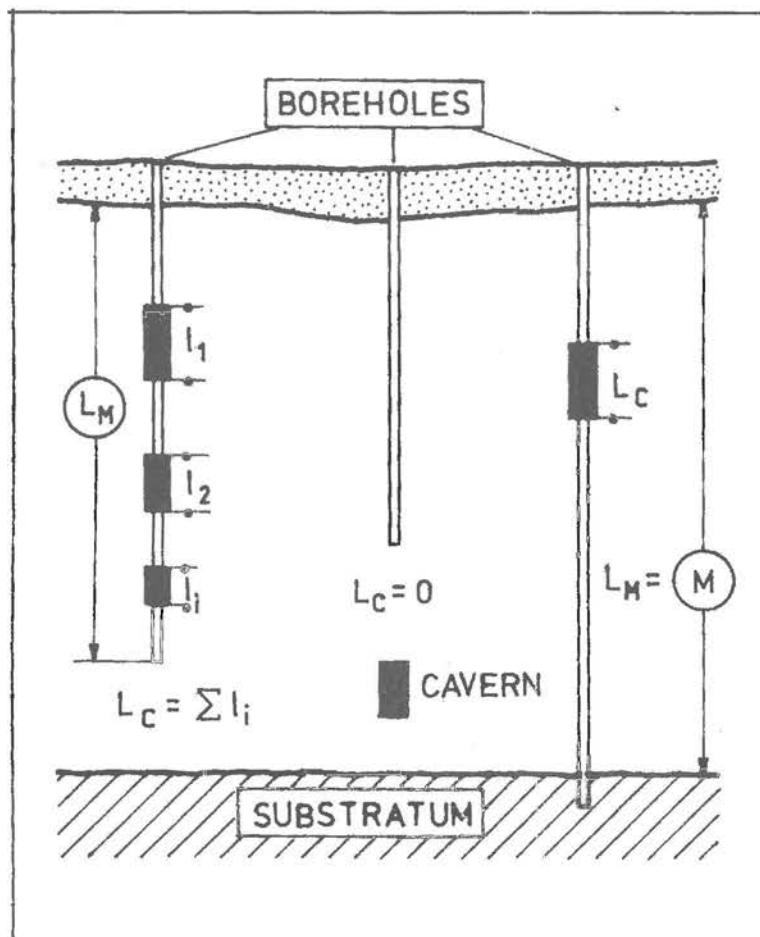


fig. 1

Schematic presentation of one-dimensional method. Letter symbols as in formula (2).

The estimation error for this method has been calculated for 0.05 confidence level as:
where:

d = estimation error

s = standard deviation

N = number of boreholes

$$eq. 2 \quad n_c = \frac{\sum L_c}{N} \quad \frac{L_c}{L_M}$$

$$eq. 3 \quad d = \frac{2s}{\sqrt{N}}$$

The value of CPC calculated with this method at probability $p = 0.95$ falls into the interval $n_c \pm d$. It must be emphasized however, that the application of this method has at least the two important requirements:

- 1 - relatively high density of drilling network,
- 2 - regular distribution of boreholes in the studied area.

Such requirements are perfectly met in the mining fields of the Zn-Pb district. Cavern porosity coefficient were calculated for three such fields. The results are shown in Table 1.

Field	Area F (km ²)	Total number of bore-holes N	Number of boreholes with caverns N _c	Cavern porosity coefficient n _c	Standard deviation s	Error d
Golucho-wice	9.5	543	34	0.00305	0.0185	0.00159
Laski	17.1	555	14	0.000529	0.00454	0.000385
tab. 1 Pomor-zany	11.3	1093	183	0.0114	0.0356	0.00215

TWO-DIMENSIONAL ESTIMATION

The cavern porosity can be estimated by an areal cavernity index expressed as a ratio of total area of caverns (F_c) to the area of an outcrop (F) in which they occur (Fig. 2). In this method the CPC is calculated from the formula:

$$\text{eq. 4} \quad n_c = \frac{\sum F_c}{F}$$

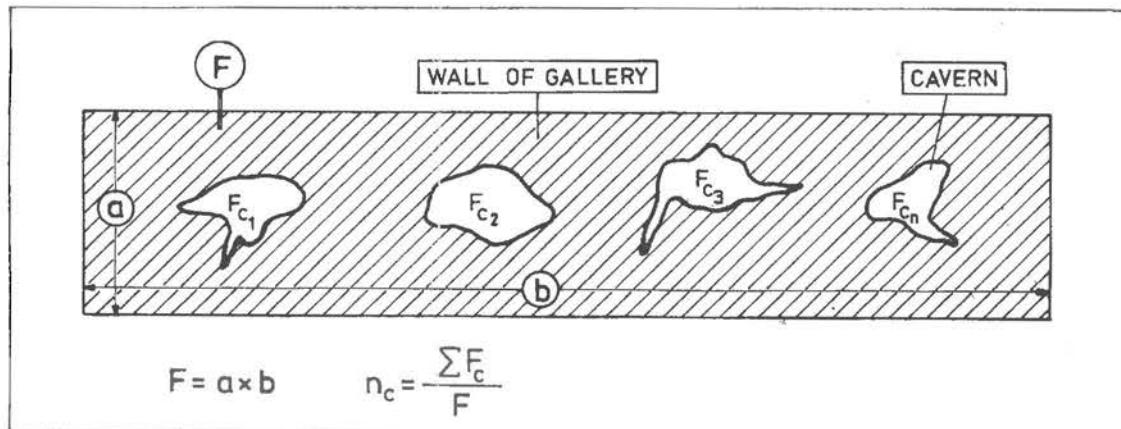


fig. 2 Schematic presentation of two-dimensional method. Letter symbols as in formula (4).

A problem arising in such an approximation is the representative area of caverns included in the calculations. Particularly, troubles are caused by the determination of the height of geometric figure (usually a rectangle) for which the area of an outcrop is calculated (F). As all the measurements have been made in the underground workings of Zn-Pb ore mines, the cal-

culations were made for rectangles of heights corresponding to the heights of specific workings. The area of caverns intersected by a wall of a gallery have been integrated after mapping to a proper scale. Totally, the coefficients were calculated for seven workings measured in the three ore mines. Results are shown in Table 2.

Mine	Measuring point no.	Measured area F (m ²)	Area of caverns ΣF_c (m ²)	Cavern porosity coefficient n _c
Olkusz	1	400	6.832	0.0171
	2	400	2.919	0.00730
Pomorzany	3	105	0.390	0.00371
Trzebionka	4	2240	3.733	0.00167
	5	1000	0.202	0.000202
	6	2240	0.455	0.000203
	7	1000	0.107	0.000107

Tab. 2

4. THREE-DIMENSIONAL ESTIMATION

This method of estimation of the CPC appears to be perfectly consistent with the definition of this parameter (formula 1) as it is based on the determination of volumes of both the cavern systems and the rock massifs in which the caverns were produced. The authors applied the three-dimensional method for a part of Triassic carbonate complex exposed in the Trzebionka Mine. In this mine a successive underground mapping followed the development of exploitation workings which allowed to reconstruct the cavern system (fig. 3). In the selected workings the areas of caverns were measured with the method described above. In order to geometrize the measured systems, each of these areas was then attributed as representative for half of the distance between neighbouring measuring points. The estimation of an error of the three-dimensional method is difficult but the error itself does not seem to be significant. Instead, the estimation of the volume of karstified rock massif, i.e. determination of its total area (horizontal projection) and height (vertical projection) may cause problems. The authors propose the area to be calculated for a simple geometrical figure which sides are contour lines drawn as close as possible to the measured karst system. An arbitrary but sensible elimination of some branches of the measured cavern system is recommended (fig. 3).

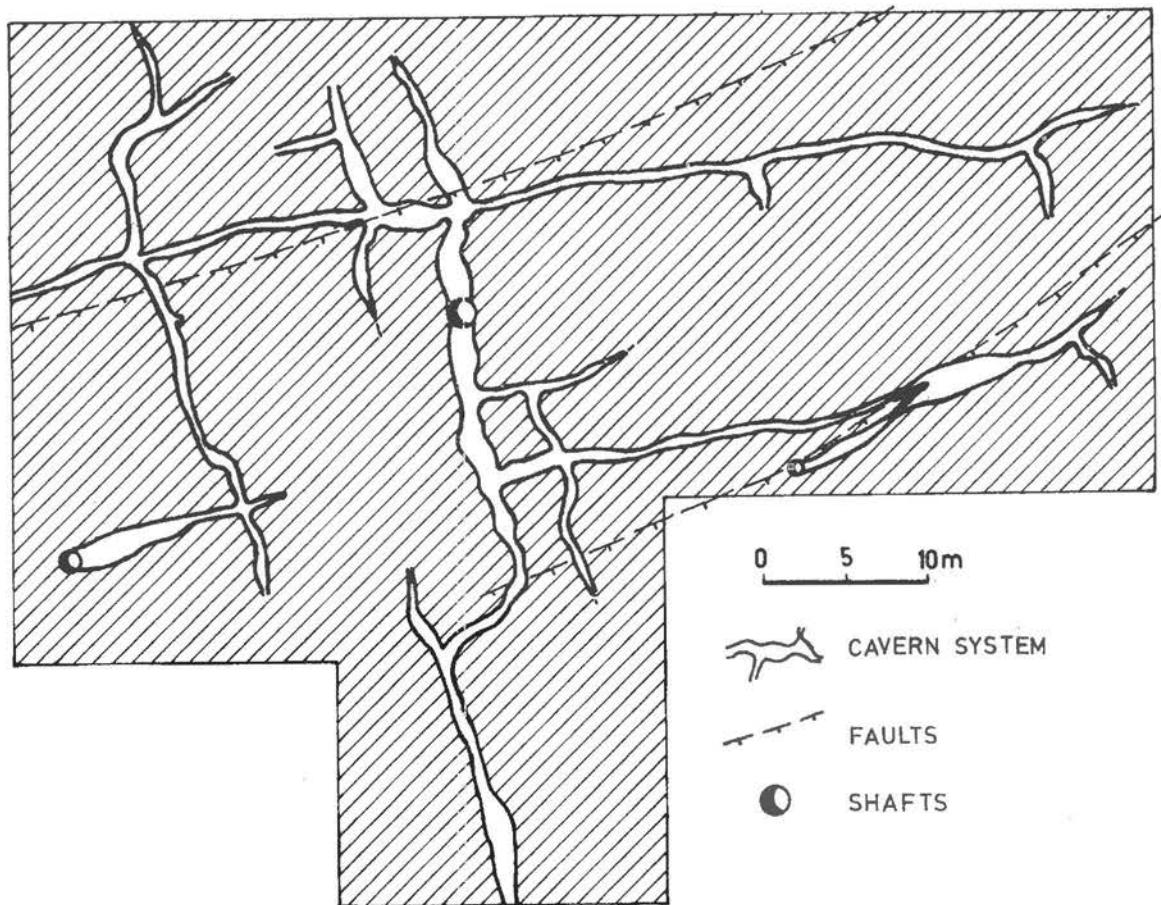


fig. 3 Lower cavern system in the Trzebionka Mine (B layer in Fig. 4)

Another difficulty is the determination of a height of the studied rock massif. In the Trzebionka Mine two horizontally developed cavern systems are separated by uncaverned layers. Moreover, shafts extend 10 meters downward from the lower system (fig. 4). Therefore, the cavern porosity coefficient n_c has been calculated for the three possible thickness variants (fig. 4):

1. for lower system of a thickness of 4 meters plus 2 meters intervals of the shafts;
2. for a thickness extending from half of an interval between upper and lower cavern systems down to the bottom of the deepest shafts, i.e. about 10 meters below the bottom of lower system (totally 21.5 meters);
3. for a thickness composed of that of the lower system (4 meters) plus depth of the shaft (10 meters), i.e. totally 14 meters. Results are shown in Table 3.

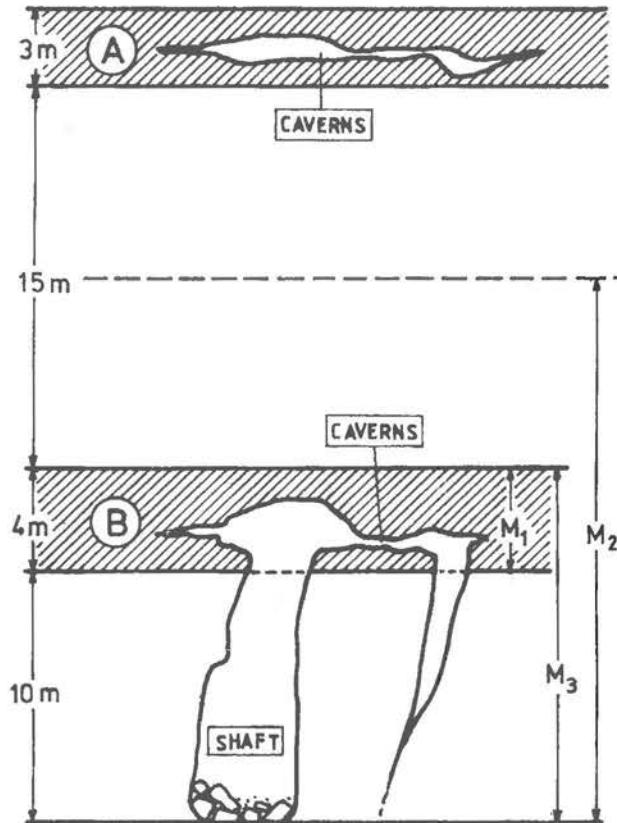


fig. 4 Sketch of cavern systems in a part of Triassic carbonate sequence from the Trzebionka Mine.

Variant	Volume of caverns $V_c(m^3)$	Volume of the massif $V_m(m^3)$	Cavern porosity coefficient n_c
1	95.25	11200	0.00850
2	132.78	60200	0.00221
3	132.78	39200	0.00339

tab. 3

Estimation of an error of three-dimensional method is very difficult. It seems that variants 1 and 2 (tab. 3) represents the extreme n_c values whereas variant 3 gives intermediate results. It is very probable that difference between the extreme n_c values is a measure of the estimation error.

The results of calculations reveal that the values of n_c are not rather low. Whatever the calculation method was applied, the values over 0.01 (1%) were found only in the two cases, whilst in the remaining 11 calculations the obtained porosities fall into the range 0.00011 to 0.0085 (i.e. 0.011 to 0.85%).

REFERENCES

- BOGACZ K., DZULYNSKI S., HARANCZYK C., SOBCZYNSKI P. (1972): Contact relation of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian region. Roczn. Pol. Tow. Geol.. 42. 4. p. 347-372, Krakow
- BONACCI O. (1987): Karst Hydrology. Springer - Verlag. Berlin Heidelberg, 184 pp.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C. (1970): Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. The Am. Assoc. of Petr. Geol. Bull., 54. 2, p. 207-250. Tulsa.
- FORD D., WILLIAMS P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 601 pp.
- WHITE W.B. (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. Oxford University Press, New York Oxford. 464 pp.

L'INFLUENCE DE LA LINEARITE DES ECOULEMENTS DANS L'ANALYSE HYDRODYNAMIQUE D'UN AQUIFERE CARBONATIQUE: LE TRIAS DE BORS, ROUMANIE

Horia MITROFAN
FORADEX-S.A., str.Milcov No. 5, 74721 Bucuresti, ROUMANIE

ABSTRACT

A linear flow in an enclosed aquifer shows in the drilled wells a water table that falls accordingly to the square-root of time. Long time simulations show significantly different results for the radial flow (where the water table falls in function of the logarithm of time), so they might constitute a usable diagnostic tool. The transmissive and storage properties of the studied aquifer, which have been found by applying the linear model, seem to suggest the existence of paleokarst galleries with a total section of about 10^3 m², and filled with gravel.

RESUME

L'existence d'un écoulement linéaire dans un aquifère captif se traduit, dans les puits qui y sont forés, par des rabattements qui obéissent à une loi linéaire par rapport au radical du temps. Les simulations à long terme sont pourtant celles qui fournissent des résultats suffisamment divergents par rapport au cas de l'écoulement radial (où le rabattement est une fonction du logarithme du temps), pour fournir un diagnostic significatif. Les propriétés transmissives et d'emmagasinement de l'aquifère considéré déduites du modèle linéaire, semblent indiquer l'existence des conduits paléokarstiques avec une section totale d'écoulement de l'ordre de 10^3 m², remplis avec du matériel granulaire.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Wasserstand in Brunnen, welche in ein kaptives Aquifer mit linearem Ablauf reichen, fällt in Funktion der Quadratwurzel der Zeit. Langzeitsimulationen auf Grund eines radialen Ablaufmodells (wo der Wasserstand in Funktion des Zeitlogarithmus fällt), ergeben Resultate, die stark von der Realität abweichen, und können so als Diagnose Werkzeug eingesetzt werden. Die Abfluss- und Speicherwerte des studierten Aquifers welche auf Grund des linearen Modells errechnet wurden, deuten auf die Existenz von paleokarstologischen, mit granularem Material verschütteten Gängen hin, mit einem Gesamtquerschnitt von etwa 10^3 m².

INTRODUCTION

Une particularité des écoulements dans les aquifères karstiques est la prédominance des voies de circulation de type "conduits", par rapport à celles de type "pores" ou "fractures". Cela revient à dire qu'une perturbation induite par une crue, un pompage ou une injection dans l'aquifère, se propage d'une façon linéaire (unidimensionnelle) le long des conduits, plutôt que d'une façon aréale (bidimensionnelle) ou spatiale (tridimensionnelle), comme cela aurait été le cas si des pores ou des fractures en avaient assuré la propagation.

La conséquence pour les écoulements est qu'un réseau de conduits, qui a une section quasi-constante sur toute son longueur, assure une densité constante des lignes de courant; par contre, dans un réseau de pores ou de fractures l'écoulement est convergent vers le point de décharge (ou divergent à partir du point de recharge), donc la densité des lignes de courant se réduit progressivement en s'éloignant de la "source" de la décharge ou de la recharge. Pour les pompages d'essai en régime transitoire à débit constant, celà se traduit par des lois différentes d'évolution des rabattements en fonction du temps [BARKER, 1988]:

- pour l'écoulement-radial (bidimensionnel):

$$\text{eq.1} \quad s = \frac{Q}{4\pi K b} \ln\left(\frac{2.25Kt}{S_s R^2}\right)$$

- pour l'écoulement linéaire (unidimensionnel):

$$\text{eq.2} \quad s = \frac{Q}{2Kbw} \left(\sqrt{\frac{4Kt}{\pi S_s}} - R \right)$$

où les symboles signifient:

- s - le rabattement;
- Q - le débit pompé du puits;
- K - la conductibilité hydraulique de l'aquifère;
- b - l'épaisseur de l'aquifère;
- w - l'extension latérale de l'aquifère;
- Ss - le coefficient d'emmagasinement spécifique de l'aquifère;
- t - le temps depuis le début du pompage;
- R - la distance par rapport à l'axe du puits pompé.

Si on linéarise les deux équations par rapport à la fonction du temps, c'est à dire resp. le logarithme pour l'écoulement radial et le radical pour l'écoulement linéaire, elles deviennent:

$$\text{eq.1'} \quad s = \frac{Q}{4\pi K b} \left(\sqrt{t} - R \sqrt{\frac{\pi S_s}{4K}} \right)$$

$$\text{eq.2'} \quad s = \frac{Q}{Kbw} \sqrt{\frac{\pi S_s}{K}} \left(\sqrt{t} - R \sqrt{\frac{\pi S_s}{4K}} \right)$$

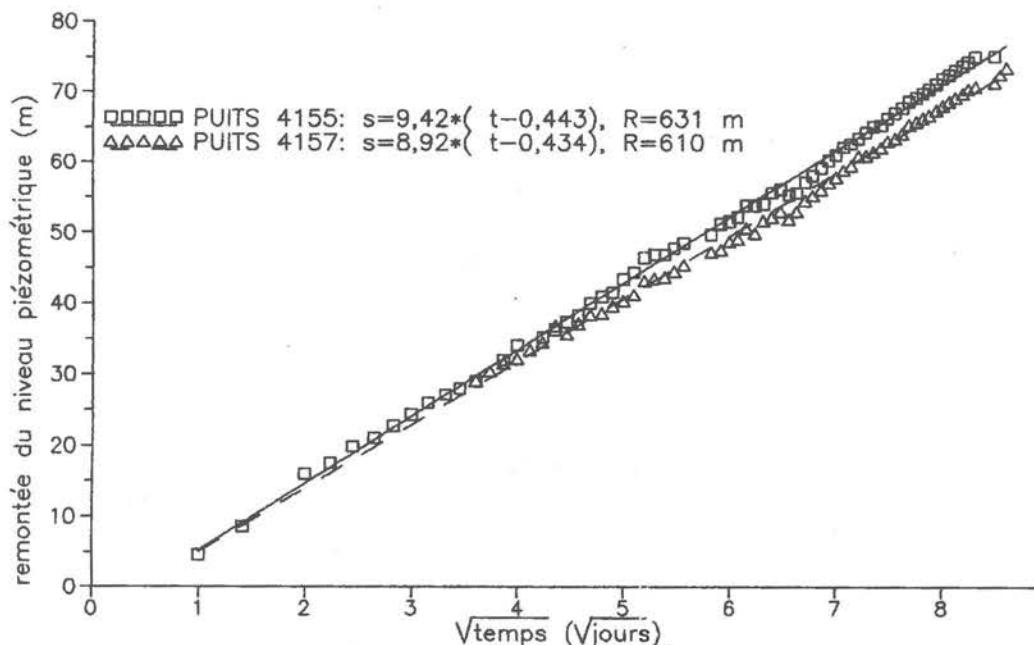


fig. 1 Analyse de la remontée du niveau piézométrique dans les puits d'observation.
Modèle découlement linéaire

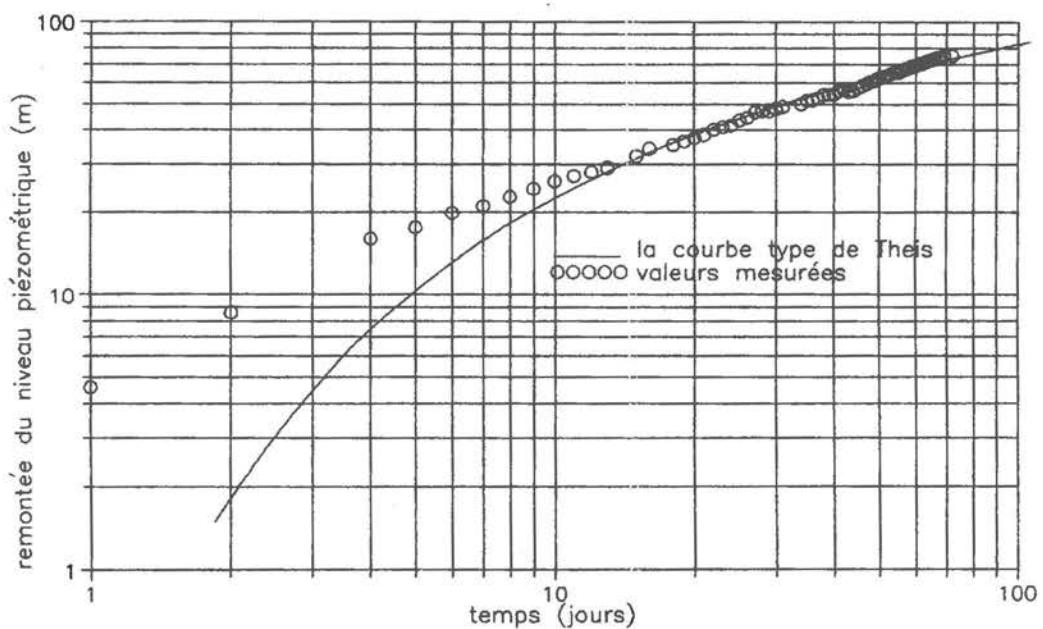


fig. 2 Analyse de la remontée du niveau piézométrique dans le puits 4155.
Modèle découlement radial

L'AQUIFERE CONSIDERE

Dans l'ouest de la Roumanie, à Bors, on extrait de l'eau géothermale des dolomies anisennes du socle de la Dépression Pannonienne, situées à des profondeurs de 2500 à 2800 m.

Les dépôts carbonatés de l'Anisien ont été déposés d'une manière transgressive, dans un milieu lagunaire, aux eaux hypersalines, où se sont accumulées des dolomies primaires, en alternance avec des calcaires de précipitation chimique et organogènes [PATRULIU et DRAGANESCU, 1970]. L'épaisseur de cette formation dans les puits productifs est de 100-150 m, se réduisant parfois jusqu'à 50 m.

Un seul puits "source", le 529, a fonctionné pendant les périodes prises en compte pour l'évaluation des paramètres de l'aquifère. Au début, pendant environ 2 années, on l'a utilisé pour l'extraction de l'eau géothermale. Durant cette période on a fait dans ce puits des mesures sporadiques du niveau piézométrique, pendant les remontées correspondant aux pauses d'extraction.

Ultérieurement le 529 a été transformé en puits d'injection. C'est pendant un essai d'injection, quand ce puits était le seul actif, qu'on a enregistré l'évolution des niveaux dans les puits d'observation 4155 et 4157, ce qui a permis une analyse des paramètres de l'aquifère.

L'ANALYSE DE L'EVOLUTION DES NIVEAUX DANS LES PUILTS

Une analyse des remontées des niveaux dans les puits 4155 et 4157 en fonction du radical du temps est indiquée en figure 1. En même temps, une analyse en fonction du logarithme du temps, en utilisant la courbe type de Theis, est indiquée en figure 2, pour le puits 4155 seulement (pour des raisons d'économie d'espace).

La bonne superposition des valeurs mesurées sur la courbe type pour le modèle linéaire indique que selon celui-ci on peut supposer l'existence d'un aquifère raisonnablement homogène. Par contre, le modèle radial doit prendre en compte un changement de propriétés de l'aquifère, intervenant à un rayon d'influence atteint après environ 14 jours depuis le début de l'injection.

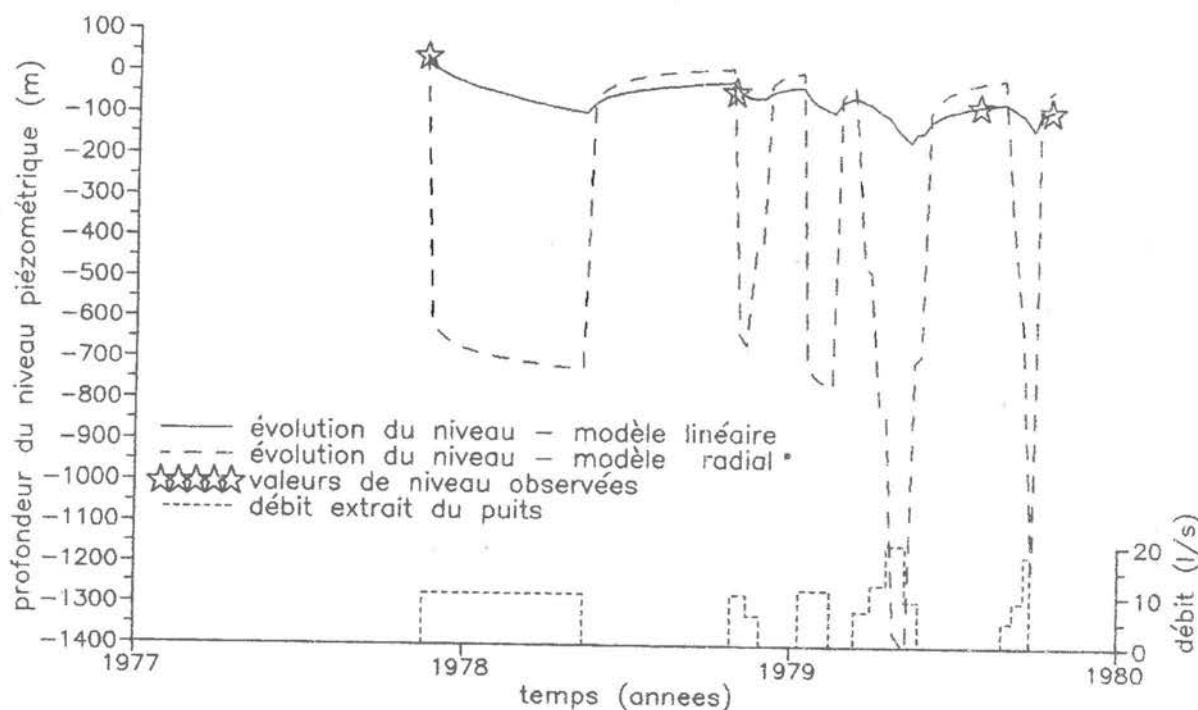


fig. 3

Évolutions simulées du niveau piézométrique dans le puits 529, comparées aux niveaux observés.

Avec les paramètres calculés par l'analyse des remontées, tant par le modèle linéaire que par le modèle radial, on a essayé d'obtenir des reconstitutions de l'évolution des niveaux dans le puits 529. Ces simulations ont pris en compte les débits réels extraits du puits pendant les deux années quand celui-ci a été utilisé à ce but (fig. 3).

Il est évident qu'en dépit du nombre réduit des valeurs mesurées, disponibles pour la comparaison avec les valeurs simulées, le modèle linéaire s'avère nettement plus approprié que le modèle radial.

INTERPRETATION DES RESULTATS

A partir du modèle linéaire, retenu comme le plus adéquat pour la description de l'aquifère dolomitique de Bors, ont été obtenus les paramètres du réservoir:

- produit entre la conductibilité hydraulique et la section d'écoulement, $K_{bw}=0.7 \text{ m}^3/\text{s}$;
- produit entre le coefficient d'emmagasinement spécifique et la section d'écoulement, $S_{bw} = 0.04 \text{ m}$.

On a essayé de plus de faire des déductions sur la nature des voies de circulation de l'eau dans l'aquifère. Dans ce but, on a tenu compte du fait que dès que le volume total d'eau refroidie injectée dans le puits 529 avait dépassé environ $2*10^6 \text{ m}^3$, la température de l'eau géothermale extraite par le puits 4155, situé à 631 m du puits d'injection, a commencé à baisser. Le modèle le plus simple qui décrit un tel processus admet que toute la chaleur reçue par le volume d'eau injectée avant le "perçement" thermique observé provient de l'eau et de la roche existantes à l'intérieur des voies d'écoulement.

$$\text{eq.3} \quad v\rho_w c_w = 2Rbw[\phi\rho_w c_w + (1-\phi)\rho_r c_r]$$

où

V - volume d'eau injectée avant que le "front" froid ait atteint (de chacune des 2 côtés à partir du puits d'injection) la distance R ;

$\rho_w c_w$ - capacité calorifique de l'eau;

c_r - capacité calorifique de la roche existant dans les voies d'écoulement;

ϕ - porosité de la roche existant dans les voies d'écoulement.

Puisqu'une partie de la chaleur reçue par l'eau injectée provient en réalité du massif situé autour des voies d'écoulement, l'équation (3) doit être remplacée par une inéquation:

$$\text{eq.4} \quad v\rho_w c_w > 2Rbw[\phi\rho_w c_w + (1-\phi)\rho_r c_r]$$

qui permet une estimation de la section de l'écoulement:

$$\text{eq.5} \quad bw < \frac{v}{2R \left[\frac{\rho_r c_r}{\rho_w c_w} + \left(1 - \frac{\rho_r c_r}{\rho_w c_w}\right) \phi \right]}$$

Introduisant les valeurs connues: $V = 2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, $R = 631 \text{ m}$, $p_r c_r / p_w c_w = 0.5$, il résulte:

$$\text{eq. 5'} \quad bw < \frac{3 \cdot 10^3}{1 + \phi} m^2$$

ou encore, tenant compte que ϕ peut varier entre 0 et 1, bw sera en tout cas plus petit que $3 \cdot 10^3 \text{ m}^2$.

De même, de l'expression du coefficient d'emmagasinement spécifique:

$$\text{eq. 6} \quad S_s = \rho_w g (\varepsilon_r + \phi \varepsilon_w)$$

- ρ_w - densité de l'eau;
- g - accélération de la pesanteur;
- ε_r - compressibilité de la roche;
- ε_w - compressibilité de l'eau;

$$\text{eq. 6'} \quad \varepsilon_r + \phi \varepsilon_w = \frac{S_s}{\rho_w g} = \frac{S_s bw}{\rho_w g bw}$$

on déduit:

Introduisant les valeurs connues: $S_s b_w = 0.04 \text{ m}$, $p_w \approx 10^3 \text{ kg/m}^3$, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, $b_w < 3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2$,

il résulte:

$$\text{eq. 6''} \quad \varepsilon_r + \phi \varepsilon_w > 1.4 \cdot 10^{-9} \frac{m^2}{N}$$

Puisque $\varepsilon_w \approx 4 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ et $0 < \phi < 1$, il résulte encore qu'en tout cas $\varepsilon_r > 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$.

Cette valeur élevée de la compressibilité de la roche existant dans les voies d'écoulement semble indiquer qu'il ne s'agit pas de dolomie "saine", mais probablement d'un remplissage contenu dans un paléokarst.

BIBLIOGRAPHIE

Barker J.A. (1988): A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. Water Resour. Res. 24(10), 1796-1804

Patrulius D. et Dragănescu A. (1970): Corelarea stratigrafică a depozitelor pretortoniene din partea de nord-est a Depresiunii Panonice. Raport Inst. de Géol. et Géoph. de Bucarest.

WASSERWIRTSCHAFTLICHE BEDEUTUNG VON KALK- UND DOLOMITKARST

KARST WATER RESOURCES IN LIMESTONES AND DOLOMITES LES RESSOURCES EN EAU DANS LES CALCAIRES ET LES DOLOMIES

Bernd KRAUTHAUSEN, FSCE
Rheinstr. 1a
D-6729 NEUBURG

ABSTRACT

One fifth of the population of our planet uses karstwater for its basic needs. Because of their occurrence and of the recharge abilities of carbonatic rocks - which is the highest among all aquiferous rocks- the waters from karst areas represent the most important groundwater reserve for the future, especially in Third-World countries with missing or small or seasonal rainfall rates.

In contrast to these positive effects of underground water storage the following risks must be mentioned:

- high flow velocities ($>10 < 1000$ m/h)
- large, often unknown catchment areas, which might change during time
- missing or little screening or filtration effects
- risks of natural and/or manmade contamination
- risks of unsufficient water quality due to natural conditions or due to excessive yields.

Pure limestone areas are more seriously affected by these risks, whereas dolomite karst seems to show better conditions. The research of these effects and the fact that in nature we will often find interfingerings of both types of carbonatic rocks will often allow water management.

For this purpose the SPELEOLOGICAL FEDERATION OF THE EUROPEAN COMMUNITY (S.F.C.E.) is trying to elaborate a project on:

- inventarization and
- protection of karst water resources
- evaluation of possibilities of water management.

RESUME

Environ 20% de la population mondiale sont approvisionnés en eau sur la base des eaux du karst. L'extension des régions karstiques et le taux de renouvellement des eaux souterraines, qui est le plus élevé parmi toutes les roches aquifères, donnent une importance primordiale à cette ressource en eau, surtout pour les régions de faible pluviométrie ou de pluviométrie saisonnière. En regard des aspects positifs du bilan hydrique, n'oublions pas les risques suivants:

- les vitesses d'écoulement souterrain de l'ordre de 10 à 1000 m/h
- les zones d'alimentation élargies, dont les variations dans le temps et dans l'espace sont inconnues
- une filtration faible ou manquante
- des risques de contamination
- un impact négatif sur la qualité des eaux en cas de situation géologique défavorable ou en cas de surexploitation.

Ces facteurs limitants sont plus prononcés dans les calcaires que dans les dolomies. La reconnaissance du système ainsi que le fait que les calcaires et les dolomies s'imbriquent souvent, permet une gestion des eaux du karst.

La FEDERATION SPELEOLOGIQUE DE LA COMMUNAUTE EUROPEENNE (SFCE) a initié un projet, qui s'occupe de l'évaluation, de l'inventaire, de la protection et des possibilités d'une gestion des eaux souterraines du karst.

ZUSAMMENFASSUNG

Rund 1/5 der Weltbevölkerung bezieht seine Trink- und Brauchwasserreserven aus Karstgebieten. Aufgrund ihrer Verbreitung und der von allen Gesteinsarten höchsten Grundwasserneubildungsrate repräsentieren Karstwässer die zukünftige Wasserreserve schlechthin. Dies gilt besonders auch für Entwicklungs- und Schwellenländer mit geringen oder stark saisonal verteilten Niederschlägen.

Den positiv auf die Wasserbilanz zu wertenden Besonderheiten der Karstentwässer stehen folgende Riskofaktoren gegenüber:

- hohe Abstands- bzw. Durchlaufgeschwindigkeiten ($>10 <1000 \text{ m/h}$)
- grosse, oft unbekannte und zeitlich verschiedene Einzugs- bzw. Schutzgebiete
- fehlende oder geringe Filterwirkung des Untergrundes
- Kontaminationsgefahren
- Wasserqualität bei geologisch ungünstigen Randbedingungen
- Wasserqualität bei Ueberbeanspruchung.

Diese negativen Faktoren sind im Kalkkarst stärker ausgebildet als im Dolomitkarst. Die Erforschung der Zusammenhänge und das verbreitete räumliche Nebeneinander der beiden Karbonatgesteine bietet sich daher für eine (Karstgrund-) Wasserbewirtschaftung an.

Hierzu ist ein von der SPELAEOLOGISCHEN FOEDERATION DER EUROPAEISCHEN GEMEINSCHAFT (F.S.C.E.) initiiertes Projekt in Vorbereitung:

- Erfassung und
- Schutz der Karstwasserreserven
- Möglichkeiten der Wasserbewirtschaftung

EINLEITUNG

Grundwasser ist weltweit eine zunehmend knapper werdende und daher schützenswerte Naturressource. Anhand von Daten aus dem mitteleuropäischen Raum soll die Bedeutung von Karbonat-karstgebieten (i.S. von Kalk- und Dolomitkarst) für die derzeitige und zukünftige Wasserversorgung dargestellt werden. Abschliessend werden einige hydrogeologisch-wasserwirtschaftlich bedeutsame Eigenschaften der vielfach nebeneinander vorkommenden Kalk und Dolomite qualitativ verglichen.

MENGEN, VERBRAUCH, VERFÜGBARKEIT VON GRUNDWASSER IN KARTS- UND NICHTVERKARSTUNGSFÄHIGEN GESTEINEN

Rund ein Fünftel der Weltbevölkerung bezieht sein Brauch- und Trinkwasser aus Karstwasservorkommen. In Europa (vgl. Abb. 1: Verbreitung der Karstgesteine) sind Karstgebiete vor allem im circummediterranen Gürtel (meso- und känozoische Kalke), in den alpidischen Gebirgen (vorwiegend mesozoische Karbonatgesteine) und den varizischen Gebirgen (paläozoische Kalke) verbreitet. Am Beispiel Österreichs kann gezeigt werden, dass die grossen Städte Wien, Innsbruck, Salzburg und, geplant, auch Linz, mithin ca. die Hälfte der Landesbevölkerung, durch Karstwasser versorgt werden.

Für das Gebiet der Bundesrepublik (ohne Neue Bundesländer; Stand 1962) stehen nach CLODIUS (1963) bei einer durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsrate von rd. 800 mm (= 100%) für die Grundwasserneubildung 14 % zur Verfügung. Aufgrund der ganzjährigen Verteilung der Niederschläge ist dies ein günstiger Wert, der in Gebieten mit vorwiegend saisonaler Niederschlagsverteilung nicht erreicht wird.



fig. 1

Karstgebiete Europas

Von der somit verfügbaren Grundwassermenge werden rd. 25 % (= 3,5 % des jährlichen Niederschlags) zur Wasserversorgung genutzt. Der Rest ist häufig der Nutzung entzogen, da er vielfach als Haftwasser in bindigen Böden gebunden ist oder als Porenwasser in gering-durchlässigen Lockergesteinen technisch-wirtschaftlich nicht gewonnen werden kann.

In Karstgebieten liegt die Grundwasserneubildungsrate signifikant höher als in allen anderen Gesteinen.

Grundwasserneubildungsraten (u.a. nach HÖLTING 1989)

Gestein	Grundwasserneubildung	
	l/s x km ²	%
vorwiegend rollige Gesteine in der Norddeutschen Tiefebene, Flusstälem	4.9 - 8.8	20 - 36
gut durchlässige Festgesteine, Sandsteine, Quarzite, Basalte	1.9 - 5.2	i.M. 20
gering durchlässige Gesteine vorwiegend Kluftaquifere im Kristallin und paläoz. Sedimenten ohne Karbonatgesteine und wie oben	0.6 - 3.0	5 - 15
Jurakalke der Schwäbischen Alb	15.5	59
Ungarische Karstgebiete (n. Kessler 1965)		42
Triadische Dolomite der N.-Kalkalpen		57 - 73

tab. 1

Die regionale Bedeutung der Karstwasservorkommen hängt von der Verbreitung der Karstgesteine ab. In SW-Deutschland (Bereich Schwarzwald, Neckargebiet, Albvorland, Schwäbische Alb, Donaugebiet) beträgt der Anteil der Karstgesteine ca. 35 %. Diesem steht etwa das Doppelte im Anteil an der Gesamtgrundwasserneubildung gegenüber.

Anteil an der Grundwasserneubildung in SW-Deutschland

Lockergesteine	10%
Verwitterungszone und Kluftwasser in nichtverkarstungsfähigen Gesteinen	19%
Karstgesteine (Muschelkalk und Jura)	70%

tab. 2

Die wasserwirtschaftliche Bedeutung der Karstgebiete liegt in der gegenüber allen anderen Gesteinen um den Faktor 2 bis 3 höheren Infiltrations- und Grundwasserneubildungsrate. Hinzu kommt ein je nach Verkarstungs- bzw. Zerklüftungsgrad unterschiedliches, i.allg. aber hohes Speichervolumen.

Demgegenüber sind folgende wasserwirtschaftlichen Risiken zu erwähnen :

- hohe Fließgeschwindigkeiten (i.M. $>10 - <1000$ m/h),
- geringe bis fehlende Filterwirkung,
- ausgedehnte, oft unbekannte oder zeitlich veränderliche Einzugsgebiete,
- z.T. stark schwankende saisonale Ergiebigkeiten,
- man-made oder natürliche Kontaminationsgefahr.

Mit zunehmender Verknappung der Grundwasserreserven bei gleichzeitig steigendem Bedarf werden die Karstwasservorkommen in Zukunft eine besondere Wichtigkeit in Bezug auf Wasserverfügbarkeit und Quantitäten erlangen. Wegen der vorstehend erwähnten qualitativen Risiken ist es daher unumgänglich, für Karstgebiete besonders strenge und wirksame Schutzmassnahmen vorzusehen.

KALK- UND DOLOMITKARST

In der Natur kommen die beiden verbreitetsten verkarstungsfähigen Gesteine, Kalk (CaCO_3) bzw. Dolomit ($\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$), häufig in engem räumlichem Kontakt bzw. in allen Übergängen vor. Aufgrund der hydraulisch-hydrogeologischen Unterschiede, wie sie in nachfolgender Tab. 3 qualitativ-allgemein aufgelistet sind, ergeben sich Perspektiven möglicher Wasserbewirtschaftung, um die jeweiligen Vor- und Nachteile auszugleichen bzw. vorstehende Risiken abzumindern und zu beherrschen.

Hieraus ist erkennbar, dass die unterirdische Entwässerung im Dolomitkarst eine Stellung zwischen dem hochverkarstungsfähigen Kalkkarst und den nicht verkarstungsfähigen, aber wasserführenden Festgesteinen einnimmt. Einige der wasserwirtschaftlich ungünstigen Eigenschaften der reinen Kalkkarstentwässerung sind im Dolomit geringer ausgeprägt; dabei

Einige hydrogeologische Eigenschaften von Kalk und Dolomit

Eigenschaft	Kalk	Dolomit
Lösungsfähigkeit	hoch	gering
Durchklüftung	gering (dm - m)	hoch (mm - cm)
Porosität	fehlend-gering	z.T. vorhanden
Abfluß	linear (Karst-) + Kluftaquifer saisonal stark schwankend	Kluftaquifer ausgeglichen
Abflußgeschwindigkeit	hoch (>10 -1000m/h)	gering (cm - m/h)
Durchsatzgeschw.	hoch (h- 10 a)	gering (a - 103a)
Infiltration	sehr hoch (>50%)	mittel (> 30%)
Filterwirkung	schlecht	gut
Speichervolumen	hoch	mittel - hoch
Einzugsgebiet	oft unbestimmt zeitlich wechselnd	definierbar gleichbleibend
Kontaminations-gefährdung	hoch	mittel
Gewinnbarkeit über Quellen:	gut	schlecht
über Brunnen:	mittel (Fehlbg.)	gut

tab. 3

bleibt jedoch die Wasserbilanz weiterhin von wasserwirtschaftlichem Interesse.

In Gebieten, in denen Dolomit- und Kalkgesteine gemeinsam und in Kontakt miteinander vorkommen, lässt sich je nach hydraulischer Gegebenheit ein Zufluss von Karstwässern entsprechend dem jeweils herrschenden Gradienten von dem einen in den anderen Gesteinsbereich hinein beobachten. Im allgemeinen erfolgt der Zufluss vom Dolomit- in den zumindest zeitweise tiefer abgesenkten und als unterirdische Vorflut dienenden Kalkkarst hinein. Durch künstliche Absenkung liesse sich jedoch die Fließrichtung umkehren, und somit die grosse Kalkkarstreserve in Teilen über den wasserwirtschaftlich günstigeren Dolomitkarst anzapfen. Umgekehrt können aber auch in diesen Gebieten durch Verstärkung des hydraulischen Gradienten Zuflüsse aus dem Dolomitkarst in den Kalkkarst provoziert werden, um somit stärkere Dauer- bzw. Langzeitentnahmen sicherzustellen.

L'INTRUSION MARINE DANS L'AQUIFERE CARBONATE D'AGUADULCE (ALMERIA, ESPAGNE)

A. PULIDO-BOSCH*, L. MOLINA*, F. NAVARRETE*, A. VALLEJOS*, A. PADILLA*,
J.L. MARTINEZ-VIDAL**, D. CERVANTES**, M.D. GIL** et A. PALLARES***

- * Département de Géodynamique et UGM, Université de Grenade et C.S.I.C. 18071 - Grenade (Espagne)
- ** Département de Chimie Analytique, Campus Universitario de Almeria (Espagne)
- *** IARA, Delegacion de Almeria. Hermanos Machado, 4.04071 - Almeria (Espagne)

ABSTRACT

The hydrological unit of Aquadulce is foremost composed of dolomites and triassic limestones which belong to the Gador and Felix formations; below the carbonated rocks one can find low permeable metapelites; the sea forms the east border of the unit, where the main discharge point lies, and which gave the region the name of Aguadulce (sweet water). A continuous deterioration of the underground waters was caused by intensive pumping from the beginning of the sixties on (70-120 l/s); big conoïdes appeared in the piezometric niveau, and today they reach down more than 20 m below the surface of the sea. From 1986 on research was undertaken, measuring the piezometric evolution, establishing a hydrogeochemical control net, logging the conductivity of the water during sondings, prospecting the electrical geophysical properties etc.; these studies allowed to know more about the spatial and temporal evolution of the parameters that are characteristic for a sea-water intrusion.

RESUME

L'unité hydrogéologique d'Aguadulce est essentiellement constituée de dolomies et de calcaires triassiques qui appartiennent aux nappes de Gador et Felix; sous les matériaux carbonatés se trouvent des métapélites à faible perméabilité; le bord oriental de l'unité est constitué par la mer, qui était le point principal de décharge, d'où le nom d'Aguadulce (eau douce). L'exploitation intensive des eaux souterraines du début des années soixante par des forages à grand rendement (70-120 l/s) a provoqué une détérioration progressive de la qualité des eaux, suite à l'apparition de grands conoïdes dans le niveau piézométrique, qui actuellement, atteignent plus de 20 m sous le niveau de la mer. Les études menées dans le secteur depuis 1986 - évolution piézométrique, réseau de contrôle hydrogéo chimique, enregistrement de la conductivité de l'eau dans les sondages, prospection géophysique électrique, etc.- ont permis de connaître l'évolution spatiale et temporelle des paramètres caractérisant les processus d'invasion marine.

ZUSAMMENFASSUNG

Die hydrogeologische Einheit von Aguadulce besteht hauptsächlich aus Dolomit und triassischem Kalk, welche zu den Ablagerungen von Gador und Felix gehören; unter dem Karbonatgestein befinden sich wenig durchlässige Metapeliten. Das Meer bildet den östlichen Rand der Einheit; dort befand sich auch der Hauptausfluss, welcher dem Gebiet den Namen Aguadulce (Süßwasser) gab. Die intensive Nutzung der unterirdischen Gewässer durch starkes Abpumpen (70-120 l/s) ab Beginn der sechziger Jahre führte zu einer fortschreitenden Verschlechterung der Wasserqualität, als Folge der Bildung von grossen Conoïden im piezometrischen Niveau; diese reichen im Moment bis zu 20 m unter den Meeresspiegel hinab. Die seit 1986 durchgeföhrten Messungen - piezometrische Entwicklung, hydrogeochemisches Kontrollnetz, Wasserkonduktivität während den Sondierungen, elektrisch-geophysikalische Prospektion, etc.- geben ein Bild über die räumliche und zeitliche Entwicklung der Parameter, welche charakteristisch für ein Eindringen des Meerwassers sind.

INTRODUCTION

Le Campo de Dalias se situe à l'extrême orientale de l'Andalousie (Espagne) et à l'ouest de la baie d'Almeria (figure 1): il occupe environ 330 km². Il présente un relief relativement doux, entre le pied de Sierra de Gador et la mer Méditerranée. Du point de vue géologique, la zone d'étude se trouve dans les Zones Internes des Cordillères Bétiques. Les matériaux les plus anciens qui affleurent appartiennent à deux ensembles d'unités alpujarrides: Nappe de Lujar (Gador) et Nappe de Murtas (Felix). Les unités de la nappe de Lujar sont constituées par des phyllites, à la base, avec des intercalations de quartzites de couleurs bleutées; la transition de cet ensemble inférieur vers le niveau calcreo-dolomitique supérieur se fait habituellement au moyen de niveaux de calcoschistes et de calcaires marneux, avec quelques intercalations dolomitiques; le niveau supérieur de la série est dolomitique avec prédominance de calcaires vers le toit; on ne connaît pas exactement sa puissance, bien que probablement elle dépasse 1000 m; l'âge de ce dernier niveau est Trias moyen-supérieur. Dans la nappe de Felix, ainsi que dans celle de Gador, il existe un niveau basal métapellitique et un autre supérieur carbonaté; celui-ci présente une puissance inférieure à celui de Gador, normalement moins de 100 m.

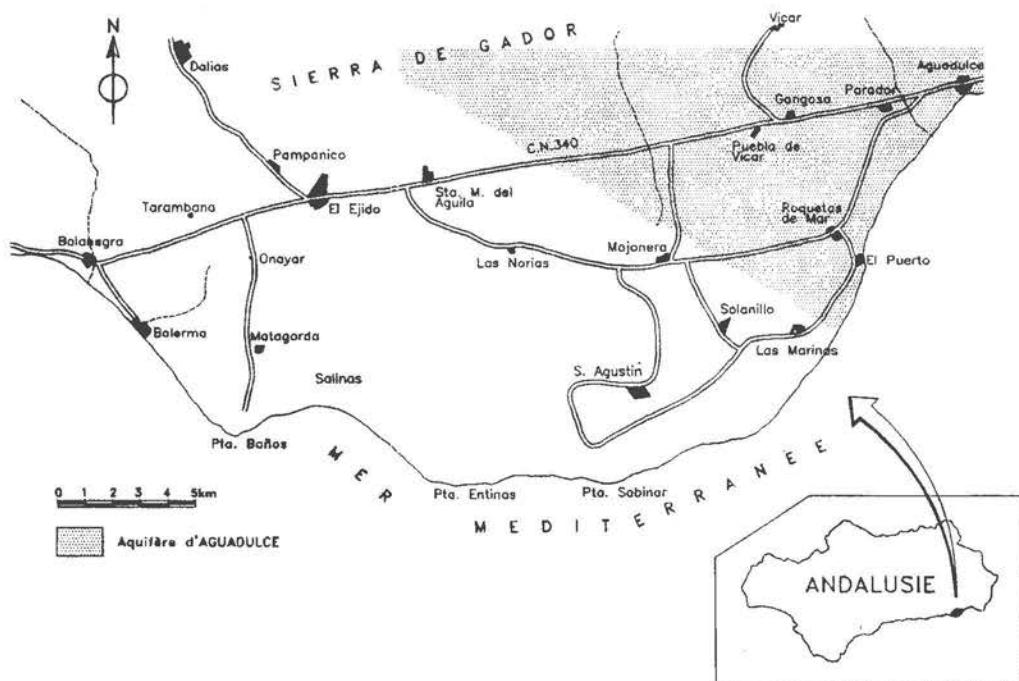


fig. 1 Situation du Campo de Dalias et de l'unité d'Aguadulce.

On ne connaît pas de dépôts dans la zone dont l'âge soit compris entre le Trias supérieur et le Miocène. Les matériaux du Miocène supérieur affleurent de façon discontinue le long du bord de la Sierra de Gador sur les deux nappes et, aux alentours de Vicar, sur des roches volcaniques ou des conglomérats à cailloux volcaniques d'âge Tortonien. La série Tortonienne-Andalouse est constituée par des dolomictites à teneur variable en éléments détritiques; son épaisseur peut dépasser 100 m.

Les matériaux pliocènes sont formés par un conglomérat basal, sur lequel s'est déposée une puissante formation marneuse, qui à certains endroits peut dépasser 700 m d'épaisseur; vers le toit dominent des calcarénites qui atteignent environ 100 m de puissance. Une grande partie du secteur étudié est occupée par des cônes de déjection qui se développent dans le con-

tact de la Sierra de Gador; de plus, il existe des dépôts limoneux et marneux en rapport avec des salines et des sédiments de plages anciennes (FOURNIGUET, 1977) et d'autres récentes, qui bordent le littoral actuel.

Dans cette contrée trois unités hydrogéologiques sont définies (PULIDO BOSCH et al., 1989 a): aquifères d'Aguadulce, de Balanegra et de Balerma-Las Marinas. Dans ce travail nous allons étudier les processus d'intrusion marine dans le premier d'entre eux.

CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES

L'aquifère carbonaté d'Aguadulce présente une grande complexité tectonique et a une géométrie peu connue en détail. Dans les unités de la nappe de Lujar, les phyllites, les quarzites, le niveau calcoschisteux et les calcaires marneux de la base ont un comportement aquiclude; la série carbonatée, formée par des calcaires et des dolomies, se comporte en tant qu'aquifère par fissuration et karstification. Les matériaux de la nappe de Murtas ont un comportement hydrogéologique semblable aux précédents. La série miocène est constituée fondamentalement par des calcarénites (dolomictites) à comportement aquifère. La puissante série marneuse pliocène a un comportement comme aquiclude et les calcarénites qui culminent la série de cet âge ont un comportement aquifère. Parmi les matériaux quaternaires qui affleurent dans ce secteur du Campo de Dalias, les graviers avec sables et matériaux fins, qui constituent les cônes de déjection, ont un comportement aquifère.

La complexité géométrique et structurale mentionnée rend possible que dans des coupes verticales se succèdent plusieurs formations aquifères séparées par autant d'autres à plus faible perméabilité, donnant lieu à un vrai système multicouche, bien que, latéralement, plusieurs d'entre elles puissent se coincer. De ce fait, dans l'aquifère d'Aguadulce on pourrait arriver à différencier trois sous-systèmes, qui seraient les suivants (NAVARRETE, 1992): Le sous-système inférieur, constitué par les matériaux carbonatés de Gador et, probablement les calcarénites miocènes. Les captages peuvent pomper plus de 100 l/s avec des rabattements très réduits. Le sous-système intermédiaire, de géométrie complexe; il existe là où le niveau détritique de Felix, éventuellement couvert par les calcarénites miocènes, se trouve individualisé de celui de Gador par un niveau basal métapellitique et du sous-système supérieur par les marnes pliocènes. Le sous-système supérieur, constitué par les calcarénites pliocènes et les dépôts perméables plus récents. Les captages exploitent des débits de quelques dizaines de l/s avec plusieurs mètres de rabattement.

Depuis 1977 l'existence de niveaux piézométriques sous le niveau de la mer a été mise en évidence et, en 1984, on observe un grand conoïde central qui atteint des valeurs de -20 m (THAUVIN, 1986). A partir des mesures que nous avons réalisées en 1986, on observe une situation semblable; en 1988, il existe deux grands conoïdes, avec des valeurs minimales de -15 m en mai et de -20 m en septembre. En octobre 1989, la surface occupée par le conoïde, avec des cotes sous le niveau de la mer est encore plus grande, et on mesure des valeurs de -15 m (PULIDO BOSCH et al., 1989 b et 1991). Cette situation se maintient en 1990 et 1991 (figure 2).

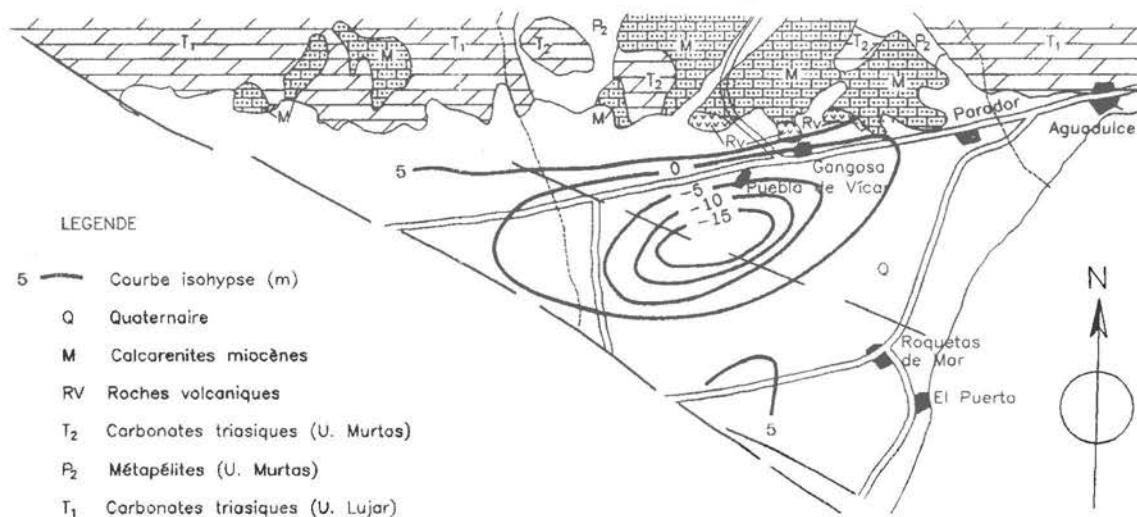


fig.2 Situation du Campo de Dalias et de l'unité d'Aguadulce.

Ceci est dû à la surexploitation continue à laquelle a été soumise cette unité hydrogéologique depuis que, dans les années soixante, commença la grande transformation agricole du secteur, actuellement spécialisée dans les cultures sous plastique, dans une zone qui dispose du plus grand nombre d'heures d'insolation en Europe; le climat de la zone est semi-aride. Cependant, en régime naturel, l'ensemble devait présenter un seul niveau piézométrique, avec l'émergence principale située au bord de la mer, dans le village d'Aguadulce (Eau douce), ce qui justifierait son nom.

D'autre part, les pompages élevés effectués dans les niveaux les plus transmissifs ont pu individualiser des niveaux aquifères dans la même verticale, dont le résultat serait l'entassement de formations aquifères multilibres à drainages différents le long des parois des forages et/ou à travers les lits semiconfinants.

Des estimations de bilan hydrique ont été réalisées (ITGE, 1989) pour l'ensemble de l'unité d'Aguadulce, pour l'année 1989-90; les entrées atteignaient 62,5 hm³ et les sorties 75,3 hm³, ce qui implique une exploitation des réserves de 13 hm³. Ces chiffres, bien qu'orientatifs, mettent en évidence qu'il existe un déséquilibre entre entrées et sorties, qui se traduit par la descente continue de niveaux piézométriques, vidange des réserves et pénétration de l'eau de mer.

CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX

Pour la caractérisation hydrogéochimique initiale du secteur nordoriental du Campo on a réalisé deux échantillonnages semestriels au cours de 1986, l'un en mai et l'autre en novembre, et un troisième en mai 1987, sur un réseau de 98 points aquifères (PULIDO BOSCH et al., 1988 a et 1989 b; MOLINA, 1989). Avec cette périodicité on a mesuré in situ pH et tem-

pérature et on a déterminé en laboratoire les ions Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et K^+ , afin de connaître les variations spatiales. De même, pour étudier l'évolution temporelle des différents paramètres on a établi un réseau d'échantillonnage mensuel avec 14 points d'eau, dans lequel, en plus des paramètres cités auparavant, on a déterminé Br^- , F^- , Sr^{2+} , NH_4^+ et Li^+ . A partir des données hydrochimiques obtenues et avec l'appui de la méthode de validation croisée, les réseaux semestriel et mensuel ont été réduits à 48 et 7 points aquifères, respectivement (PULIDO BOSCH et al., 1988 b; CHICA et al., 1989). Sur ces points on a continué la détermination des paramètres cités, au cours de la période 1988-1991.

Les eaux étudiées présentent une valeur moyenne de température de 22,2 °C. Le rang de valeurs de conductivité varie entre 400 et 33.000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$; la valeur moyenne est de 3.850 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. Les valeurs les plus basses correspondent à des sondages situés au pied de Sierra de Gador, et les plus élevées, à des piézomètres pour le contrôle de l'interface, situés près de la côte.

Etant donné l'existence d'une grande variété de formations dans l'unité, on détecte des teneurs en sels très différentes dans leurs eaux. Les eaux qui sont en rapport avec les matériaux les plus transmissifs (dolomies de Gador, calcarénites miocènes, niveau carbonaté de Felix) présentent une teneur totale en sels dissous inférieure en général à 750 mg.l^{-1} , et faciès bicarbonaté calco-magnésienne. En rapport avec les matériaux pliocènes, de valeur de transmissivité plus faible et donc à écoulement beaucoup plus lent, les eaux présentent une teneur en sels plus élevée, croissant dans le sens de l'écoulement souterrain. Vers le bord marin, où il existe des secteurs avec des salines et des dépôts quaternaires limoneux saturés en eaux saumâtres, la concentration en sels de l'eau augmente encore davantage, et arrive à avoir un faciès chloruré sodique. Ceci a dû être la distribution originale des faciès, qui s'est vue modifiée par secteur dû à l'influence d'autres processus, comme l'intrusion marine provoquée par les pompages intensifs. Les eaux de faciès chloruré prédominent nettement (80 % des points). Dans le reste des points le faciès bicarbonaté ou mixte domine (figure 3).

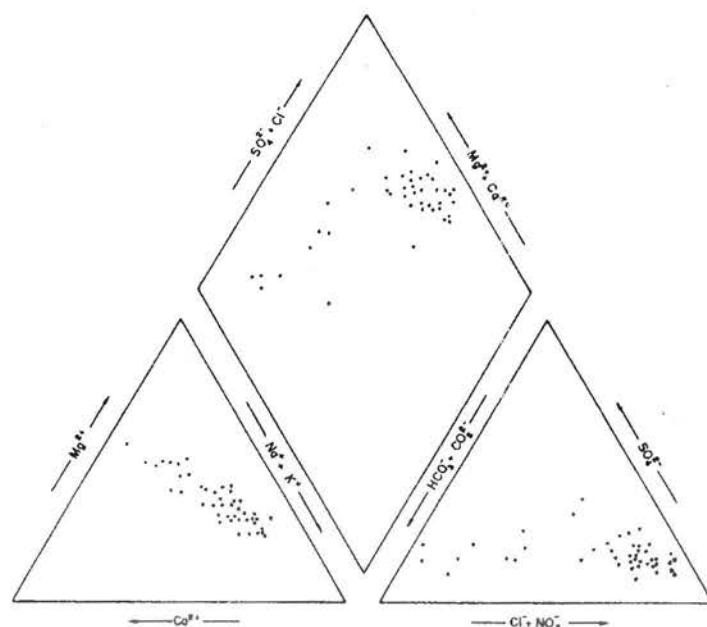


fig. 3

Représentation des proportions ioniques des eaux de l'aquifère d'Aguadulce (octobre 1991).

LES PROCESSUS D'INTRUSION MARINE

Sur les cartes de distribution spatiale les valeurs de conductivité et de contenu en ions chlorure, élaborées à partir des six dernières années d'échantillonnage, on observe que les valeurs les plus faibles se situent au pied de la Sierra de Gador et augmentent vers la côte; dans le secteur central il existe un seuil de direction NE-SW où l'on mesure des valeurs plus élevées, qui coïncide avec une batterie de sondages qui supportent une exploitation proche de 13 hm³/an, pour l'approvisionnement à la ville d'Almeria (ITGE, 1991).

L'évolution mensuelle des valeurs de ces paramètres (figure 4), dans les points aquifères du réseau, montre une augmentation presque continue pendant les années de cette étude. Cela montre des indices d'intrusion marine provoquée par la grande exploitation à laquelle a été soumis l'aquifère. Pour confirmer cette supposition on a réalisé plusieurs études:

- Préparation d'un réseau d'échantillonnage à périodicité journalière, constitué par six sondages, avec détermination de conductivité électrique et teneur en ion Cl⁻; celui-ci pourrait servir à détecter des processus rapides d'intrusion marine. On observe une augmentation généralisée des valeurs de ces paramètres au cours de la période de contrôle, dans de nombreux points.
- Réalisation de logs verticaux de conductivité et de température dans huit piézomètres pour

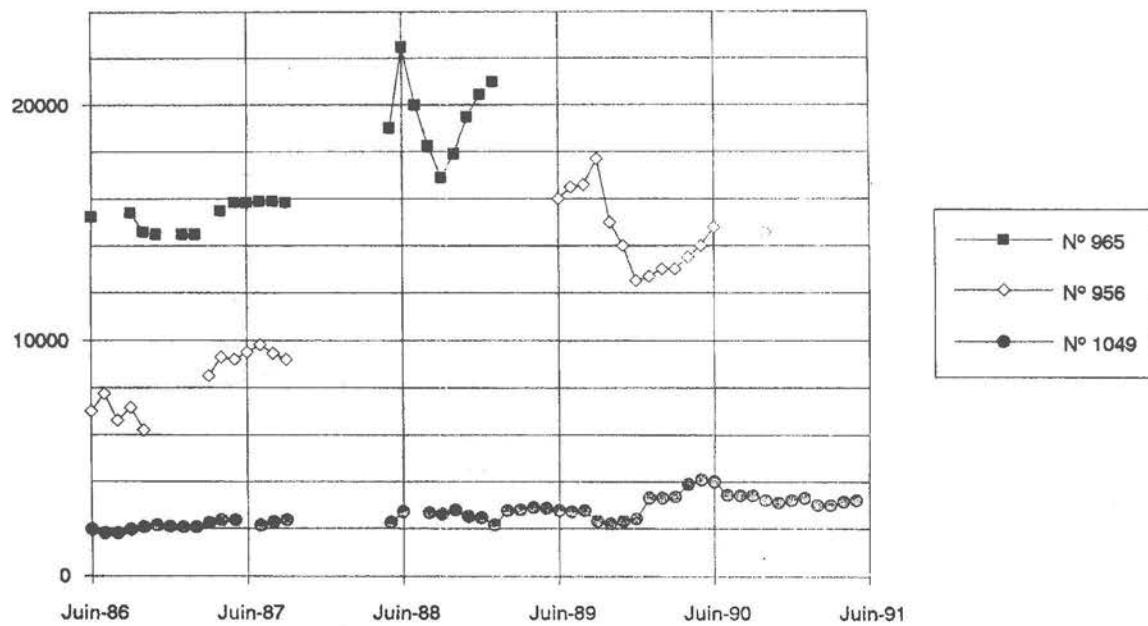


fig. 4

Evolution de la conductivité électrique dans trois points d'eau de l'aquifère d'Aguadulce.

le contrôle de l'évolution de l'interface. Dans certains d'entre eux on a détecté la présence d'eau saumâtre et l'on a observé l'avancement du coin salin dans le log suivant (figure 5).

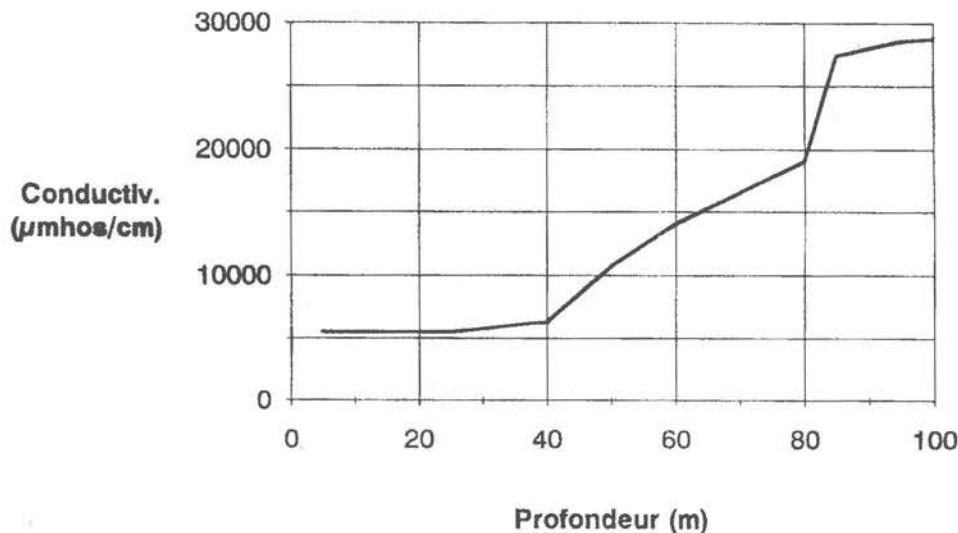


fig. 5

Log vertical de conductivité électrique dans le piézomètre n° 1132 (décembre 1986).

- L'étude des rapports ioniques $r\text{Ca}^{2+} / r\text{Mg}^{2+}$, $r\text{SO}_4^{2-} / r\text{Cl}^-$ et $r\text{Cl}^- / r\text{HCO}_3^-$ (PULIDO BOSCH et al., 1989 a) fournit des informations concernant les processus d'intrusion marine.

- Deux profils de résistivité, tracés avec les données des 8 SE (figure 6) ont été réalisés; on observa une diminution généralisée des valeurs de la résistivité depuis l'intérieur du continent vers la mer et de la surface en profondeur. Dans le profil III, sous le SE 11, situé à environ 3 km du littoral, on détecta l'existence d'un conducteur à faible profondeur, interprété comme un cône salin en rapport avec les pompages intensifs sur les sondages de ce secteur. Sous le SE 12, plus proche de la mer, par contre, le conducteur se détecta à une profondeur plus élevée (environ 75 m). Sur le profil IV et sous le SE 15, on peut observer un schéma semblable au profil III, avec existence d'un cône salin dont le sommet se trouverait à 50 m de profondeur.

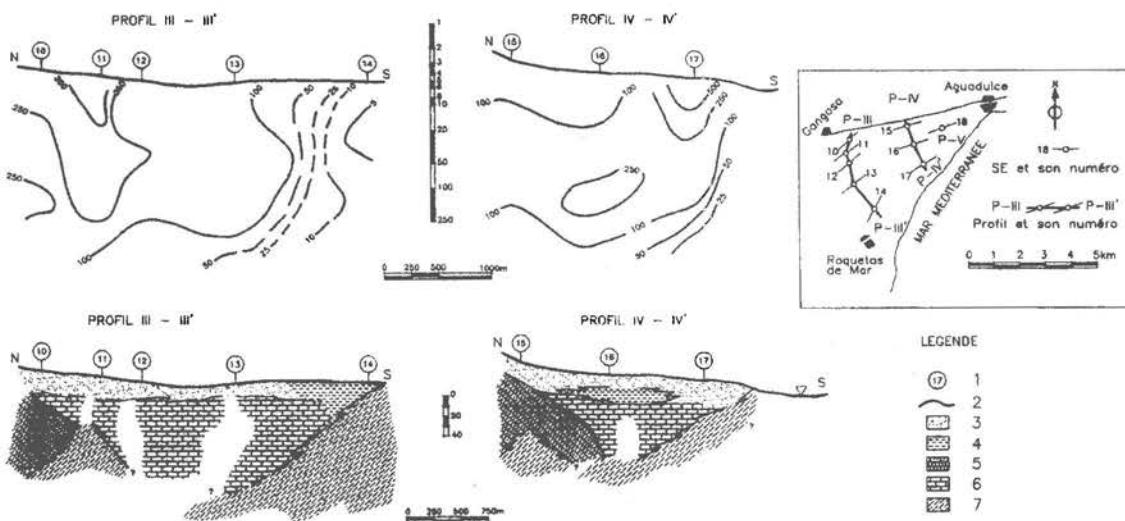


fig. 6

Profils de résistivité et leur interprétation géologique (juin 1987). 1: SE et son numéro; 2: courbe d'isorésistivité (snm); 3: graviers et sables, essentiellement; 4: argiles et/ou marnes; 5: calcarénites pliocènes (?); 6: idem miocènes; 7: matériaux saturés en eaux saumâtres.

ETUDE DES IONS MINORITAIRES

On a analysé les ions lithium et strontium dans l'échantillonnage d'octobre 1991. Le premier a été déterminé par spectrophotométrie à émission atomique à flamme air-acétylène, au moyen d'aspiration directe à 670,8 nm. La limite de détermination de la méthode est de 50 $\mu\text{g.l}^{-1}$ et l'écart type relatif de 5 %; de même, le strontium a été déterminé par absorption atomique en flamme à air acétylène par aspiration de l'échantillon; la mesure de l'absorption de la radiation de la lampe est de 0,1 $\mu\text{g.l}^{-1}$ et l'écart type relatif de 1 %

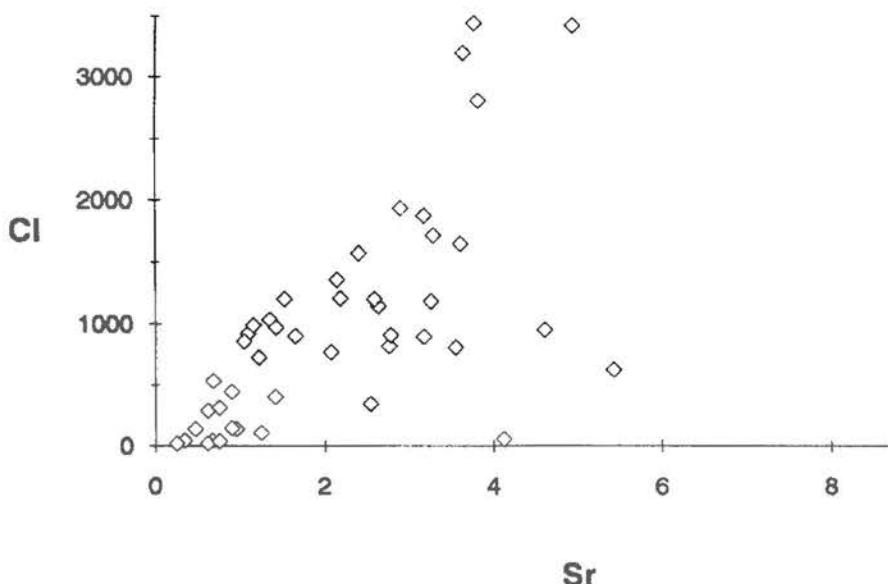


fig. 7

Teneur Cl^- versus Sr^{2+} (octobre 1991).

Le rang de concentration déterminé par l'ion Sr^{2+} dans l'aquifère est compris entre 0.34 et 9.73 mg.l^{-1} . Sa corrélation avec l'ion chlorure est de 0.6, ce qui indique qu'il n'existe pas une grande interdépendance; le Sr n'est probablement pas totalement lié à l'eau de mer, mais il peut avoir d'autres origines comme peuvent être: écoulements profonds qui donnent lieu à des échanges ioniques, phénomènes de précipitation chimique, ou lixiviation de matériaux salins miocènes et pliocènes, mal lavés, etc... Le rapport $r\text{Sr}^{2+}/r\text{Cl}^-$ varie dans l'aquifère entre 0 et 147×10^{-4} ; sa valeur en eau de mer est habituellement de 5.5×10^{-4} (MORELL et al., 1986).

Sur la figure 7 on montre le rapport entre les valeurs de Sr^{2+} et de Cl^- ; les points les plus proches à l'origine, à faibles valeurs, correspondent aux eaux de sondages situés dans les calcaires et les dolomies; les plus éloignés de l'origine correspondent à des matériaux pliocènes (calcarénites) et procèdent de points situés dans le secteur des conoïdes salins de la figure 6.

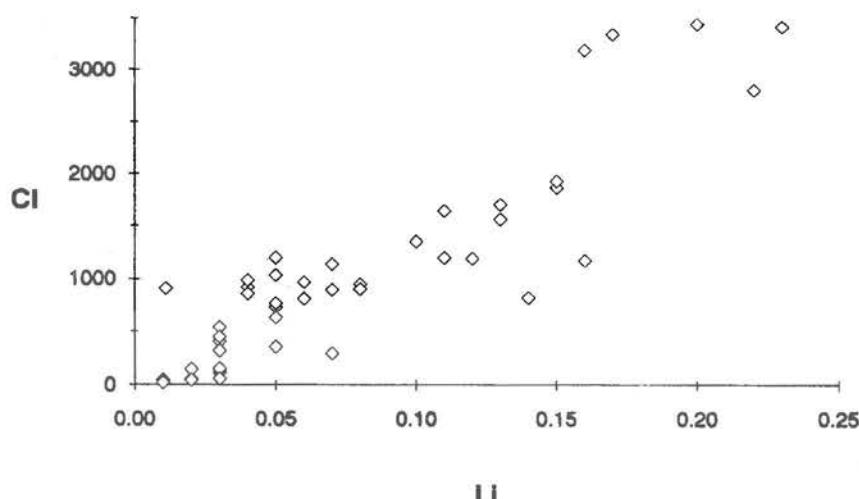


fig. 8 Teneur Cl⁻ versus Li⁺ (octobre 1991).

Les valeurs de lithium trouvées dans l'aquifère varient entre 0.01 et 0.22 mg.l⁻¹ (figure 8); la corrélation avec l'ion chlorure n'est pas très élevée ($r = 0.5$) bien qu'il devrait exister une bonne relation entre la teneur en cet ion et la salinité du milieu (GIMENEZ et al., 1991); cela signifie que pas toute l'origine du lithium est directement liée à celle du chlorure, mais que, comme il arrive pour le strontium, il y a d'autres phénomènes modificateurs des teneurs ioniques des eaux (op. cit.). Le rapport $r\text{Li}^+/r\text{Cl}^-$ varie entre 21×10^{-5} et 269×10^{-5} , dans cet aquifère.

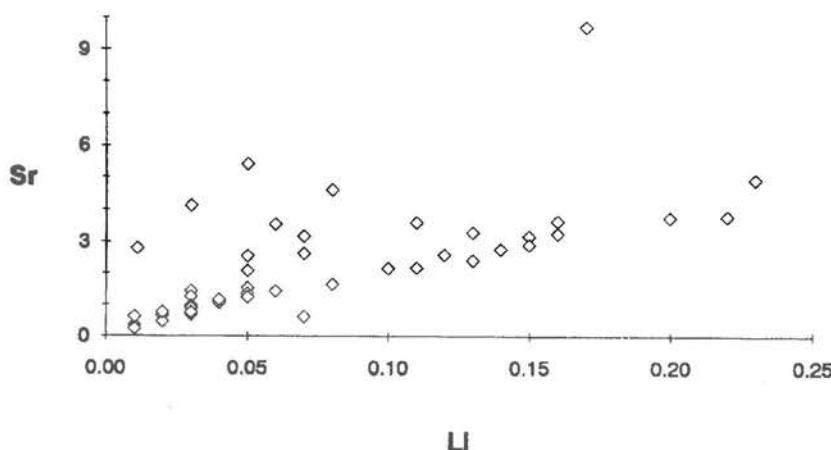


fig. 9 Teneur Sr²⁺ versus Li⁺ (octobre 1991).

La figure 9 représente les points aquifères en fonction des valeurs de la teneur en strontium et lithium; on peut observer qu'il existe une certaine ressemblance avec les deux dernières figures. Une grande partie des points montre une relation linéaire, avec des valeurs croissantes des teneurs dans les deux ions. Plus près de l'origine, se trouvent les points qui exploitent l'aquifère calco-dolomitique triassique; ensuite se trouvent représentés les points les plus proches d'Aguadulce, mélangés d'eau saumâtre; les valeurs les plus élevées dans ces ions correspondent aux points situés sur le "up-coning" cité auparavant.

Nous concluons que, d'après les différentes observations effectuées, la surexploitation de l'aquifère carbonaté d'Aguadulce, provoque l'avancement de l'interface vers l'intérieur, bien qu'on ne rejette pas la superposition d'autres phénomènes, qui apportent ou modifient la teneur en sels des eaux. Cette recherche se poursuit actuellement; on détermine de nouveaux ions minoritaires et on réalise des études isotopiques, tout cela dans le cadre d'un accord Université de Grenade-IARA et du projet n° AMB92-0211, financé par la DGICYT.

BIBLIOGRAPHIE

- CHICA M. et al. (1989): Revision de métodos geoestadisticos para el reconocimiento e interpretacion de anomalias hidrogeoquímicas. *Hidrogeol. Rec. Hidraul*, XIV: 287-300.
- FOURNIGUET J. (1977): Sur le Quaternaire marin et la néotectonique du Campo de Dalias (Andalousie, Espagne). *Acta Geologica Hispanica*. XII, 4-6: 90-97
- GIMENEZ E. MORELL I. (1991): Consideraciones sobre la utilizacion de iones minoritarios en la caracterizacion de intrusion marina. *III SIAGA*, I: 401-412.
- ITGE (1989): Sintesis hidrogeologica del Campo de Dalias (Almeria). Propuesta de primeras actuaciones de investigacion y gestion. Ministerio Industria y Energia. Madrid, 164 p.
- ITGE (1991) Control de la explotacion del Campo de Dalias (Almeria), 1989-1990. (Difusion restringida). Madrid. 77 p.
- MOLINA L. (1989): Contribucion al conocimiento hidrogeoquímico del Sector Oriental del Campo de Dalias (Almeria). Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 187 p.
- MORELL I. et al. (1986): The use of bromide and strontium ions as indicators of marine intrusion in the aquifer of Oropesa-Torreblanca (Castellon, Spain). 9th Salt Water Intrusion Meeting, 629-640.
- NAVARRETE F. (1992): Contribucion al conocimiento hidrogeoquímico del Campo de Dalias (Andalucia). Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 435 p.
- PULIDO-BOSCH A. et al. (1988 a): Consideraciones sobre la intrusion marina en el borde oriental del Campo de Dalias, Almeria. *TIAC'88*, III 311-327. Almuñécar (Granada).
- PULIDO-BOSCH A. et al. (1988 b): Metodologia del estudio de intrusion marina del Campo de Dalias (Almeria). *TIAC 88*, III: 295-309. Almuñécar (Granada).
- PULIDO-BOSCH A. et al. (1989 a): Caracterizacion hidrogeoquímica del Campo de Dalias (Almeria). IARA. Granada. 265 p.
- PULIDO-BOSCH A. et al. (1989 b): La sobreexplotacion del acuífero de Aguadulce (Campo de Dalias, Almeria). Esbozo de soluciones. Temas Geológico-mineros. 10-I: 287-300.
- PULIDO-BOSCH A. et al. (1991): Quantity and quality of groundwater in the Campo de Dalias (Almeria, SE Spain). *Wat. Sci. Tech.* Vol. 24, n° 11: 87-96.
- THAUVIN J.P. (1986): Etude hydrogéologique, modélisation et gestion des aquifères du Campo de Dalias (Province d'Almeria, Espagne). Thèse Doct. Univ. Nice. 436 p.

**Comptes Rendus du Colloque
Luxembourg, 25 et 26 Août 1992**

**Rapports:
Partie spéléo-climatique**



SUGGESTIONS POUR DES MESURES DU MICRO-CLIMAT DANS LES ZONES CONFINEES

Jacques CHOPPY
182 rue de Vaugirard
F-75015 PARIS

ABSTRACT

The confined zones constitute the major part of deep karst; their microclimate is virtually unknown. To study it with the most promising chances of a good success, one has to consider bad known or never before studied processes; this asks for quite new measurements to be made.

RESUME

Les zones confinées constituent la grande proportion des vides du karst profond; leur microclimat est pratiquement inconnu. Pour l'étudier avec les meilleures chances de succès, des processus mal connus ou jamais étudiés doivent être pris en compte; ce qui nécessite des mesures tout à fait nouvelles.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Engzonen bilden den Hauptteil der tiefen Karsthöhlen; das Mikroklimat in diesen Zonen ist praktisch unbekannt. Um es mit bester Erfolgsaussicht zu studieren, muss man wenig bekannte oder noch nie studierte Prozesse berücksichtigen; dies setzt komplett neue Messverfahren voraus.

1. LES ZONES CONFINEES

Etudier le microclimat d'une grotte, ce n'est pas seulement mesurer des courants d'air, des températures et des compositions d'air; l'essentiel est finalement d'évaluer les échanges d'énergie qui se produisent au niveau de la cavité :

A mesure que l'on s'éloigne de l'entrée d'une grotte, les obstacles aux échanges avec l'air extérieur s'accumulent. L'atmosphère peut être dite confinée quand les échanges avec l'eau et la roche encaissante deviennent plus importants que ceux avec l'air extérieur.

Les rares mesures en zones présumées confinées n'ont pas permis d'en préciser le microclimat, souvent à la limite de nos moyens de mesure du reste. La seule chose établie par ANDRIEUX, dans la galerie Clastres de la grotte de Niaux (Ariège), est que la température de l'air n'y présente pas de cycle annuel; cela est à la fois nouveau et démonstratif.

Ces zones confinées sont donc mal connues : Leur domaine semble dépasser de loin celui dans lequel les échanges avec l'air extérieur prédominent : Bien entendu, tout ce qui est au delà d'un siphon ou d'une désobstruction est en principe dans la zone confinée; par ailleurs, la présence de cristallisations, excentriques, cristaux de gour, etc. est un bon indicateur d'atmosphère confinée. Une étude par radioactivité (BIROT, COSTA) permettrait d'apprécier l'âge de l'air, et donc le degré de confinement.

Une grande partie des réseaux de conduits se situe en zone confinée, les explorations ne cessent de le confirmer. Quant au réseau de fentes, il s'y trouve en quasi-totalité, et son volume excède probablement de beaucoup celui du réseau de conduits.

Pour définir les procédures donnant les meilleures chances d'évaluer les échanges qui se produisent en zone confinée, on en est réduit à extrapoler des phénomènes connus dans les zones non confinées. On va voir que cela conduit à étudier des processus qui nous sont inconnus, ou pour lesquels les rares mesures ne permettent pas d'imaginer un fonctionnement général; donc à suggérer des mesures différentes de celles faites jusqu'à présent dans des grottes, voire totalement inédites.

Il est donc probable que les premières campagnes de mesures en zone confinée bouleverseront certaines de nos idées actuelles, et conduiront à d'autres procédures.

2. MOUVEMENTS DE CONVECTION DE L'AIR

Des mesures météorologiques en surface sont évidemment nécessaires pour s'assurer que l'influence de l'air extérieur est faible.

Mais, à l'intérieur des masses d'air de la cavité, il faut s'attendre à des mouvements de convection, déterminant des gradients dans le sens vertical (figure 1) :

- Un bien classique gradient de température, puisque "l'air chaud monte"; ce gradient, très variable d'un site à l'autre, peut atteindre plusieurs dixièmes de degré Celsius par mètre. Les informations en zone non confinée ne permettent pas de dégager une loi; ce n'est pas surprenant.
- Un gradient d'humidité de l'air, car l'air humide est plus léger que l'air sec; il existe peu d'informations sur ce gradient.
- Un gradient de la teneur en CO₂, ce gaz étant plus lourd que l'air.

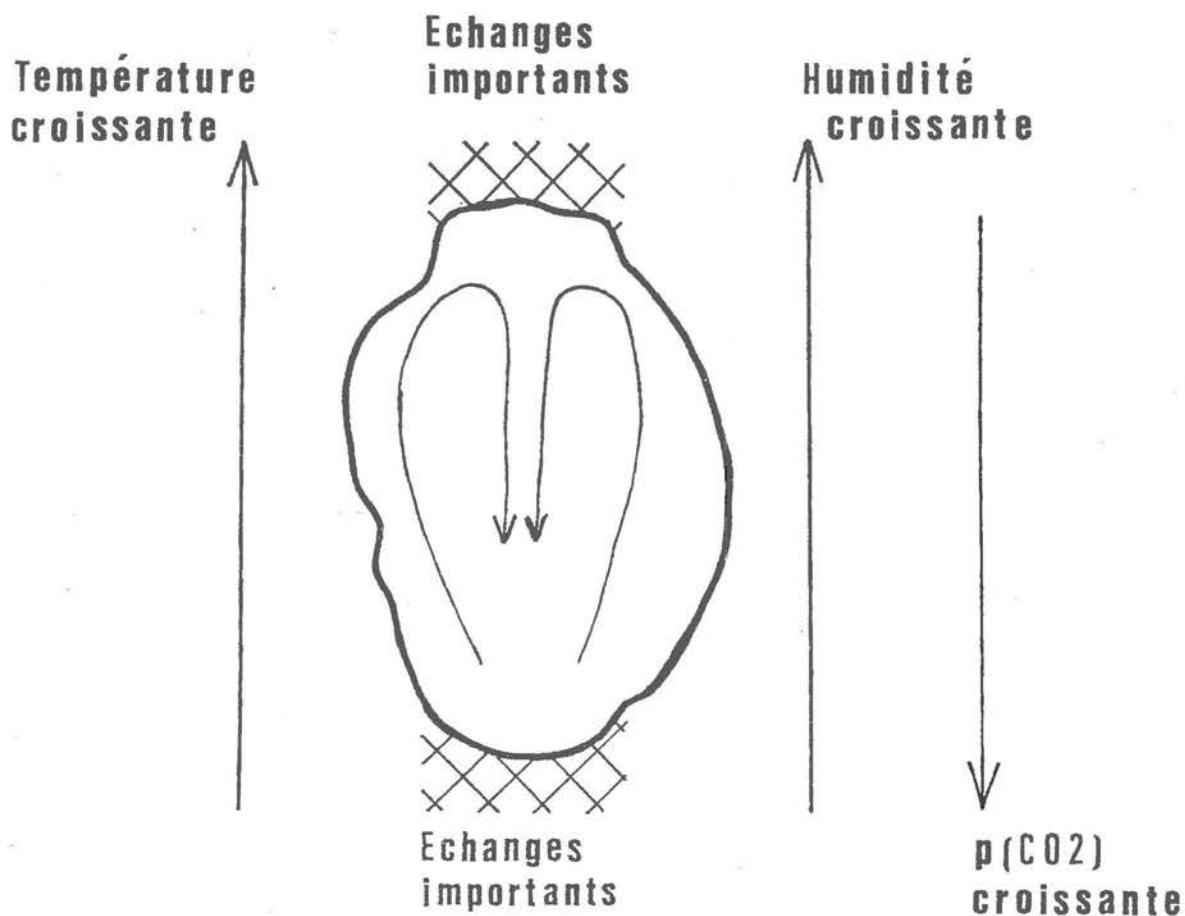


fig. 1

schéma des courants de convection dans l'air d'une section de galerie, et incidences sur le microclimat

A proximité de la saturation en vapeur d'eau, le jeu des deux premiers de ces gradients peut provoquer ici une sursaturation, là une sous-saturation.

En conditions confinées, ces gradients verticaux sont vraisemblablement stabilisés, sauf événement perturbateur (arrivée brutale d'eau, ou passage d'un visiteur, ou du mesureur !); du moins dans des conduits subhorizontaux. Et les écarts climatiques seront alors probablement faibles dans le sens horizontal; mais cela reste à vérifier, notamment à proximité des embranchements de galeries.

On sait que les gradients verticaux se compliquent dans les conduits à forte dénivellation; mieux connaître ces gradients devrait alors être la première démarche.

3. ECHANGES DE CHALEUR ENTRE L'AIR ET LA ROCHE

Compte tenu des gradients dans l'air schématisés figure 1, les évaporations et condensations, de même que les échanges de chaleur entre air-paroi-roche devraient être maximum en haut et en bas des conduits karstiques; il est souhaitable d'y favoriser les mesures, par rapport à celles à mi-hauteur : ce sera nouveau.

Il existe seulement trois études des températures de la roche, dans des trous forés à quelques décimètres ou plus (en zone non confinée) : Elles montrent l'existence d'un gradient thermique (figure 2); si l'on prolonge ce gradient jusqu'à la paroi de la cavité, on constate un écart avec la température de l'air en regard. Il est probable que la paroi se comporte comme un troisième milieu, qui échange de la chaleur avec l'air et avec la roche; ce rôle particulier de la paroi est vraisemblablement lié pour une part aux condensations et évaporations qui s'y produisent. Des gradients thermiques élevés furent effectivement mesurés dans les premiers centimètres d'air à partir de la paroi; dans les premières décimètres de roche, les gradients correspondants n'ont pas encore été étudiés.

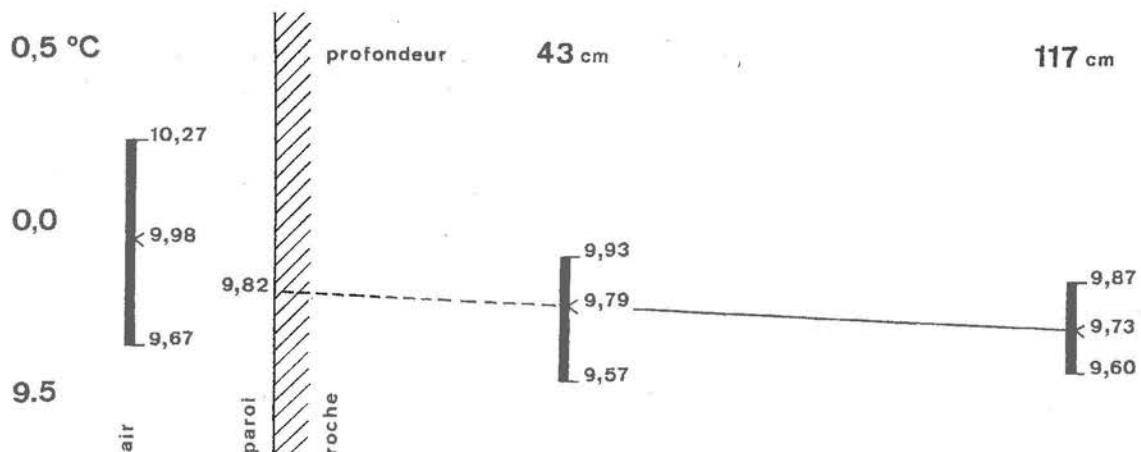


fig. 2

(d'après les mesures de POLLI): grotte Gigante (Italie), températures moyennes annuelles dans la roche et dans l'air en regard (moyennes des années 1953 à 1955).

4. ECHANGES ENTRE L'AIR ET L'EAU

Ces échanges sont mal connus; on peut supposer qu'ils sont de deux natures :

- Purement de chaleur; ce sont probablement les moins importants.
- Par évaporation et condensation, ce qui se traduit par des échanges de chaleur importants.

L'évaluation des évaporations et condensations paraît actuellement le problème technique le plus difficile à résoudre : avec certains appareillages, leur mesure a sur le microclimat un impact largement supérieur aux valeurs que l'on prétend mesurer. Et la mesure de l'humidité de l'air, qui permettrait de contourner la difficulté, semble encore insuffisamment précise.

5. ECHANGES ENTRE L'EAU ET LA ROCHE

Les températures de l'eau et de la roche dépendent pour une part des échanges de chaleur qui se produisent entre elles. Ces échanges concernent les infiltrations et les écoulements en rivière souterraine; ils n'ont pas encore été étudiés.

Outre les températures, l'évaluation chiffrée de ces échanges nécessite de connaître les débits souterrains, le périmètre mouillé dans le cas des rivières souterraines, mais aussi les caractéristiques des précipitations et des écoulements superficiels, qui sont en relation avec la cavité.

6. CALENDRIER DES MESURES

Pour des mesures manuelles, une série par mois est une cadence convenable. Pour des mesures automatisées, la cadence peut être beaucoup plus serrée : cela sera précieux en cas de perturbation. De telles mesures doivent être directement digitalisées, afin que leur traitement automatisé soit possible.

Une campagne de mesures microclimatiques est représentative lorsqu'elle permet de parvenir à un retour approximatif à l'état initial à la fin d'un cycle quelconque d'une année (à défaut en moyenne de plusieurs années). Il est donc prudent de prévoir une période de trois à quatre ans de mesure; d'autant que peut survenir une année durant laquelle le climat extérieur sera très atypique.

CONCLUSION

Le domaine confiné est, non seulement immense, mais pratiquement vierge en ce qui concerne l'étude de son microclimat.

L'intérêt des mesures climatiques en zones confinées est multiple :

- D'abord parce que ces zones représentent la majeure partie des vides du karst profond.
- Ces mesures permettront de mieux comprendre les échanges internes (avec l'eau, avec la roche) et comment se stabilisent les gradients en dehors des perturbations liées aux échanges avec l'air extérieur.
- Dans les zones où l'influence de l'air extérieur prédomine, il deviendra plus facile de faire la part de cette influence extérieure et des échanges internes.
- Dans la mesure où les échanges avec l'air extérieur pourraient être négligés dans des zones hautement confinées, le nombre des processus en cause étant réduit, l'établissement du bilan énergétique d'un segment de cavité serait plus facile; alors qu'on n'y est jamais parvenu jusqu'ici.

Au préalable, il faudrait faire le tour des processus susceptibles d'intervenir sur ce bilan énergétique, influence thermique du concrétonnement, rayonnement des parois, auto-épuration des eaux, par exemple, pour examiner si leur influence est ou non négligeable.

BIBLIOGRAPHIE

Je ne donne ici que les références citées dans le texte, les autres se trouvant dans mes fascicules relatifs au climat :

ANDRIEUX C. (1974): Premiers résultats sur l'étude du climat de la salle des peintures de la galerie Clastres (Niaux, Ariège); *Annales de Spéléologie* 29/1, 3-25

BIROT A., COSTA A. (1972): L'emploi d'indicateurs radioactifs naturels dans l'étude d'une cave; éd. Nove, Millau, 87 p.

POLLI S. (1958): Cinque anni di meteorologia ipogea nella Grotta Gigante presso Trieste; *Atti del VIII Congresso Nazionale di Speleologia*, Como, 16678

FIRST RESULTS FROM CLIMATIC MEASUREMENTS IN THE MOESTROFF CAVE (Grand-Duchy of Luxembourg)

PHYMOES Research Project:

Francis MASSEN, Claude BOES, Camille EK, Sonja FABER, Pit KAYSER, Tun KIES,
 Guy SCHINTGEN, Ed SINNEN, Guy WARINGO
 Centre de Recherche Public - Centre Universitaire Luxembourg
 162a, av. de la Faïencerie
 L-1511 LUXEMBOURG

ABSTRACT

Beginning in August 91, a climatological, highly automatized and autonomous measurement system measures temperature, humidity, barometric pressure, wind velocity, carbon dioxide and radon concentrations at 4 locations in the main gallery of the Moestroff maze cave. A comparison between calculated pure conductive temperature profiles and actual ones could be made; the impact of the differences in air densities on wind acitivity has been shown. Daily and long-term carbon dioxide variations have been recorded and correlated with other climatic factors. The relative high mean radon concentrations can be expressed as a function of distance from entrance, and numerous correlations between radon and other factors have been computed, showing a strong positive correlation with external air density.

RESUME

Depuis août 91, un réseau automatique et autonome mesure dans 4 stations de la galerie principale du labyrinthe de Moestroff des paramètres climatiques, comme température, humidité, pression barométrique, vitesse du vent, concentrations de CO₂ et de radon. Il est possible de comparer un profil thermique basé sur le calcul d'une conduction pure à celui mesuré réellement; de même l'influence de la différence des masses volumiques de l'air extérieur et intérieur sur le régime des vents peut être montrée. Les variations diurnes et à long terme du CO₂ ont été enregistrées et corrélées avec d'autres facteurs climatiques. Les concentrations moyennes de radon (relativement élevées) peuvent être exprimées en fonction de la distance à partir de l'entrée, et un grand nombre de corrélations entre la concentration du radon et les autres facteurs sont calculés; une très forte corrélation positive avec la masse volumique de l'air extérieur a ainsi pu être établie.

ZUSAMMENFASSUNG

Seit Anfang August 91 funktioniert im Hauptgang der Labyrinthhöhle von Moestroff ein automatisches, autonomes Messsystem, welches meteorologische Parameter an 4 verschiedenen Stationen misst: Temperatur, Feuchte, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Kohlendioxid- und Radonkonzentrationen. Es ist möglich, das gemessene Temperaturprofil mit demjenigen, welches aus einem rein konduktiven Modell errechnet wurde, zu vergleichen; der Einfluss der Differenz zwischen äusserer und innerer Luftdichte auf die Windgeschwindigkeiten kann gezeigt werden. Die täglichen, aber auch langzeitigen Schwankungen der CO₂-Konzentration wurden aufgezeichnet und mit andern Faktoren korreliert. Die relativ hohen mittleren Radonkonzentrationen können als Funktion der Entfernung vom Höhleneingang ausgedrückt werden, und eine grosse Anzahl von Korrelationen berechnet werden. Es stellt sich heraus, dass die mittlere Radonkonzentration sehr stark (positiv) mit der äusseren Luftdichte korreliert.

1. TEMPERATURE VERSUS DISTANCE

In order to determine the temperature profile along a gallery of the Moestroff cave, one could start from the assumption that this temperature would be influenced only by thermal conduction through rock. The average outside temperature variation can be approximated by a sinusoid with a one year period, having a minimum in January and a maximum in July. Knowing the density, the thermal capacity and the thermal conductivity of Muschelkalk, one can use Fourier's equation [Lebrun-Tercafs, 1972] to compute this thermal profile:

$$\text{eq. 1.a } T(x) = 10.7 + 8.3 * e^{-0.371*x} * \cos(0.5236 * t - 0.371 * x)$$

with :

- 10.7 average yearly (1991/92) outside temperature in Moestroff
- 8.3 amplitude of outside temperature variation (in degrees Celsius)
- x distance [m]
- t time [month], with July corresponding to t = 1

The damping coefficient m = 0.371 is defined by :

$$\text{eq. 1.b } m = \sqrt{\frac{w * rho * cp}{2 * lambda}} = 0.371$$

w	pulsation	0.5236 [rad/month]
rho	density of Muschelkalk	2676 [kg/m³]
cp	specific heat of Muschelkalk	826 [J/kg*K]
lambda	thermal conductivity of Muschelkalk	1.60 [W(m*K)]

Rho and cp were measured with a rather good precision on Muschelkalk samples taken from the cave; thermal conductivity could not be measured, but a value of lambda=1.60 [W/mK] has been adopted, which is in accordance with the values given in a number of tables [Recknagel, 1992; CRC,1986].

It is not surprising that this model is a rather poor representation of the reality : figure 1 shows for example the situation in February 1992; the temperatures were measured manually with a precision thermometer having a resolution of 0.1 degree Celsius.

Measured and conductive temperature
Moestroff Cave, gallery 00, feb.92

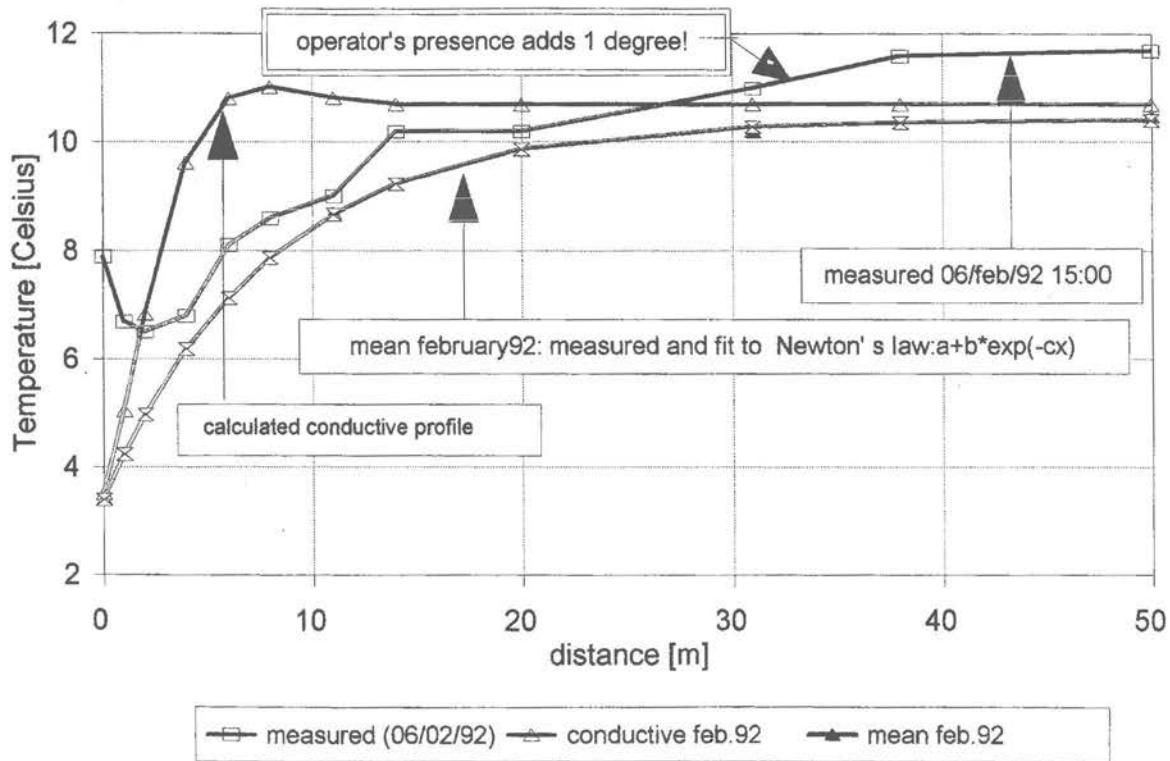


fig. 1 Temperature Profile, (12 data points) Average Monthly Profile with Adjustment

If we examine however the data measured since August 1991, we note that the average temperature for each month follows the simple NEWTON model [Choppy, 1986], except for the first 6 to 8 meters : this model assumes that the walls have a constant temperature, (which is true in Moestroff only beyond approximately 12 meters), and is represented by the following formula :

$$T(x) = a + b * e^{-c*x} \quad \text{eq. 2}$$

Parameter a represents the temperature at $x = \infty$ distance, i.e. the rock temperature; $a+b$ is the temperature at the entrance ($x=0$). This model fits perfectly well in the hot months where b is negative, as well as in the cold months where b is positive; only the transition months between these two states may be problematic. Wigley and Brown [Wigley-Brown, 1971] have introduced the concept of relaxation distance x_0 , which is the distance from the entrance where the ratio

$$\frac{T(x_0) - T(\infty)}{T(0) - T(\infty)} = \frac{1}{e} = 0.37 \quad \text{eq. 3}$$

One would be inclined to assume that this relaxation distance is constant throughout the year; this is not the case ! Figure 2 shows the variation of x_0 from August 1991 to July 1992; the order of magnitude of x_0 is 20 to 30 meters in summer, and about 5 meters in winter; the transition months between the summer and winter states yield very small values for x_0 in October 1991 and a impossible high value in April 1992 where the temperature profile was almost flat.

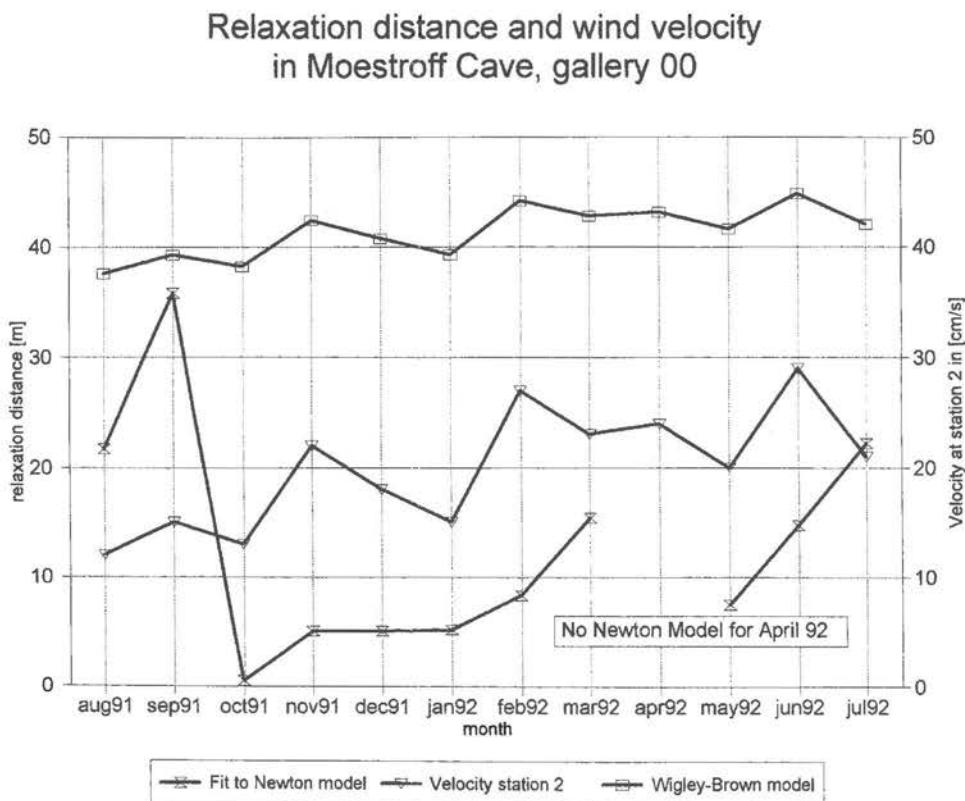


fig. 2 Variation of the Relaxation Distance versus Time

Wigley-Brown give a relationship between the relaxation distance, the gallery diameter and the wind velocity under turbulent flow conditions :

$$\text{eq. 4} \quad x_0 = 100 * d^{1.2} * v^{0.2}$$

d diameter [m]

v wind velocity [m/s]

For the main gallery in Moestroff, it seems more appropriate to replace the diameter by the average hydraulic diameter dh ($dh = 4 * \text{surface} / \text{perimeter}$), which is $dh = 0.63\text{m}$. As we know the wind velocity data at station #2, we can compute the expression given in [eq.4]: figure 3 shows the comparison between the relaxation distance derived from the matching of our data to Newton's law, and that derived from Wigley-Brown's formula, as well as the aver-

age monthly wind velocity at station #2. The deviations are obviously high, and Wigley-Brown's formula yields values which are approximately 8 times too large. The variation pattern of 'our' distance follow that of the wind velocity, in line with Wigley-Brown's formula.

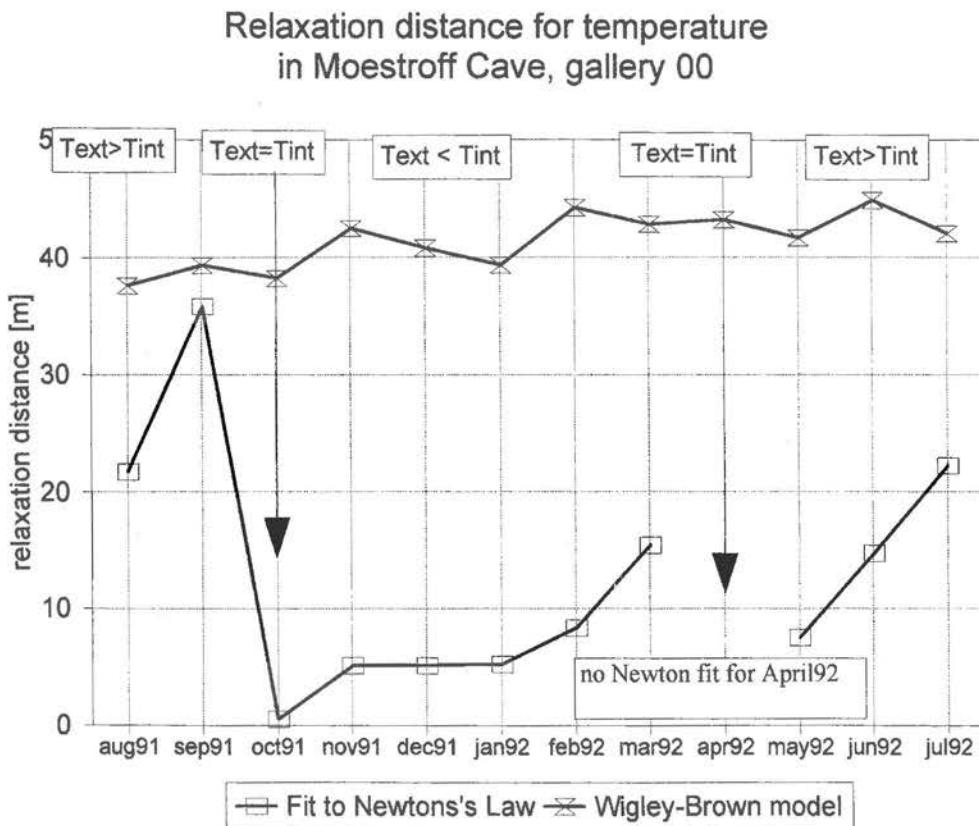


fig. 3

Relaxation Distance in accordance with Newton's Law, Relaxation Distance in accordance with Wigley-Brown's Formula, and Average Wind Velocities at Station #2.

Cigna [Cigna, 1967] gives a modified version of Newton's formula, taking into account thermal exchange through conduction :

$$\text{eq. 5} \quad T(x) = a + b * K_1 e^{-k_2 \frac{Q * x}{\rho * c_p * v * S}}$$

k1,k2 numeric factors

Q conductivity of air [W/m*K]

rho density of air [kg/m³]

cp specific heat of air [J/kg*K]

S gallery cross-section [m²]

Inserting the average values for Moestroff yields relaxation distances in the order of magnitude of 300 meters, which are totally unrealistic !

Conclusion

Hourly temperature measurements over 9 months show that the average monthly temperature profile along the '00' gallery in the Moestroff cave follows generally Newton's law; the relaxation distance varies significantly throughout the months of the year, with low values prevailing during the cold months. Whereas Wigley-Brown's formula yields values which - although different - are of the same order of magnitude, Cigna's formula gives results which deviate by a factor of 10 to 20 from the real values. However none of these two models can be applied to the Moestroff cave with reasonable confidence.

2. AIR MOVEMENTS

Air movements are measured with three hot-wire anemometers : two are located at station #2 ($x = 11\text{m}$; one for wind velocity and one for wind direction), and one is located at station #3 ($x = 31\text{m}$). The sensitivity of these anemometers is about 1 [cm/s].

We must admit that our present method to detect the direction of wind (i.e. by comparing the reading of one anemometer with that from another anemometer fitted with a cylindrical deflector having an aperture angle of 120 degrees) is not satisfactory : the results are often difficult to interpret or doubtful. We are currently testing another sensor to resolve this specific problem.

All measurements have shown that airflow in the '00' gallery at station #2 is turbulent : velocity varies from 0 to nearly 200 [cm/s], with average monthly values in the order of magnitude of 20 [cm/s] and flow rates of 450 [m³/h].

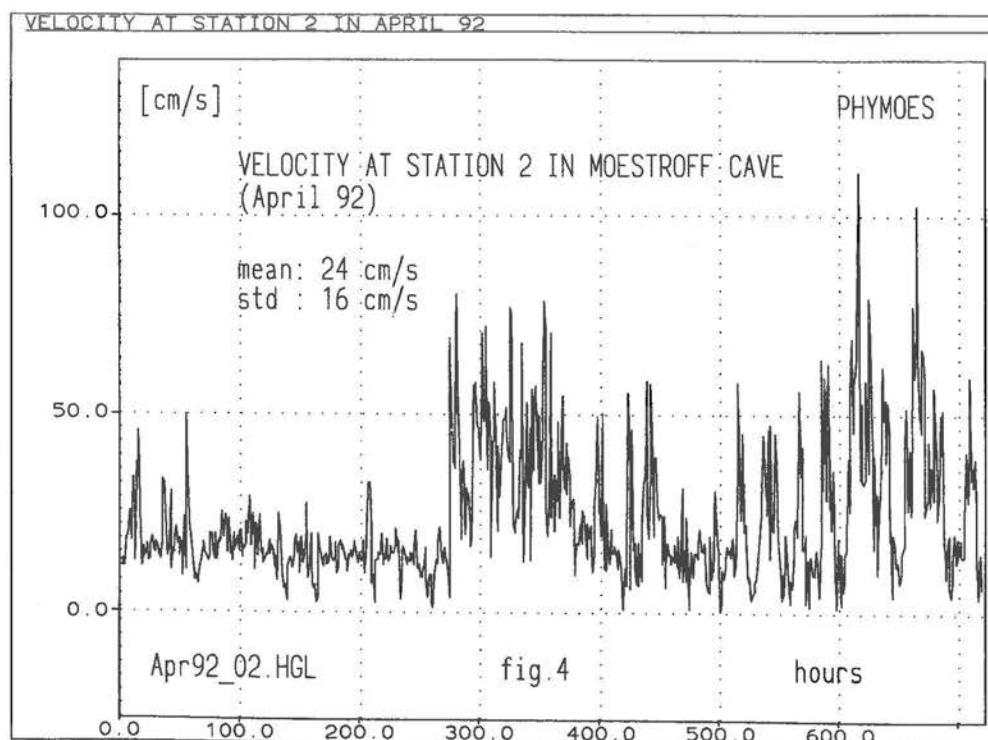


fig. 4

Wind Velocities at Station #2 in April 1992.

The turbulent nature of airflow can easily be verified by Reynold's number, which is defined by

$$\text{eq. 6} \quad \text{Re} = \frac{v * dh}{\text{visc_cinématique}}$$

where

v	speed [m/s]
dh	hydraulic diameter [m]
visc-cinématique	cinematic viscosity of air [m ² /s]

The latter value can be computed from an approximate formula containing air temperature and pressure [NETZ,1983].

Since we know the values of v, T and p, it is possible to compute at any time the current value of the Reynolds number at stations #2 and #3.

At station #2, Re varies between 5800 and 14300 during the period from August 1991 through February 1992; these values are significantly above 2300, which is the transition point from laminar to turbulent flow. At station #3, the values are comprised between 1270 and 4360. Several data logging experiments with fast sampling rates (one measurement per minute) and ultra-fast sampling rates (15 measurements per second) show that air movements vary extremely, with high peaks followed by very small values (figure 5). Despite these significant fluctuations, it is nevertheless possible to distinguish periods of strong and weak dynamic activity.

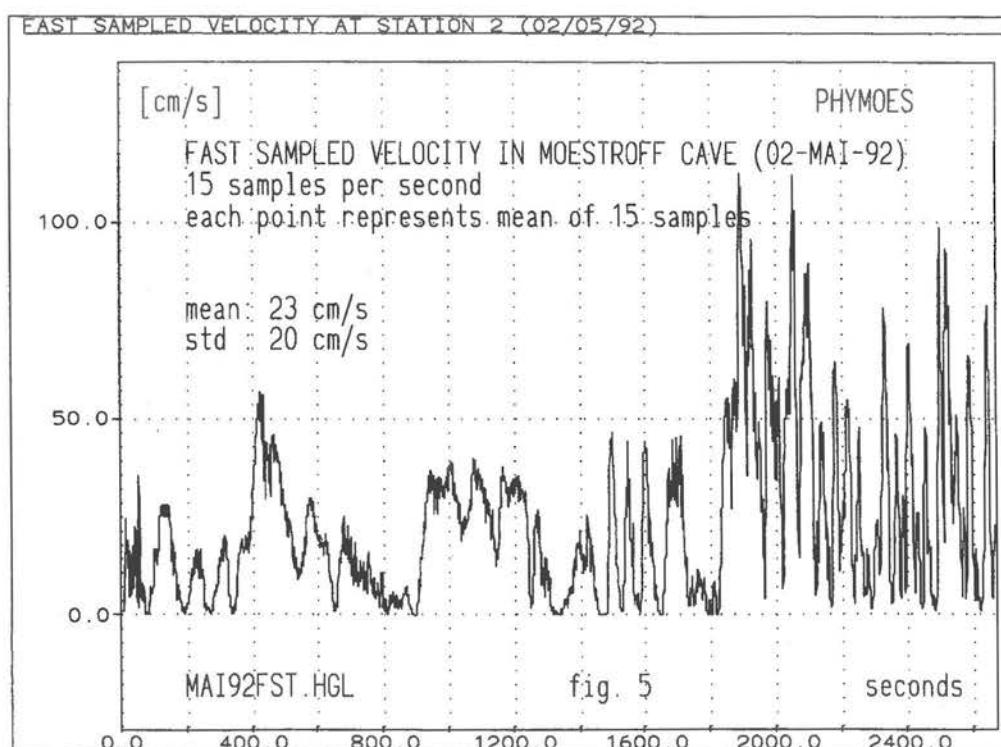


fig. 5

Fast Sampling of Wind Velocity at Station #2 in May 1992. Total Measurement Time is 2700 Seconds.

We have made several attempts to establish the fractal nature of this airflow pattern; Hausdorf's fractal dimension for all measurements from August 1991 to April 1992 is approximately 2.3 which shows that these processes are possibly of the "deterministic chaos" type, but they are definitely not random. Although the wildly fluctuating pattern of airflow precludes any refined modelling, it is nevertheless possible to analyse the relationships between global wind activity and other meteorological factors.

Bakalowicz [Bakalowicz, 1972] has published in 1972 a series of wind velocity measurements over a 24 hour period in the Pinargözü cave in Turkey; this study revealed a close relationship between wind velocity and outside temperature. Our measurements have shown that the situation depicted by Bakalowicz is exceptional for Moestroff: there may be situations where there is a cross-coupling between outside temperature and velocity (figures 6a,b,c); hence it is possible - especially in summertime - to represent the outside temperature and the envelope of wind velocity maxima by sinusoidal functions with a 24-hour period, which yields an elliptical diagram (figure 7).

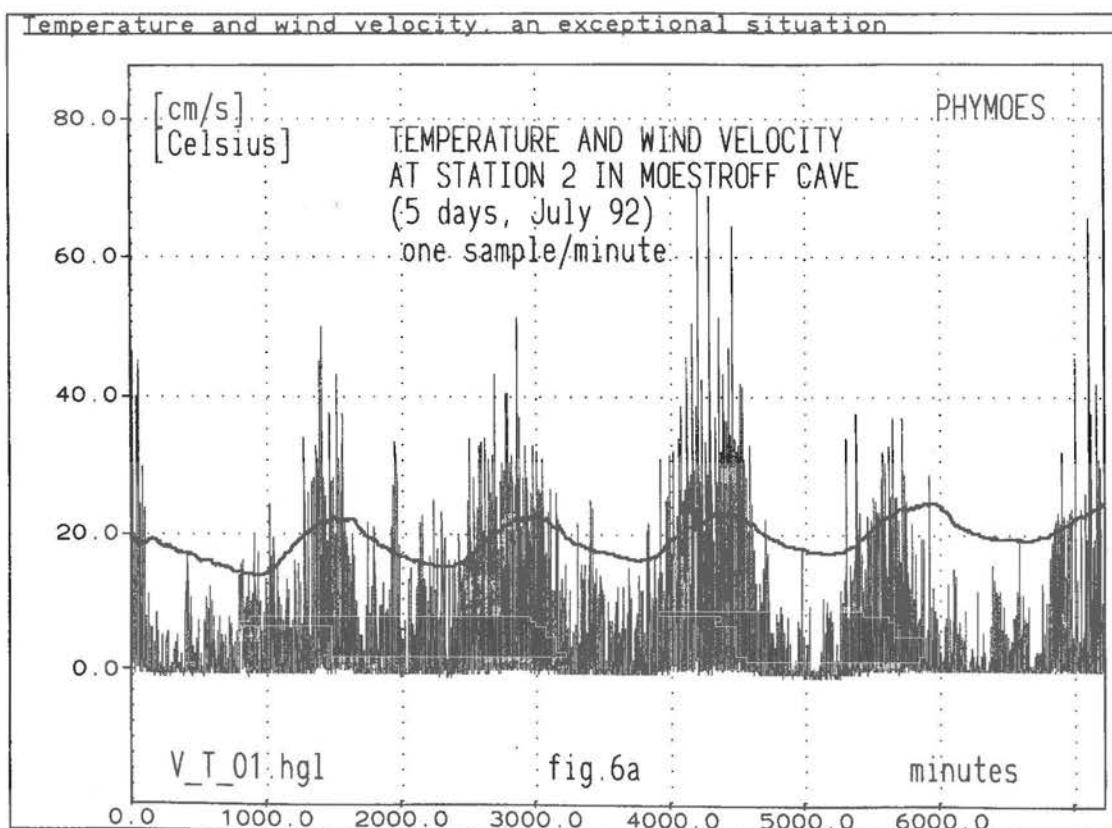


fig. 6a

Temperature and Wind Velocity at Station #2 in July 1991.
To be noted that the maxima of both variables almost coincide.

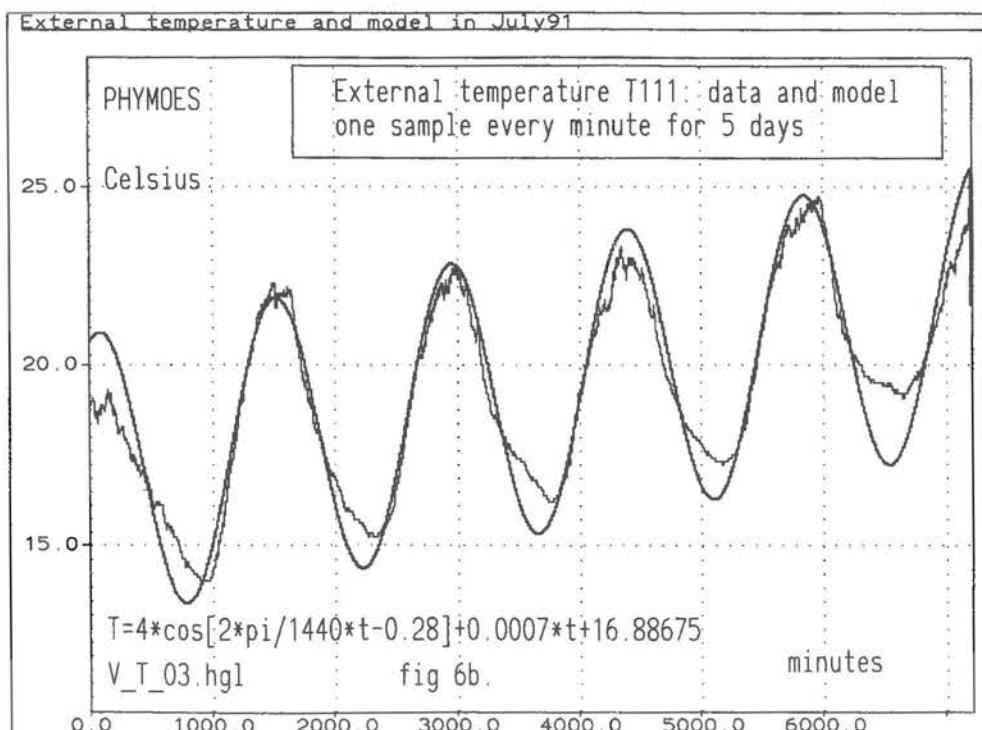


fig. 6b

Modelling the Temperature Variation by a cosine.

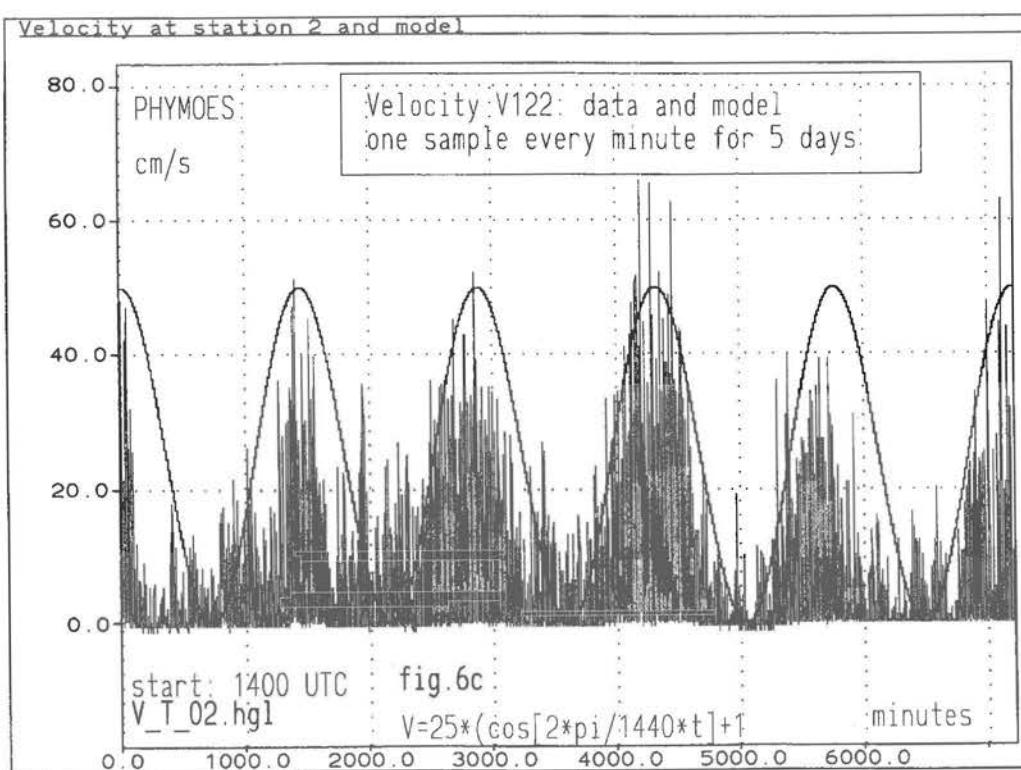


fig. 6c

Modelling the maxima of wind velocity by a cosine.

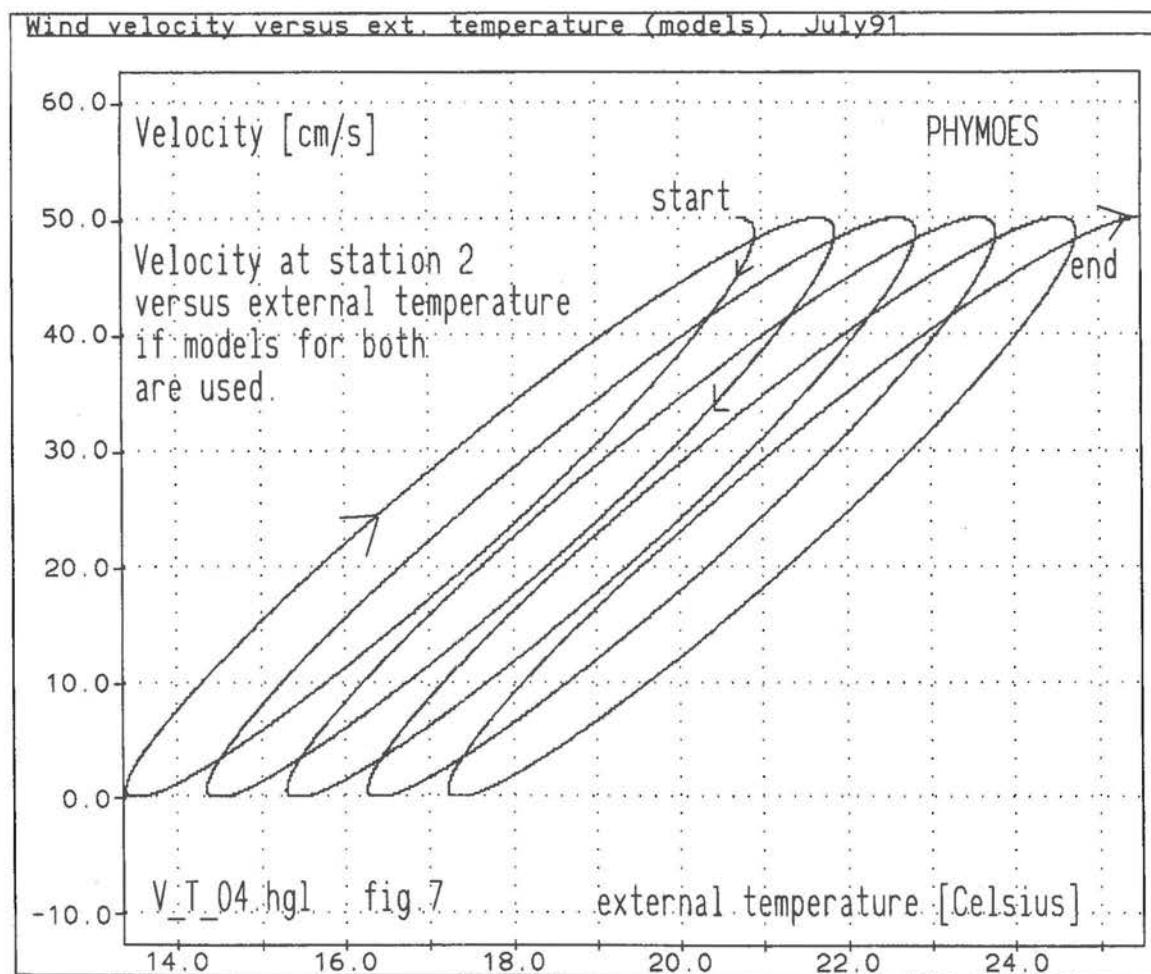


fig. 7

Wind Velocity as a function of exterior Temperature (derived from models)

No clear relationship could be found for the phase shift between outside temperature and the maxima of wind velocity, as the phase difference is either leading, lagging or nil.

We must emphasize nevertheless that this situation is an exceptional one, and it could be that the unique measurement series made by Bakalowicz was actually such an exception. Generally speaking, we could not establish a simple relationship between outside temperature and wind velocity, nor between pressure gradient and wind velocity, as other authors have suggested. This means that the Moestroff maze cave does not follow the balloon-type model, as should be expected.

Our study on the distribution of wind velocities shows however the following: during hot months, the distribution has the shape of negative exponential, whereas it comes closer to an asymmetric gaussian distribution during cold months (figures 8a,b); this is in accordance with the higher average values during the cold season.

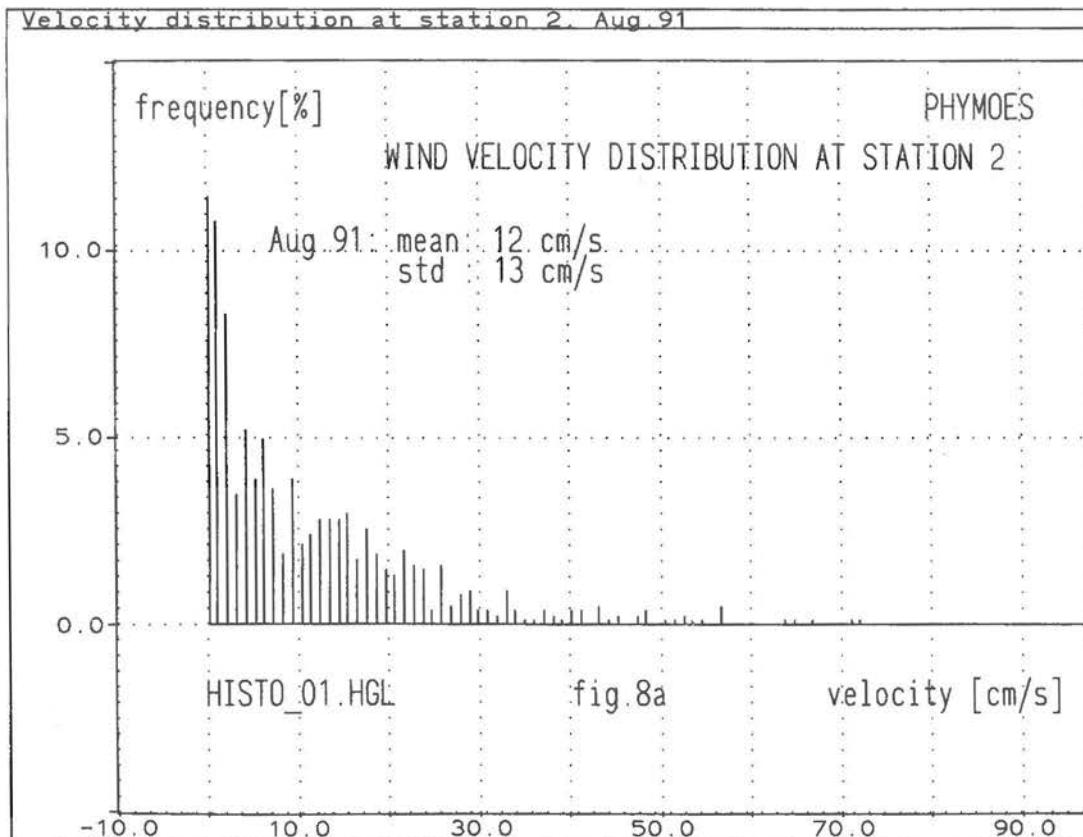


fig. 8a Histogram of the distribution of Wind Velocities (at Station #2) in August 1991

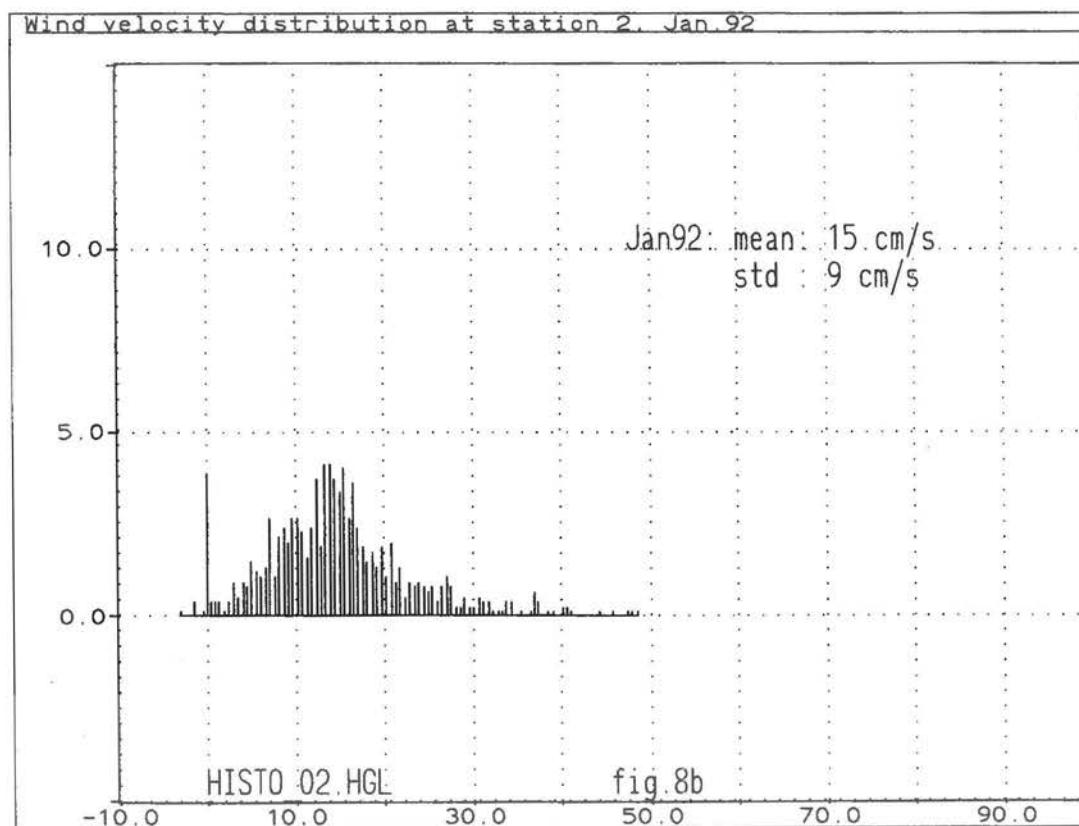


fig. 8b ..and in January 1992.

Andrieux [Andrieux, 1970] was the first author to draw attention to the important role of the differences between outside and inside air densities which lead to convection movements. We have analyzed the wind velocities as a function of these differences and have discovered a surprising result : for practically all months in the study period from August 1991 to April 1992, the wind velocity maxima occur at times where the difference between air densities is SMALL (figure 9). For the time being, we do not have a satisfactory explanation for this phenomenon, which - to the best of our knowledge - does not appear to have been reported in publications so far.

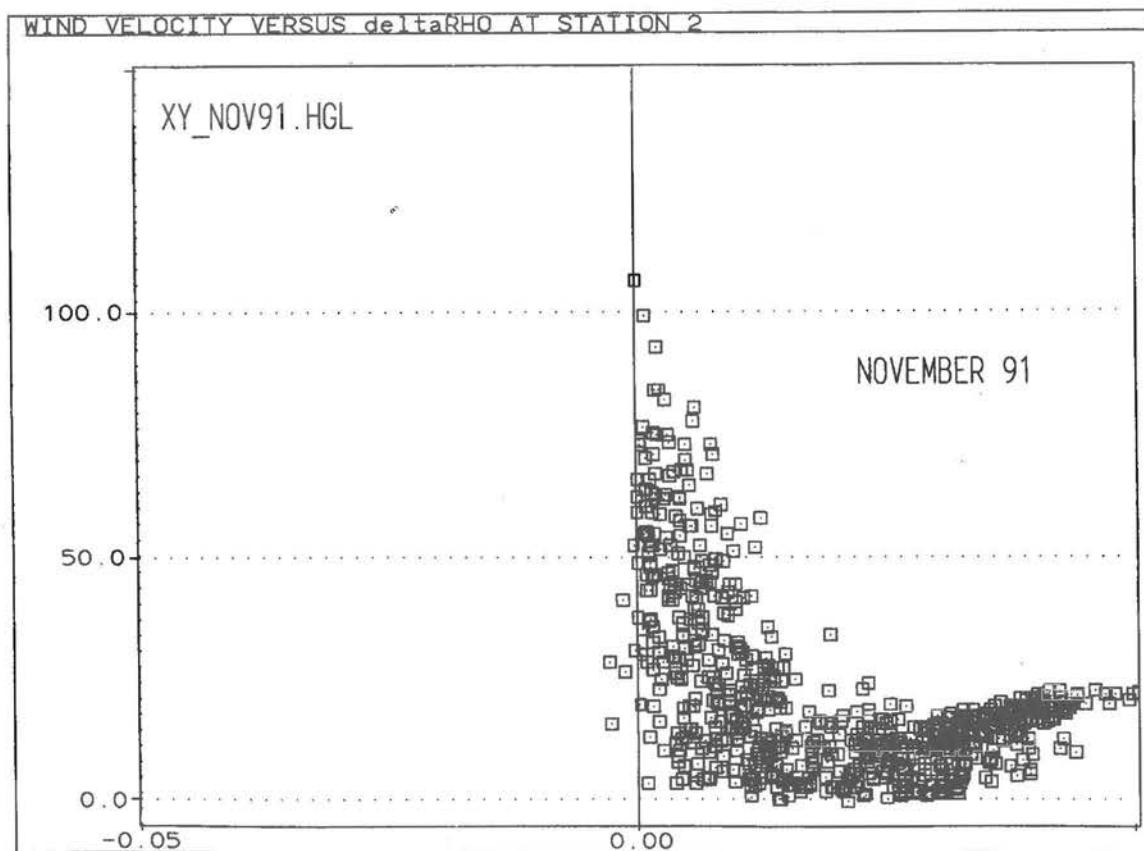


fig. 9

The maxima of Wind Velocities occur when the difference of inside and outside air densities is small.

A measurement made on 28 March 1992 on fast variations of the 'cave breathing type', such as those made by Warren-Lewis in the Coldwater Cave [Warren-Lewis, 1983], has revealed such periodic variations (figure 10a); the autocorrelation function (figure 10b) suggests a period of approximately 92 s; another measurement series yields a period in the order of magnitude of 400 seconds, which corresponds to Warren-Lewis' findings in the Coldwater cave, and which these authors have explained as resulting from the Jet-Stream. The model of Helmholtz's resonator yields an impossibly large value for the cave volume. The closed-pipe model gives a length of approximately 7500 meters for the pipe, which could correspond to the overall length of all galleries of the cave. This is however only a speculation, and no firm conclusions are possible for the time being.

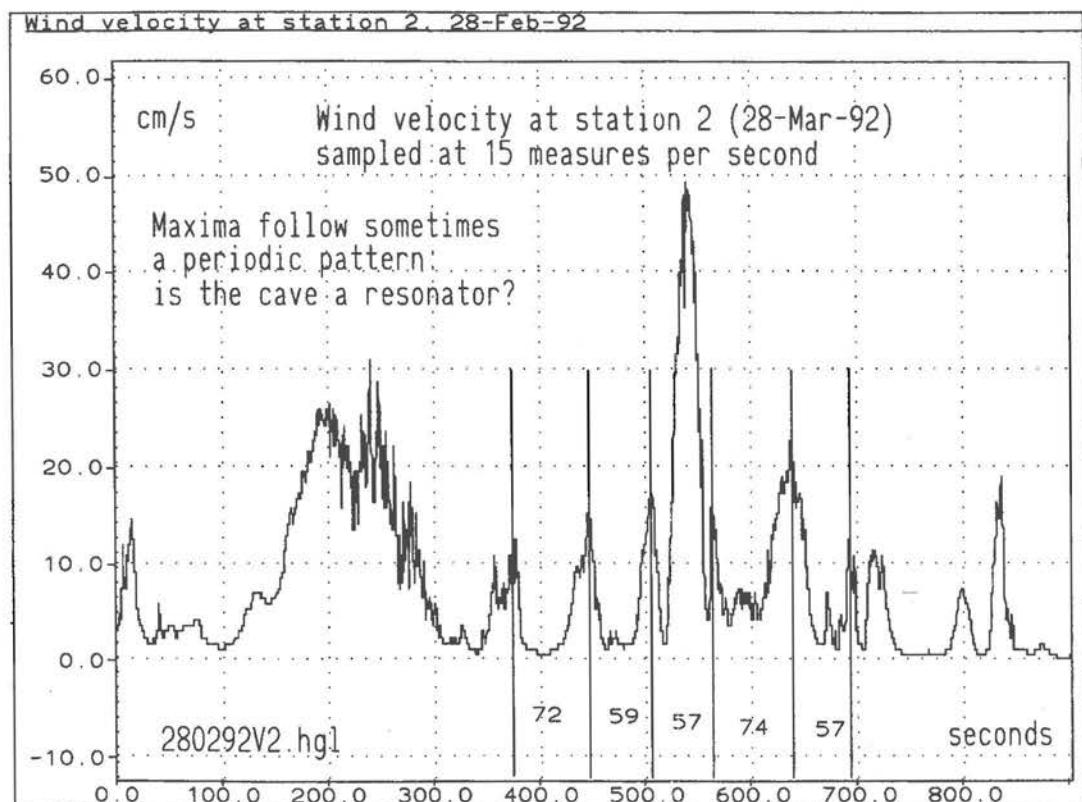


fig. 10 a Fast sampling of Wind Velocity shows possible oscillations.

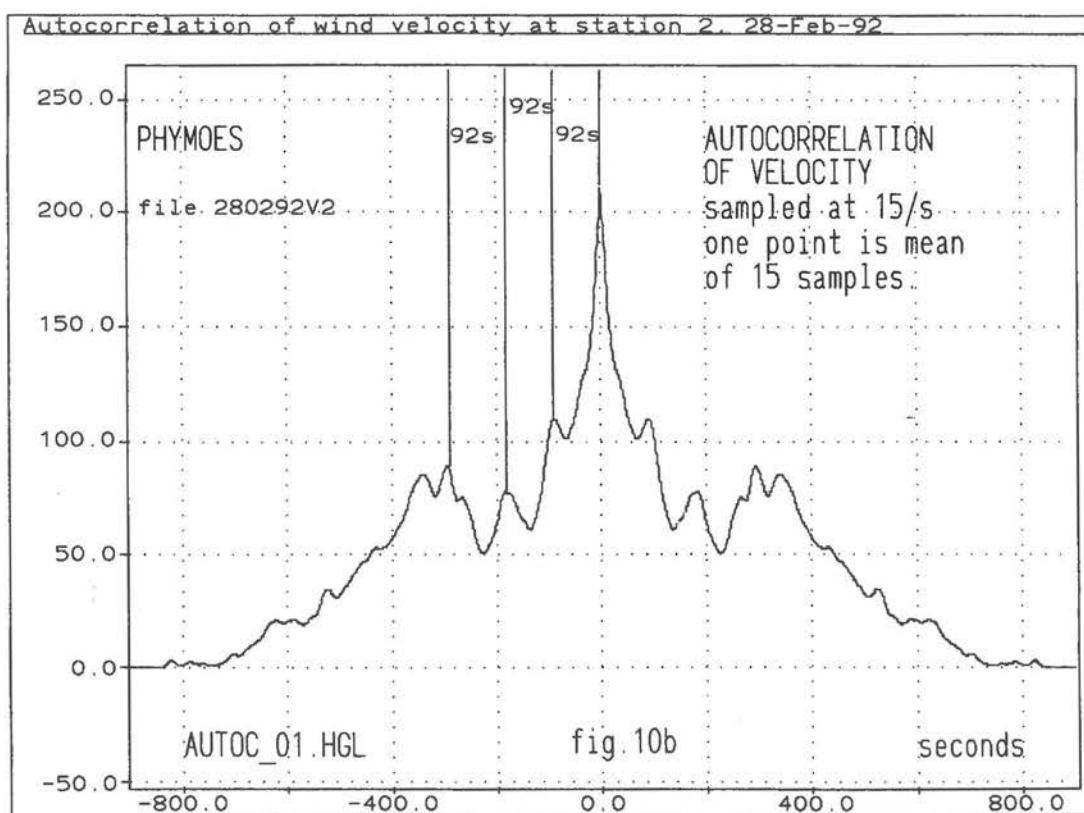


fig. 10 b Autocorrelation function suggesting oscillations with a period of 92 seconds

Conclusion

Bakalowicz's simple model represents an exceptional situation; whereas Wigley-Brown's model yields results in the order of magnitude of measured data, Cigna's model differs from measured values by several orders of magnitude. Maxima of air velocities occur when the differences between outside and inside air densities are small.

3. CARBON DIOXIDE CONCENTRATION

Preliminary measurements made with a 'Gastec' pump by Camille Ek and ourselves have shown that the carbon dioxide concentration is close to 800 ppm, with peak values of 1500 ppm in the fissures at the top of the galleries. It was our goal to obtain a more refined insight into the carbon dioxide variations, in order to relate these variations to other climatic parameters.

We have used two carbon dioxide sensors; both are of the NDIR type, i.e. they are based on the absorption of an infrared beam. The first model (2007DHE from VALTRONICS, precision 5 %) operates by simple diffusion, without a pump. Experience has shown that this model is unfortunately very sensitive to condensation caused by humidity, and that it is unsuitable for continuous measurements in an atmosphere saturated with water vapor. The second model (GASCARD from Edinburg Sensors) uses a sensor with a pump and a water trap; it has a precision of 2 % and is of the dual beam type. This sensor operates since March 1992 at station #3, located at a distance of 31 m from the entrance. We have selected this location because of its nearly constant humidity of 100 %, and because of its constant temperature of approximately 10 degree Celsius. The Gascard sensor gives full satisfaction, and the results obtained are very interesting (figure 11).

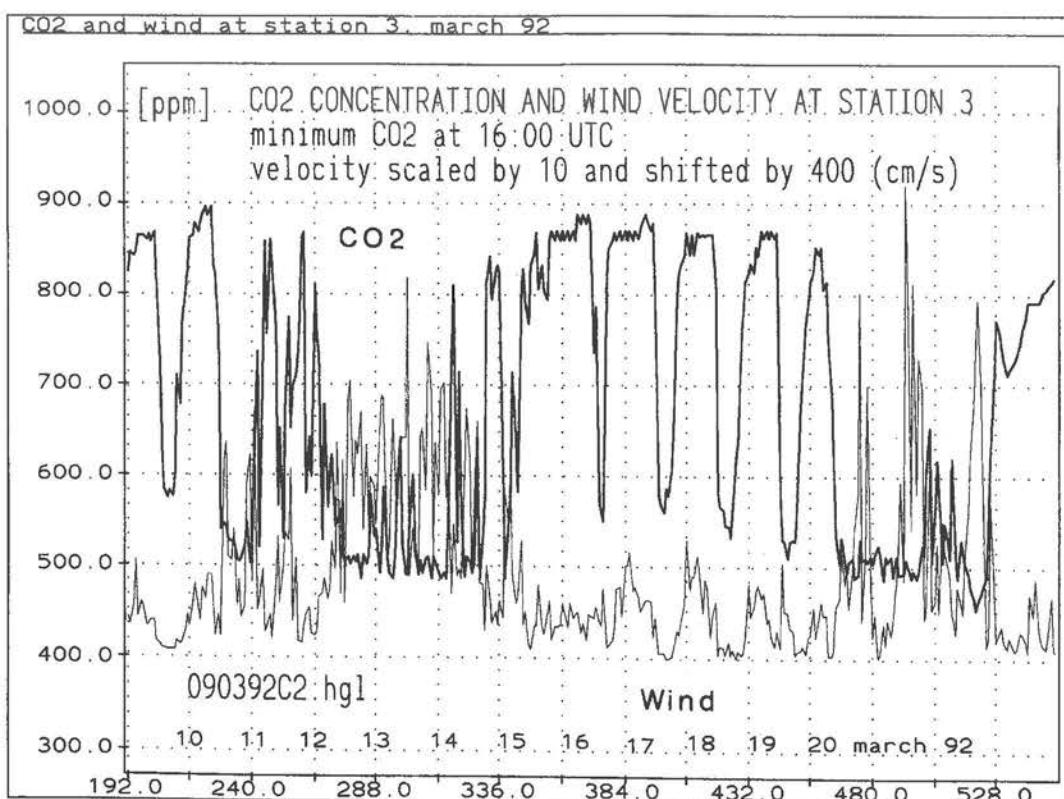


fig. 11

Variation of Carbon Dioxide concentration and Wind Velocity at station #3 (31 m from entrance), showing the minimum CO₂ concentration around 16:00 UTC.

First of all we could show that the carbon dioxide concentration follows a periodic pattern with a 24 hour period; the maxima of concentration (approximately 875 ppm) occur around 06:00 in the morning (UTC time), and minima around 16:00 in the afternoon, at the time of greatest photosynthesis activity on the plateau above the cave.

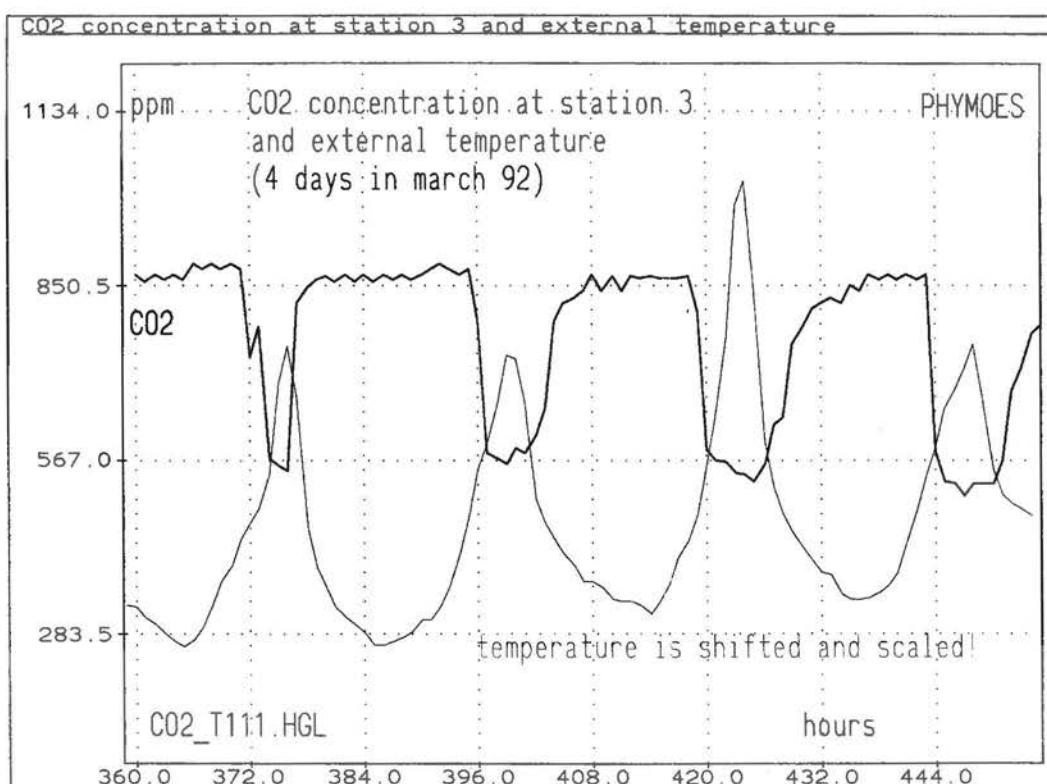


fig. 12 Relationship between Minima of CO₂ and Maxima of Outside Temperature.

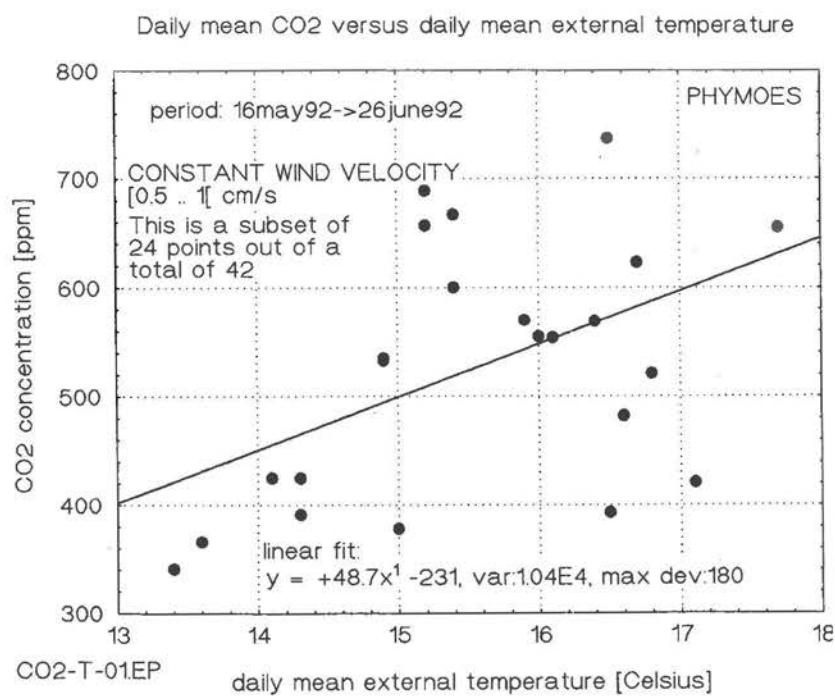


fig. 13 Increase of Average Daily Carbon Dioxide Concentration with Average Daily Outside Temperature.

The variation pattern is not always sinusoidal, the minima being shorter than the maxima.

A comparison with the outside temperature shows that minimum carbon dioxide concentration corresponds to maximum outside temperature (figure 12); the duration of CO₂ minima is definitely linked to the duration of temperature maxima, but it is difficult to establish a simple relationship between these variables.

Our measurement series from 16 May to 26 June (approximately 1000 measurements) is adequate to examine the variations of daily carbon dioxide concentrations.

We find that - at constant air velocity in the cave - this concentration increases with average outside temperature. This phenomenon has been reported by several authors [Ek, 1985; James, 1977; Renault, 1972], and can be interpreted as resulting from greater microbial activity in the soil during hot periods. Our measurements allow a linear fit to be made between the daily carbon dioxide concentration and the outside temperature, at constant air velocity.

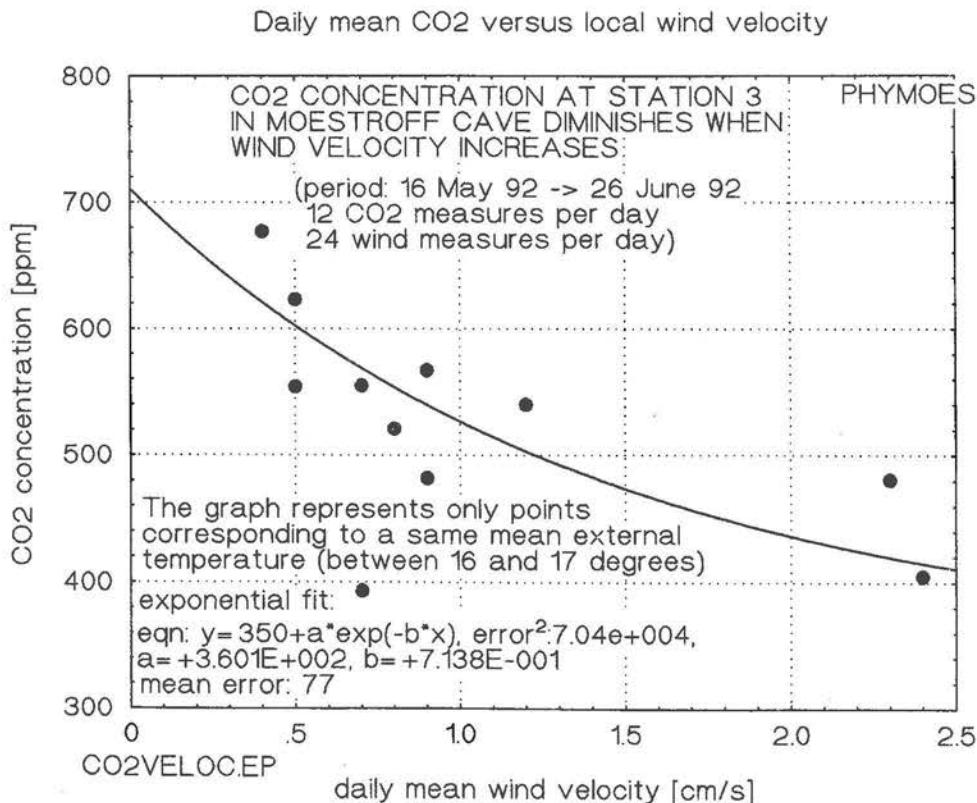


fig. 14

The average daily Carbon Dioxide Concentration decreases with the average Wind Velocity in the cave.

The wind blowing in the cave reduces globally the carbon dioxide concentration; for a given outside temperature, an exponential curve can be fitted between the carbon dioxide concentration and the average wind velocity in the cave.

As wind velocity increases, the slopes of the regression lines with temperature decrease. It is possible to fit these slopes with an exponential function to the average wind velocities in the cave, which yields a function of the type :

Our measurements give:

eq. 7 $CO_2 = a * e^{-b*V} * T + 350$

eq. 8 $CO_2 = 11.92 * e^{-26*V} * T + 350$

These measurements show that carbon dioxide concentration is linked on the one hand to the photosynthesis activity, which varies in turn with the solar activity (it decreases as photosynthesis increases), and on the other hand to the microbial activity in the soil (the cave lies 25-30 meters below the surface of the plateau), which increases with outside temperature and which generates CO₂. In the case of the Moestroff cave, this activity may provide the base level concentration of 550 ppm (i.e. approximatively 200 ppm more than in free air). Rain periods seem to have only a modest negative influence on CO₂ concentration: the correlation coefficient between CO₂ and rainfall is about -0.17; this is not a significant correlation, neither at the 99% nor the 95% significance level. This does not come as surprise, as the water infiltration at station 3, and hence the supply of decaying matter, is minute and constant.

The constraint to conserve electrical energy has forced us to extend the measurement interval from 1 to 2, then from 2 to 4 hour intervals. The latter is however too long, because minima are frequently missed; finally, we adopted a two hours interval as a compromise.

Since the measurements have been going on for a few months only, we are obviously not yet in a position to make a final contribution on the seasonal minima and maxima of carbon dioxide; whereas most authors have opted for a minimum concentration in autumn (Ek, James), others such as Klimchouk [Klimchouk, 1983] have observed the contrary in certain caves, so that this remains an open item at Moestroff.

In the future, we must perform a more refined analysis of CO₂ concentrations in the fissures at the top of the galleries, and perform some measurements in the soil of the plateau above the cave.

Conclusion

It is important to perform automatic measurements of carbon dioxide concentrations with sufficient precision and with sufficiently short sampling intervals in order to be able to detect fine variations which would otherwise go unnoticed. The carbon dioxide concentration follows a 24 hour rythm; it depends to a large extent on the air flow in the cave; the duration of concentration minima is linked to the duration of outside temperature maxima. The average daily variations can be represented as a function of average daily wind velocities and average daily outside temperatures.

4. RADON CONCENTRATION

Radon concentration measurements are being performed in cooperation with the Department of Radioprotection of the Ministry of Public Health. All concentrations given here-after represent non equilibrium (non EEC) concentrations!

Measurement series made by this department have shown that the average Radon concentration in dwellings in Luxembourg is 40-50 Bq/m³ in the southern Gutland region, and 140 Bq/m³ in the Oesling region. 40 % of all Oesling dwellings exceed however the limit of 150 Bq/m³. The maximum lies around 2000 Bq/m³ for a 3 months average. No measurements were performed in caves [Feider, 1992].

Therefore, it came as a great surprise when the first dosimetric measurements performed in June 1991 revealed a concentration exceeding 6000 Bq/m³ in barely ventilated locations. Since January 1992, these measurements are being performed without interruption at stations # 2, 3 and 4; the typical exposure period per dosimeter is 3 weeks. A measurement outside the cave has confirmed an average outdoor concentration of 50 Bq/m³.

The nuclear track dosimeters used ('Karlsruher Modell') have a precision of 6%, and seem not to be affected by the high humidity.

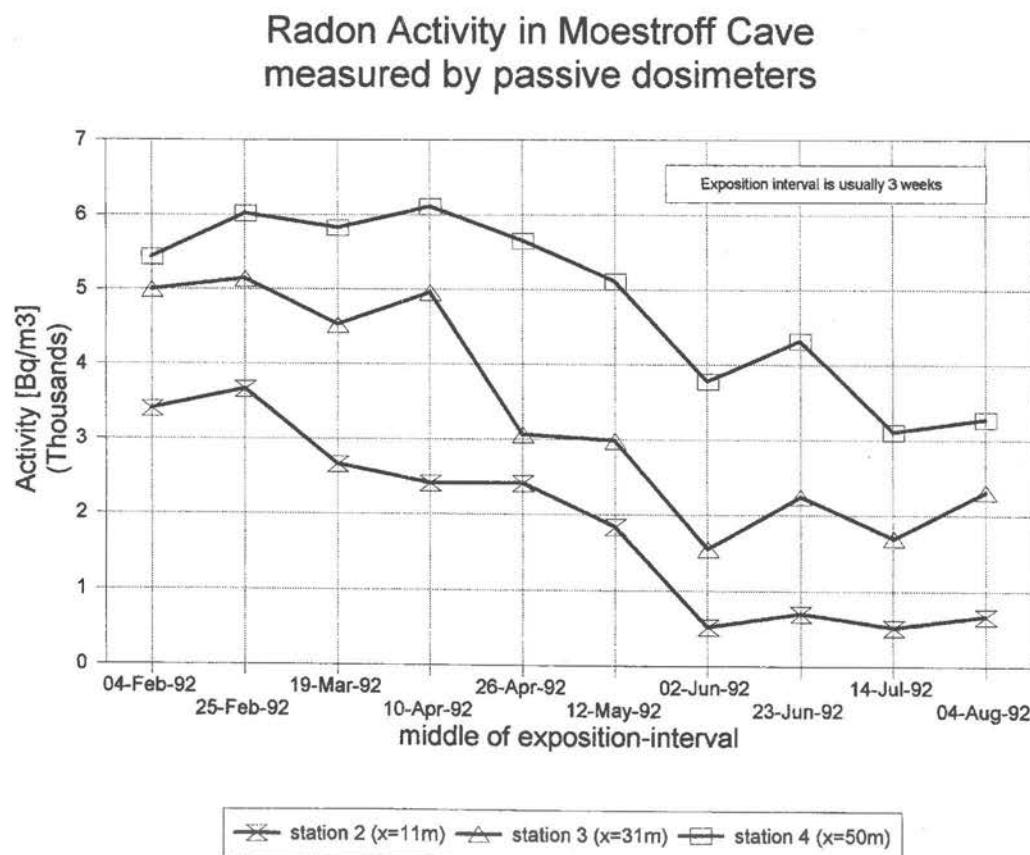


fig. 15

Radon Concentration at Stations #2,3,4 from Feb. to Aug.1992.

Figure 15 shows the variation of Radon concentration since February 1992 up to August 1992; clearly the variations are practically synchronous (statistical analyses gives a 99% probability that the radon concentrations are correlated, so there exists a common source for these emanations).

For a given station, the Radon concentration should be correlated with the average wind velocity, and one should expect lesser values with higher wind velocities (as the wind flushes the cave). This is not the case at Moestroff; actually there is a small, albeit statistically insignificant positive correlation between radon and wind!

The Radon concentration increases if one goes further into the cave; a good fit can be given by the following function:

$$\text{eq. 9} \quad \text{conc}(x) = a - b * e^{-cx}$$

The data yield the following values for the parameters :

$a=7389$, $b=7036$, $c=0.02$ (figure 16).

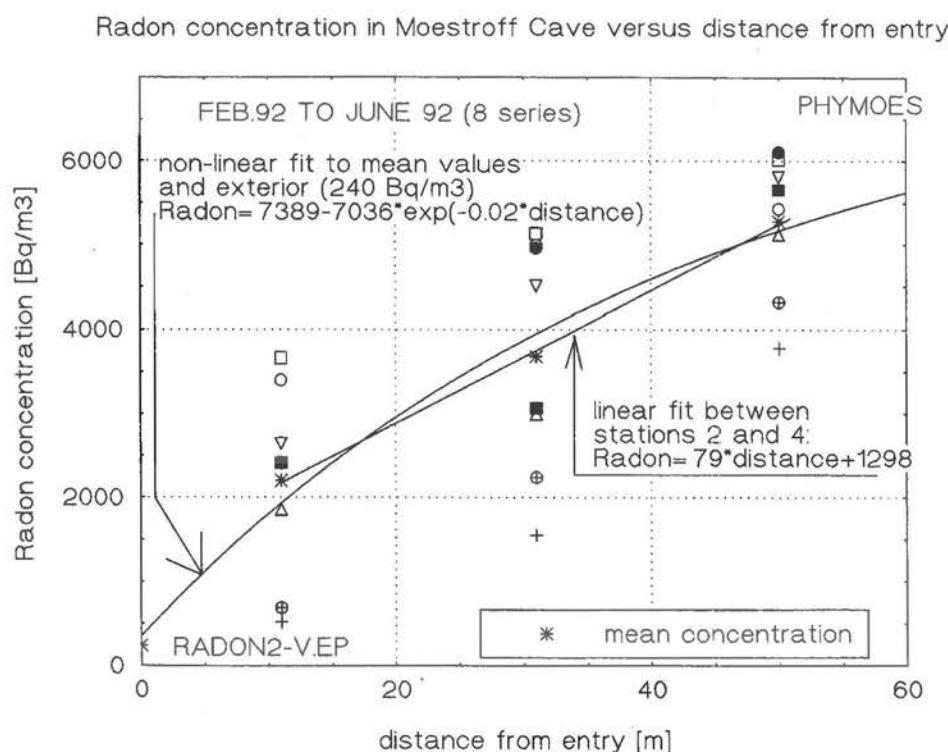


fig. 16 Variation of Average Radon Concentration versus Distance (8 measurements per station)

We find here again the same mathematical expression that was used to represent the average temperature as a function of distance. For the period under consideration, the relaxation distance (i.e. the inverse of the damping coefficient) is $x=50$ m, a figure which is of the same magnitude as the one for summer temperatures !

The rather high concentration of Radon raises a certain number of questions: does this Radon come from Uranium traces in the Muschelkalk, does it come from underlying clay lay-

ers, does it rise through fissures from even deeper layers, or does it seep down through the fractured rock from the soil above the cave [Surbeck and Piller, 1991]?

A correlation table between Radon and the different measured meteorological parameters gives the following values (12 measurement series, from January 92 up to September 1992):

CORRELATION COEFFICIENTS OF RADON versus other parameters															
Series_1_to_12															
	Radon3	Radon4	T_ext	H_ext	P_ext	T_stat2	H_stat2	Wind_2	Wind_3	CO2_3	Rain	Rho_1	Rho_2	Rho_3	Rho_4
Radon2	0.83	0.76	-0.96	0.23	0.55	-0.82	0.44	0.47			-0.53	0.96	0.88		
N	12	12	12	12	12	12	9	12			12	12	12		
corr.sig.- nificant 99%?	YES	YES	YES	NO	NO	YES	NO	NO			NO	YES	YES		
95%?	YES	YES	YES	NO	YES	YES	NO	NO			YES	YES	YES		
Radon3		0.87	-0.88	0.33	0.30	-0.74		0.24	0.24	0.80	-0.51	0.88		0.61	
N		12	12	12	12	12		12	12	10	12	12		10	
corr.sig.- nificant 99%?		YES	YES	NO	NO	YES		NO	NO	YES	NO	YES		NO	
95%?		YES	YES	NO	NO	YES		NO	NO	YES	YES	YES		YES	
Radon4			-0.79	0.04	0.12	-0.89		0.13			-0.65	0.77			0.41
N			12	12	12	12		12			12	12			10
corr.sig.- nificant 99%?			YES	NO	NO	YES		NO			NO	YES			NO
95%?			YES	NO	NO	YES		NO			YES	YES			NO

tab. 1

Correlation coefficients between radon concentration and other meteorological parameters. Rainfall figures are extrapolated from monthly values published by STATEC, Luxembourg

The general trend has shown up to now a decreasing concentration during the warmer months, quite the opposite to most authors findings. As it is the inverse chimney effect that usually brings down Radon from overlaying rock or soil during the warmer period, one should expect indeed higher radon levels in summer. Our contrary findings could be explained, if the radon is mostly brought up by thermal convection from a very small secondary cave system lying below the main maze. During winter time, air would rise from below into the main cave, increasing radon concentration; the opposite effect would play during the warmer months. The measures during the next months will show if the observed pattern holds for longer periods.

What remains interesting, is the high positive correlation between radon and CO2 (reported by some authors), and between radon and external air density; we have not found any discussion on this aspect in the literature.

The high radon concentration could present a very small health hazard for visitors; spending 200 hours in the cave gives a maximum dose equivalent for the lung tissues of 10 [mSv] which corresponds to a risk factor of 0.05% (to be compared to the risk factor of 0.6% for smokers) [Jacobi, 1986; NCPR, 1988].

Conclusion

The radon concentration in the Moestroff cave is the highest found so far in Luxembourg (>6000 Bq/m³). At all locations, it is positively correlated to the external air density; the relationship between the Radon concentrations and the distance from the cave entrance can be represented by a simple exponential function of the same type as the one which describes the relationship between temperature and distance.

REFERENCES

- ANDRIEUX Cl. (1970): Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles Annales de Spéléologie, tome 25, fasc.2
- BAKALOWICZ (1972): La rivière souterraine de Pinorgözu, Annales de Spéléologie, tome 27, fasc. 1
- CIGNA A.A (1967): An analytic study of air circulation in caves Internat. Journal of Speleology, III/1-2
- CHOPPY J. (1966): Processus climatiques dans les vides karstiques Phénomènes karstiques
- CRC (1987): Handbook of Chemistry and Physical Constants 64th edition
- Ek C., GEWELT, M. (1985): Carbon dioxide in cave atmospheres Earth surface processes and landforms, vol.10
- FEIDER M. (1992): Service de la Radioprotection Personnal communication, mai 1992
- GSA (1966): Handbook of Physical Constants, Revised edition The Geological Society of America
- JACOBI, W (1986): Lungenkrebs nach Bestrahlung: das Radon Problem Naturwissenschaften, 73, Springer-Verlag
- JAMES J.M. (1977): Carbon dioxide in the cave atmosphere Trans. British Cave Res. Ass., vol.4,no.4
- KLIMCHUK A.B., YABLOKOVA N.L., OLSHTYNSKY, S.P. (1983): The regularities in the formation of gas composition of the air in the large karst caves of Podolia and Bukovina Proceedings, UIS 1983
- LEBRUN J. TERCAFS R. (1972): Etude de la convection naturelle dans une cavité cylindrique horizontale soumise à une onde de température longitudinale, Collection des Publications de la Faculté des Sciences Appliquées, Université de Liège; vol 34
- NCRP (1988): Measurement of Radon and Radon Daughters in Air NCRP Report no. 97
- NETZ (1983): Formeln der Technik Hanser
- RECKNAGEL (1992): Taschenbuch für Heizung und Klimatechnik. Oldenbourg Verlag.
- RENAULT Ph. (1972): Le gaz des cavernes Découvertes
- SHAPIRO et al. (1984): Recognition of Environmentally Caused Variations in Radon Time Series PAGEOPH, Vo.122, Birkhäuser Verlag, Basel
- SURBECK H., PILLER G. (1992): Die Suche nach der Ursache erhöhter Radonkonzentrationen in Wohnräumen der Region La Chaux-De-Fonds Bundesamt f. Gesundheitswesen, Inst. de Physique, Pérrolles, Fribourg
- WARREN C., LEWIS. M.D. (1983) The breathing of Coldwater cave, Proceedings ,UIS 1983
- WIGLEY T. M., BROWN M. C. (1971): Geophysical applications of heat and mass transfer, Boundary Layer, Meteorology 1.

PRELIMINARY CLIMATOLOGICAL OBSERVATIONS IN ALPINE CAVES OF AUSTRIA

Karl MAIS & Rudolf PAVUZA
 Karst- und Höhlenkundliche Abteilung
 Naturhistorisches Museum Wien
 Messeplatz 1/10
 A-1070 WIEN

ABSTRACT

Speleometerological obversations play an important role during speleological investigations in the alpine caves of Austria. Both time series as well as single measurements are recorded. Main goals are investigations of the dynamics of the cave atmosphere as well as of changes in the water budget of alpine ice caves. Besides that observations on condensing waters lead to further conclusions on the cave climate and implicate some relevance in speleogenetics. A speleometerological database SPELMET is in preparation.

RESUME

Le département du Karst et de Spéléologie du Musée d'Histoire Naturelle de Vienne réalise parmi ses travaux également des recherches sur le climat des grottes. Sont faites non seulement des mesures ponctuelles, mais également des mesures s'étalant sur des durées plus longues, et s'appuyant sur des dataloggers. Ces travaux ont pour but d'une part l'étude de la dynamique des vents dans les grottes, d'autre part ils fournissent les bases au projet 'Eishöhlen' (grottes glaciaires) qui a pour mission d'analyser les changements de l'enclavement des grottes alpines. L'étude des eaux de condensation dans les grottes - qui sont un des indicateurs de la dynamique des vents - est un autre sujet d'étude et a une relevance certaine sur la genèse de certaines grottes. Une base de données spéléométéorologiques SPELMET est en cours de réalisation.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Karst- und Höhlenkundliche Abteilung des Naturhistorischen Museums führt im Zuge ihrer verschiedenen Arbeiten Untersuchungen des Höhlenklimas durch. Dabei werden sowohl Einzelwerte, als auch Zeitserien, teilweise bereits mit Datenloggern erfaßt. Die Arbeiten dienen einerseits der Untersuchung der Höhlenwinddynamik, andererseits sind sie eine Grundlage für das Projekt "Eishöhlen", das die Veränderungen des Eishaushaltes in alpinen Höhlen untersucht. Die Beobachtung der Kondenswässer in den Höhlen - ebenfalls ein Kennzeichen der Höhlenwinddynamik - ist ein weiteres Arbeitsgebiet und in manchen Höhlen von speläogenetischer Relevanz. Eine speläometeorologische Datenbank SPELMET ist in Vorbereitung.

1. SPELEOMETEOROLOGICAL TIME SERIES

With the help of the new generation of data loggers it is possible to record time series of climatological parameters of caves. As it is not always possible to install PCs or large logging equipment in alpine caves we tried to find an independent, small and sealed data logger. Currently we use the swiss made "Hamster" that records temperature and - optionally - relative humidity. It can be programmed for different time intervals and ranges. Overall it can store 8000 data points. Data can be collected via an infrared-using interface and a notebook-computer on the spot.

Recording time series is especially important in dynamic cave systems with two or more entrances (at least for the air) where the meterological system may be quite complex. Fig. 1 presents the results of a 40-day period in a pre-alpine cave of Lower Austria. The logger was placed in a "blowhole" adjacent to the entrance. Average temperature in this cave is about 7 degrees, therefore the winter-effect is quite distinct at this point as well as the changing air movement from the outside. At the first view the relative humidity is changing in a similar way. But plotting temperature against rH shows (Fig. 2) that the relationship is not that clear as the points are scattered around the hypothetical regression line due to some unknown dynamics of the water saturation.

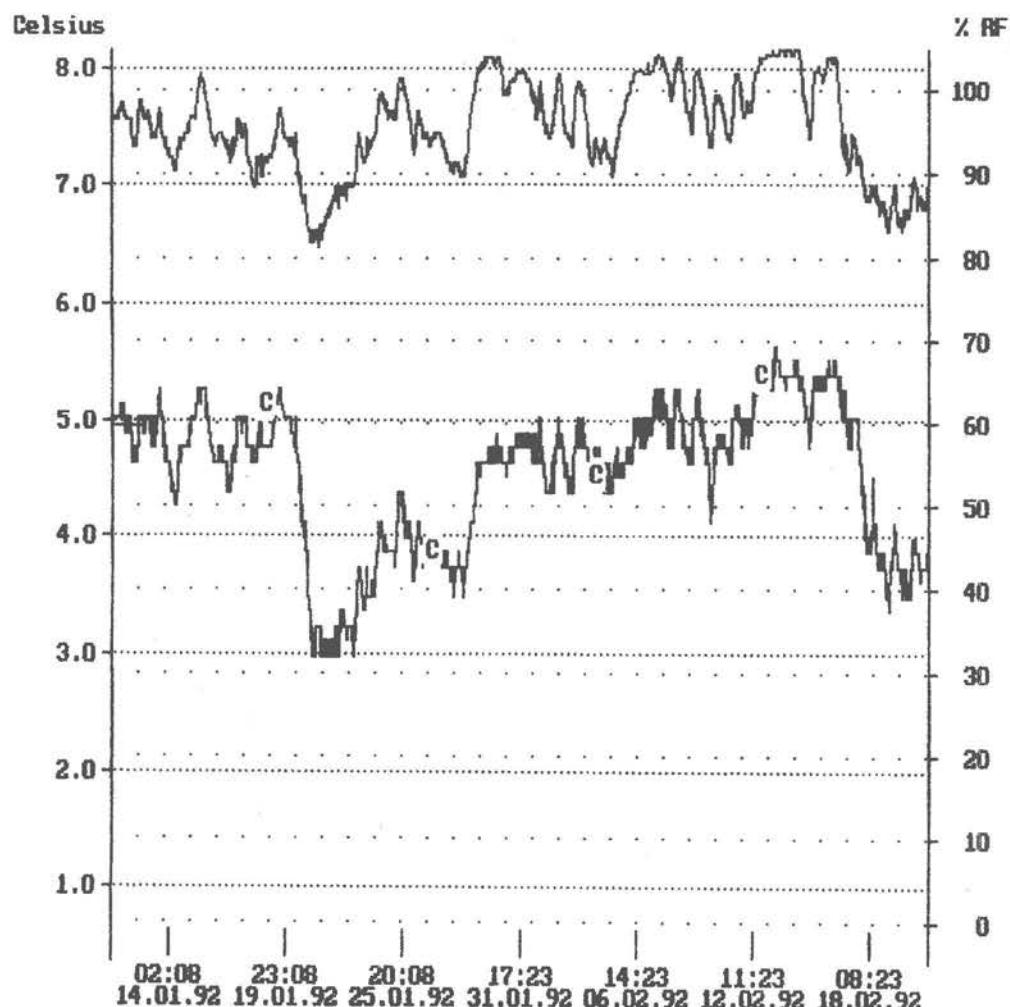


fig. 1 Time series from the "Blowhole" in the Hermannshöhle, Lower Austria, in January/February 1992

HERMANNSHÖHLE

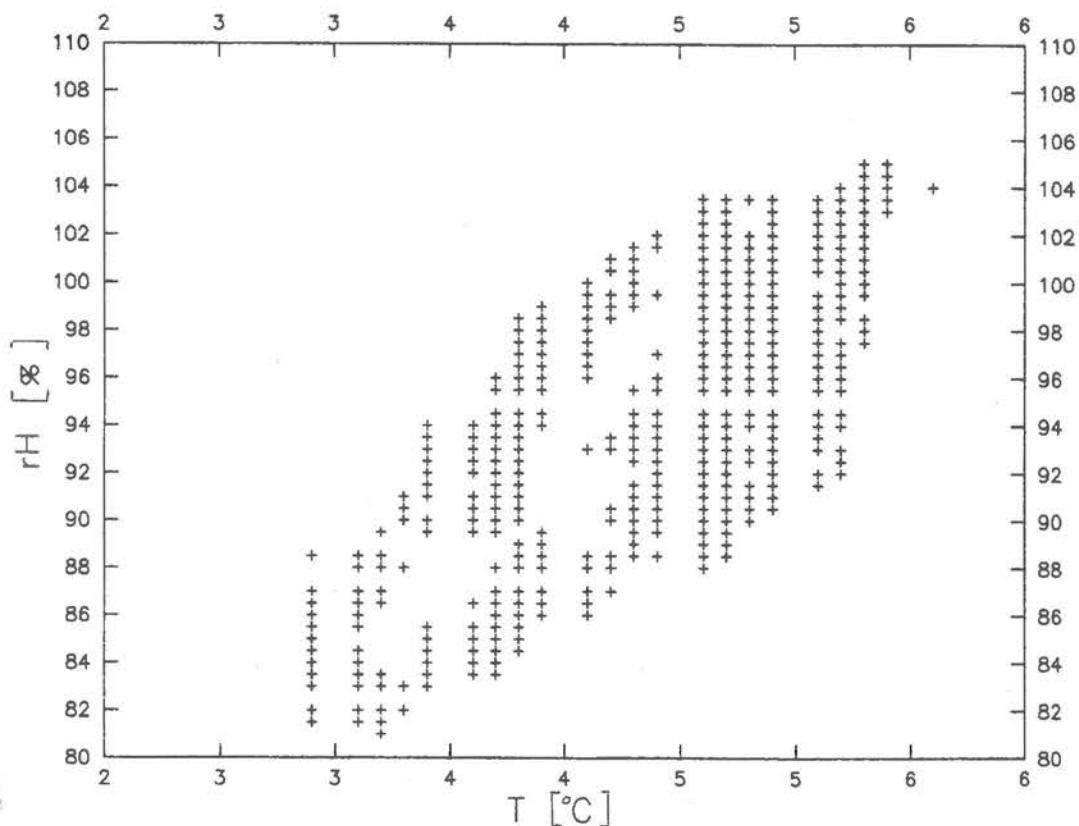


fig. 2 Relationship of temperature and relative humidity of the "Blowhole" in the Hermannshöhle, January/February 1992

2. CORRELATION OF SPELEOMETEOROLOGICAL STATIONS

In dynamic systems it might help to test the relationship of different observation points to clear up the "air and temperature budget" of a cave. Especially in alpine caves with important amounts of cave ice this is essential to evaluate the significance of the changing (and mostly decreasing) ice bodies. In the "Dachstein-Rieseneishöhle" in Upper Austria there is a dynamic system with heavy air movement through the "Blowhole" above the upper entrance. The latter is closed during the touristic season. Measurements of the outside air, the blowhole and the famous ice chapel (Fig. 3) have been carried out since 1990. Fig. 4 shows an example from spring 1992 where the system was unstable till May with some changes of the air movements.

Later the temperature inside the cave had stabilized and the air movement was generally outside. In combination with the other stations in the cave it seems to be possible to give recommendations to the management about the closing/opening of the different doors in off-season. Another example from the same cave (Fig. 5) gives an idea of the summer situation: In most cases we encountered an outside flow but sometimes also an inflow of warm air that might become a problem to the ice. Besides that some peculiar irregularities (the branch at the left side of the graph) could be observed.

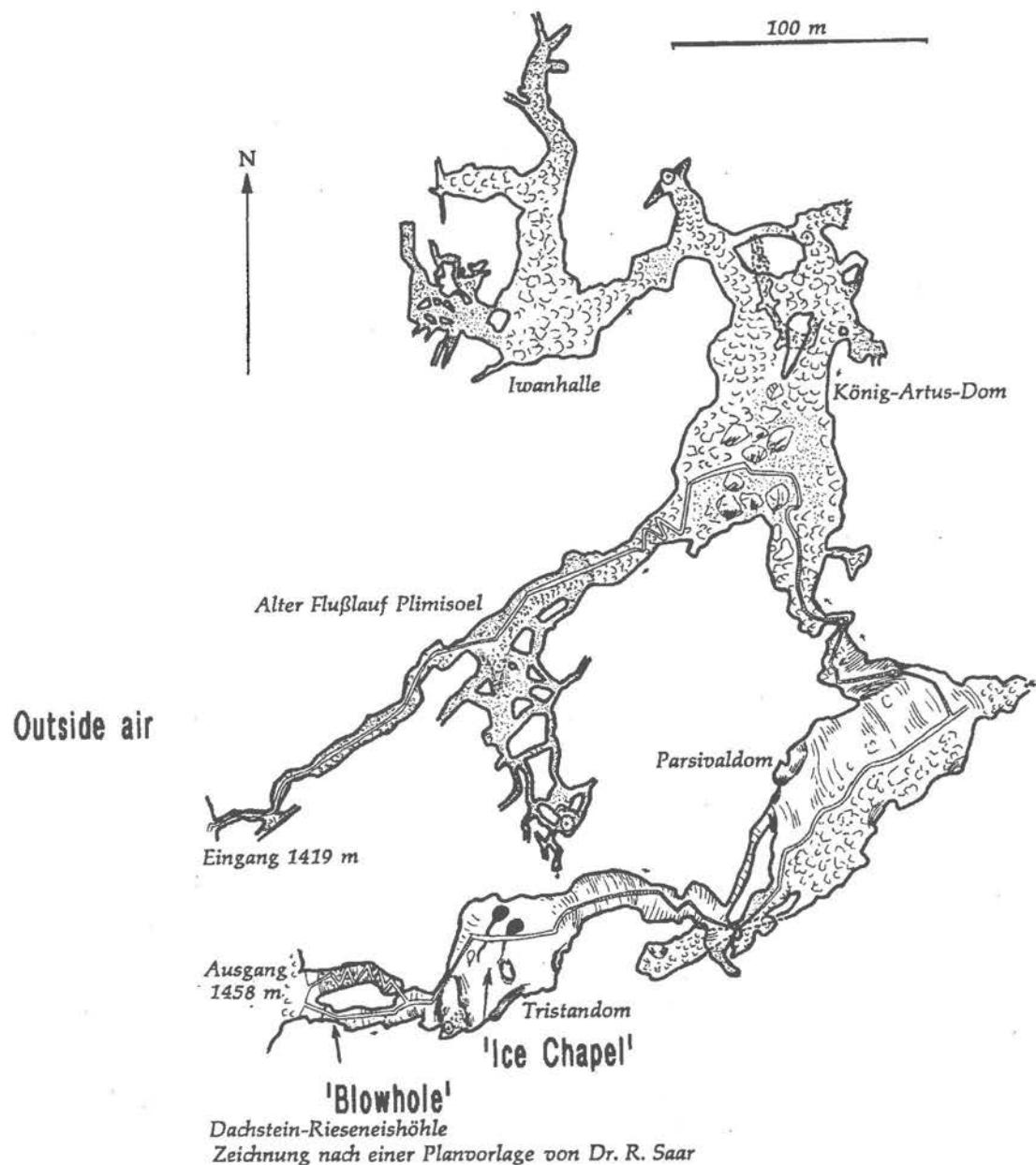


fig. 3

Temperature recording stations in the Dachstein-Rieseneishöhle (Upper Austria)

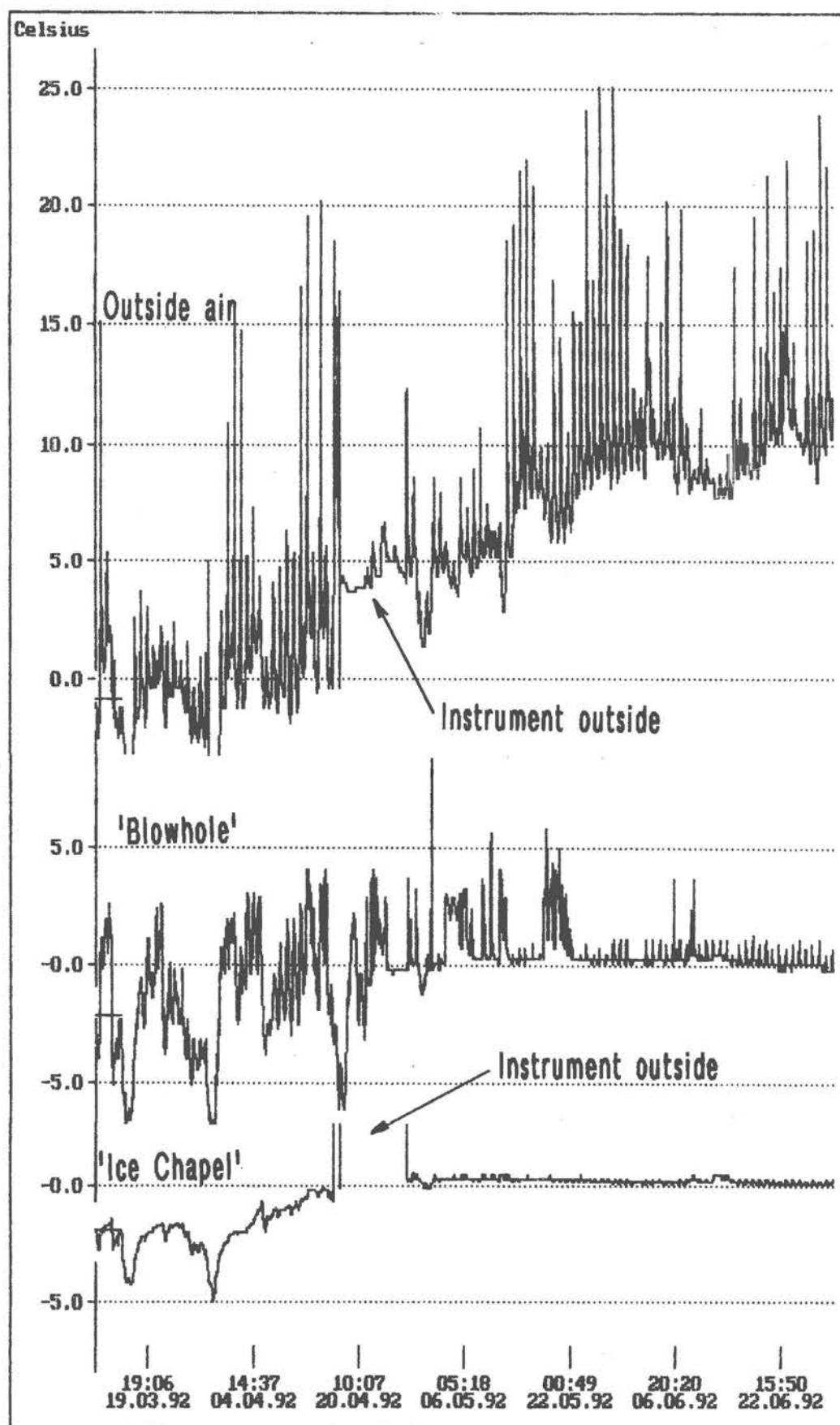


fig.4

Time series of temperature in the Dachstein-Rieseneishöhle (Upper Austria). See also Fig.3

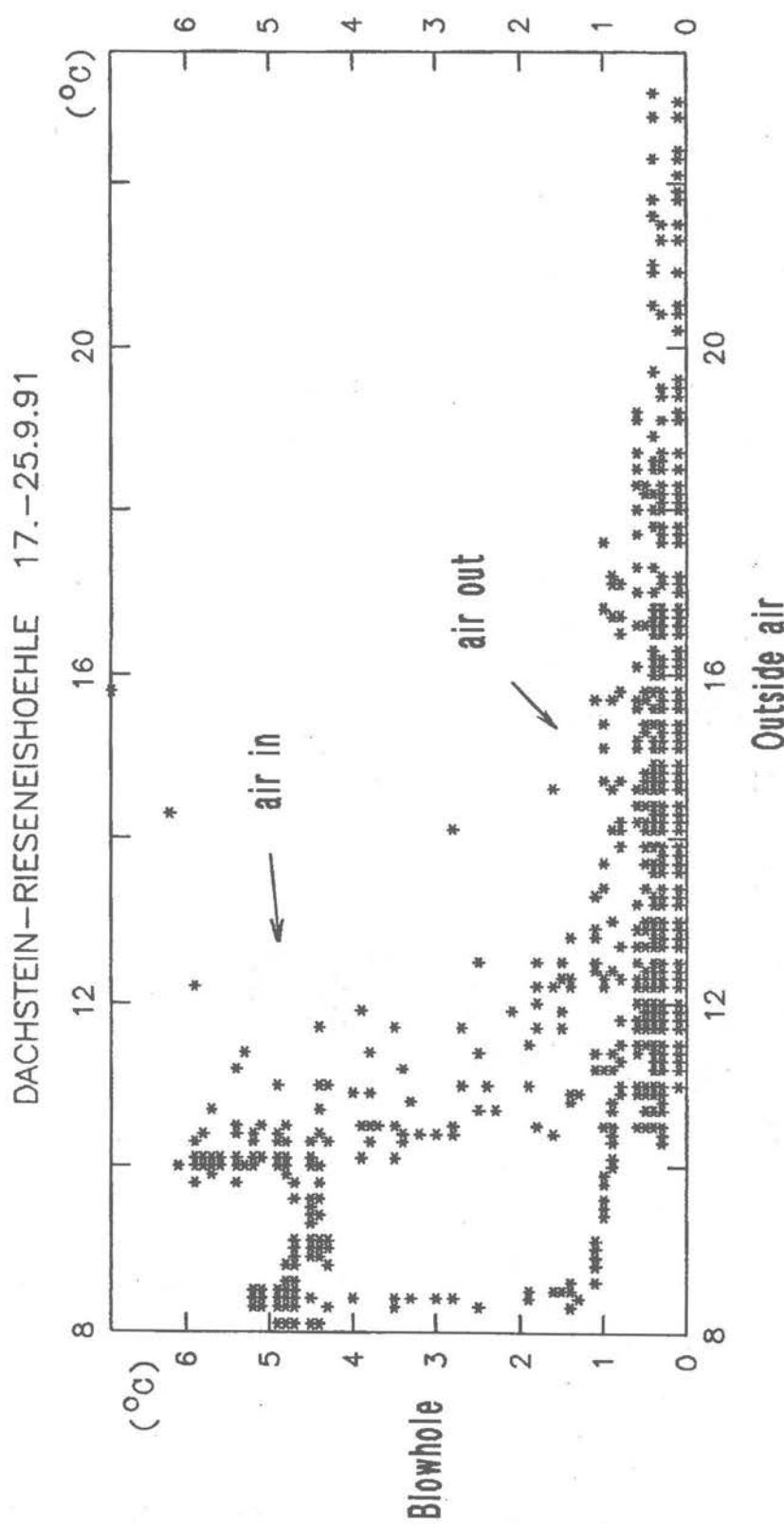


fig. 5

Correlation between outside air temperature and the temperature of the "Blowhole" at the upper entrance of the Dachstein-Rieseneishöhle (Upper Austria)

3. CONDENSING WATERS

In several alpine caves one can find condensing waters, being an important speleogenetic factor. Especially in the high alpine caves impressive erosional features are the result of this phenomenon. The main reason for that is the increasing solution potential for CO₂ with decreasing temperature (about 5 % per degree centigrade). That means that if air flows into a cold high alpine cave it condenses at a lower temperature yielding a higher corrosion potential. But also within a cave changes of the air temperature have an effect on the CO₂-solution and subsequently the dissolution of the cave walls (Fig. 6): The dissolved HCO₃ and Ca+Mg decreases with the air temperature (at about 5 % per degree again). Another effect could be observed: whereas all of the dripping waters show no NO₃ at all the condensing water showed NO₃ contents up to 20 mg/l. This Nitrate seems to be of atmospheric origin.

HERMANNSHÖHLE

Condensing water "Fürstenhalle"

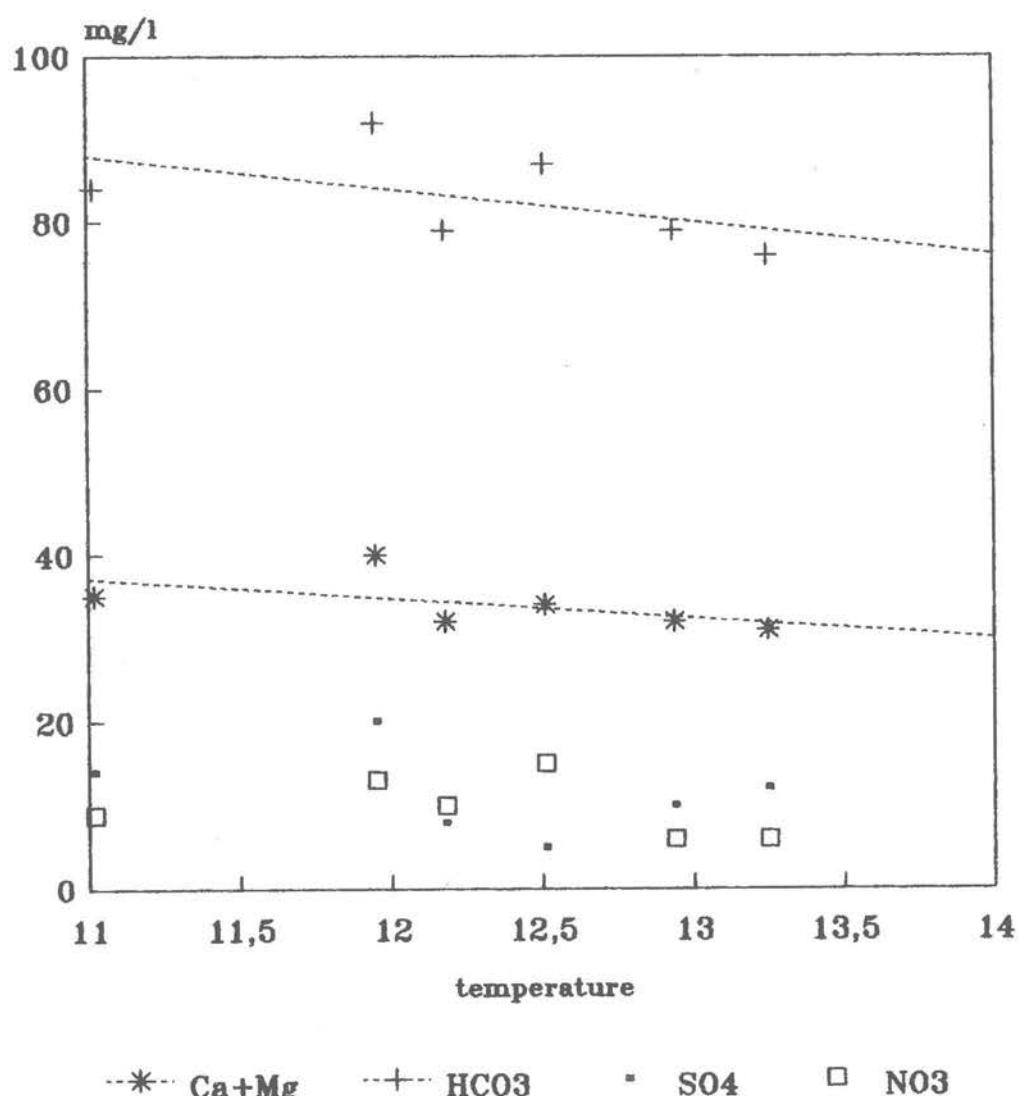


fig. 6

Influence of temperature on the hydrochemistry of the condensing waters of the Hermannshöhle (Lower Austria)

AIRBORNE CARBON DIOXIDE IN UKRAINIAN CAVES

Alexander KLIMCHOUK, Nataly JABLOKOVA
 Kiev Karst & Speleological Center
 P.O.Box 224/8, Kiev-30, 252030 Ukraine

ABSTRACT

Availability of the large number of measurements of CO₂ content in the cave atmosphere made through 12 years in different regions and caves, makes it possible to characterize most general regional, cave-to-cave or seasonal variations. Some features of geology, hydrology, pattern and climate of the studied caves are considered, and carbon isotope studies are applied to explain CO₂ genesis and behavior.

RESUME

La disponibilité d'un nombre élevé de mesures du CO₂ de l'air des cavernes, mesures faites pendant 12 ans dans des régions et cavernes différentes, rend possible de décrire les variations les plus générales, à la fois en ce qui concerne les différences de grotte à grotte et celles dues aux saisons. Plusieurs caractéristiques d'ordre géologique, hydrologique, morphologique et climatologique, ainsi que des études isotopiques, sont utilisées pour expliquer la genèse et le comportement du CO₂ souterrain.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfügbarkeit einer grossen Zahl von Messungen der CO₂-Konzentrationen in der Höhlenluft welche in den vergangenen 12 Jahren in verschiedenen Gebieten und Höhlen gemacht wurden, erlaubt es die meist regionalen, grottenspezifischen und saisonalen Schwankungen des CO₂ Gehaltes zu charakterisieren. Verschiedene Eigenarten geologischen, hydrologischen, morphologischen und klimatologischen Ursprungs sowie CO₂-Isotopen Messungen erlauben es die Genese und das Verhalten des CO₂ in der Höhlenluft zu erklären.

1. INTRODUCTION

During the last 12 years 876 measurements of CO₂ content were made in different caves of two major cave regions in the Ukraine: in the Western Ukraine and Crimea [fig.1]. Some preliminary results and detailed case studies were reported earlier [Klimchouk et al., 1981; 1984]. The number of measurements made through years in certain cave areas, caves or cave series, ranges from 54 to 306. Presence of the large sets of data makes it possible to characterize most general regional, cave-to-cave or seasonal variations in CO₂ content. This is the major objective of the paper rather than studying micro-spatial or short-term variability which have been shown significant in many case studies [Ek et Gewelt, 1985; Klimchouk et al., 1981]. To explain the general variability most common geologic, hydrologic and cave pattern features are described briefly for the studied areas and caves.



fig. 1

Location of the major cave areas in the Ukraine.

2. METHODS OF INVESTIGATIONS

Most of the CO₂ measurements were made by taking air samples into special glass ampules provided with vacuum rubber tubes and clips at each end, and by analyzing samples in the laboratory with the gas chromatographs "LHM-72" and "Viruchrom". About 15 % of data were obtained by measuring CO₂ on spot with the portable chromatographer "Poisk-1". Compatibility of the field measurements with the lab data was checked in a regular basis by taking samples from same points for lab analysis. Results are presented in the form of volume percent units.

All CO₂ measurements are located in space and time. Data used in this paper represent samples and measurements made in the passageways or chambers, generally at the height of 1 m over the floor. Data representing special situations such as fissures, joints or entrance zones, were excluded from below consideration.

3. STUDIED CAVES AND REGIONS

In the Western Ukraine extensive maze caves are formed in platform setting, in the Neogenic gypsum strata covered with carbonaceous and clay formations. Two subregions are distinguished here by present geomorphic and hydrologic conditions of karst development [Klimchouk & Andrejchouk, 1986]. Most of large maze caves are situated in the Podol'sky subregion, such as Optimisticheskaja, Ozernaja, Kristal'naja, Mlynki, Atlantida and others [Klimchouk, 1992]. The river valleys entrench deeply into sedimentary cover, and the gypsum strata and caves are completely drained and fairly well aerated in this subregion. There is no downward seepage from the surface to the caves due to presence of clay cover, but localized point recharge occurs through swallow holes.

In the Bukovinsky subregion the depth of erosional entrenchment is much less and caves in the gypsum strata remain under confined or water table conditions. Air gas composition

have been studied in Zolooshka Cave where more than 80 km of maze pattern have been explored since the cave became accessible due to quarry operation and related declination of water table. Upward recharge of karst system occurs from underlying aquifer, but point recharge from the surface also takes place within some most uplifted blocks.

In the Crimea caves are formed in the mountainous folded area, in the Upper Jurassic limestones. Gas composition have been studied in caves of different types:

- a) in vertical cascade shafts up to 80 m deep with entrances located on the surface of the Dolgorukovsky Plateau;
- b) in the Krasnaja Cave, which is a 14 km long subhorizontal cave, developed in the base of the Dolgorukovsky Plateau, and containing large underground river of point (localized) recharge. The cave has extended linear River Series separated with sump from the multi-leveled Entrance Series. The latter part of the cave has many entrances and is well ventilated
- c) in the fossil Marble Cave which has an entrance on the Tchatyrdag Plateau and consists of large volume, slightly inclined, galleries. The cave lies 10 to 80 m beneath the surface and displays many points of water seepage.

4. RESULTS AND DISCUSSION

[Table 1] and [fig. 2] shows an average CO₂ content in the Ukrainian caves, differentiated by regions (caves) and seasons. The average value 0.59 vol.% for the whole set of data confirm that high content of CO₂ compared to the open air is a fundamental characteristic of cave atmosphere [Ek & Gewelt, 1985; James, 1977].

REGION Caves	Measure- ments	Average CO ₂ content [vol. %]			Max. CO ₂ content [vol.%]
		year	summer	winter	
UKRAINE	876	0.59	0.48	0.66	5.13
PODOLIA	306	0.45	0.49	0.44	3.97
Caves: Optimisticheskaja Kristal'naja Mlynki Atlantida Dzhurinskaja					
BUKOVINA Zolooshka Cave	182	1.37	0.95	1.53	5.13
CRIMEA Vertical shafts of Dolgorukovsky massif	58	0.33	0.40	0.04	0.90
Krasnaja Cave of Dolgorukovsky massif	228	0.21	0.23	0.20	0.80
- Entrance Series	86	0.19	0.37	0.13	0.45
- River Series	142	0.27	0.27	0.27	0.80
Marble Cave	96	0.61	0.53	0.66	1.33

tab. 1

Airborne Carbon Dioxide in Ukrainian Caves

Airborne CO₂ in Ukrainian caves

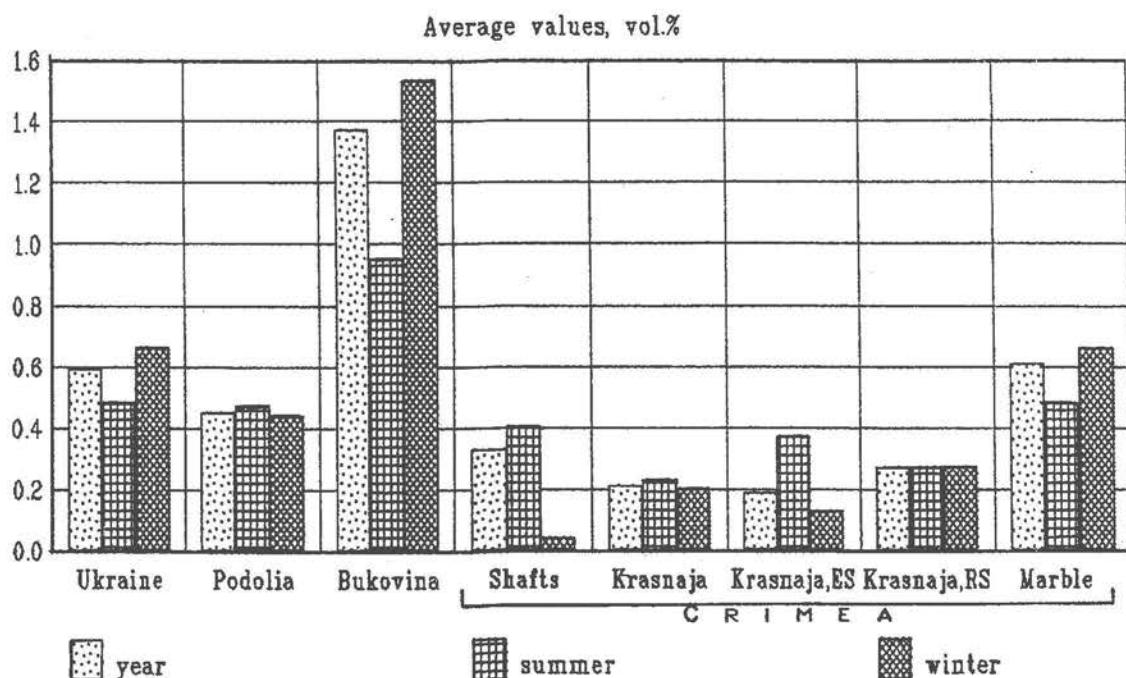


fig. 2

Gypsum caves of the Western Ukraine display distinct differences in CO₂ values and behavior between Podol'sky and Bukovinsky regions. In the caves of Podolia the average CO₂ content is 0.45 vol.% (n=306) with no clear seasonal variations. There are no statistically significant distinctions in CO₂ levels between different caves of the area. As no vertical percolation occurs from the soil to the caves, decomposition of organic matter in the caves can be suggested as a chief source of CO₂ production. Organic matter is brought to the caves by localized streams through swallow holes. The carbon isotope composition of the CO₂ ($d^{13}C = -2.58\%$; n=10) allows this conclusion.

In the caves of Bukovina an average CO₂ content is much higher: 1.37 vol.% (n=182), and seasonal variations are very distinct. Winter level of the CO₂ (1.53 vol.%) is much higher than that in summer period (0.95 vol.%). This feature is quite opposite to that is usually referred for CO₂ seasonal variability in caves [Ek & Gewelt, 1985; James, 1977 and others]. As Zolooshka Cave in Bukovina displays a quite special case both by high CO₂ level and mode of seasonal variability, so the question about source of carbon dioxide became of primary interest [Klimchouk & Jablokova, 1990].

As the pattern of the cave and geologic setting is not much different from other gypsum mazes in Podolia, so that to explain the above peculiarities in CO₂ content we need to consider some hydrology and geochemistry features of the area and to engage isotopic data. Bukovina is the scene of active microbiologically driven sulfate reduction processes in the Neogenic aquifer system. These are manifested by high content of hydrogen sulfide in the water in many spots. Microbial oxidation of methane coming from the adjacent Pre-Carpathian foredeep, can occur within the aquifer which underlies and recharges the gypsum strata. It is considered to be a chief source of carbon dioxide in the caves of Bukovina. To prove this suggestion isotopic analysis has been applied.

Carbon in CO₂ formed from methane must be very lighter: $d^{13}C$ values may range from

-4.10 to -6.30 % [Galimov, 1981].

Fifteen isotope analysis from Zolooshka Cave show the mean carbon composition of -3.15%; the maximum value is 4.27%. These data confirm firmly that most of carbon dioxide in the cave atmosphere is reduced from methane, but it is not of deep origin as it was suggested by previous work [Dubljansky and Lomaev, 1981]. It mixes to some extent with CO₂ produced from decomposition of organic matter in the cave, dC₁₃ in which may range from -2.5 to -2.6%.

For the Crimean Mountains the whole set of data display an average CO₂ content 0.33 vol.%, and no seasonal variations. But this is not really representative as CO₂ levels in certain caves or cave series differ significantly depending on their morpho-climatic and hydrological peculiarities.

In the vertical shafts of the Dolgorukovsky massif an average content is 0.33 vol.% (n=58), but summer average (0.40 %) is ten times higher than that of winter period (0.04 %). This "normal" seasonal variability is easy to explain by that CO₂ comes into cave atmosphere from the surface soil.

Other factors which influence CO₂ declination in the winter period is active downward air-flow into shafts and shaft water flow.

In Krasnaja Cave, which is developed at the base of the same massif, at the depth of 120-140 m from the surface, an average CO₂ content for the whole year is 0.21 % (n=228), and it does not display any seasonal variation. However, there is a significant distinction in CO₂ behavior between two major parts of the cave.

In the Entrance Series a year average content is 0.19 % (n=86), and the summer level (0.37 %) is three times higher then that of the winter period (0.13%).

This seasonal variation can be related to changing CO₂ productivity by decomposition of organic material, as there is significant seasonal variation in air temperature within this series due to presence of many entrances and active ventilation.

CO₂ content in the River Series extended for some 5 km upstream behind sump, displays no seasonal variations and a year average is 0.27 %. In this series CO₂ is supplied by underground river which act as gas content regulator. Isotope data (dC₁₃ values range from -2.07%, to -2.90 %; average is -2.44 %; n=8) allow biogenic origin of CO₂, but do not confirm its deep origin as it was suggested by previous works [Dubljansky, 1977]. Carbon in such latter case would have much heavier composition.

In the large volume Marble Cave of the Tchatyrdag Massif a year average CO₂ is 2 to 3 times higher then that of above mentioned caves of the Dolgorukovsky Massif, namely 0.61 %. This comparatively high content is determined by shallow occurrence of the galleries lying sub-parrallel to the slightly sloping surface, on the depth of 10-60 m.

CO₂ is coming through the fissures from the soil, and is also brought with seepage waters dripping from the ceiling in many points of the cave. Prevalence of this source of CO₂ can be expected to induce "normal" seasonal variation in the gas content, with summer maxima and winter minima, according to soil bioproductivity variation. More ventilation in the Marble cave during winter period also must lead to lower gas content. But in fact, winter average exceeds that of summer period, although not very much. This can be explained by the condensation processes in the cave environment, which proved to be a valuable source of karst water recharge in the region during a summer period [Dubljansky, 1977]. Waters formed by condensation are sharply disequilibrated with CO₂ of the cave air, so that they are able to seize significant amount of CO₂ from the air to lower its content.

CONCLUSION

Results from the Ukrainian caves confirm that high C02 content compared to the open air is a fundamental characteristic of the cave atmosphere.

Regional averages of the C02 content vary from 0.33 vol.% (Crimea) to 1.37 vol.% (Bukovina). Year and seasonal averages can be representative where the local settings of cave occurrence are rather uniform (Podolia) but it is not true for regions where morphoclimatic and hydrological conditions vary significantly between caves (Crimea). The same can be applied to the trends of the seasonal variability.

The level of the C02 content in caves and the trend of seasonal variability is controlled by the C02 origin, but also by many other factors such as cave pattern and occurrence, ventilation water recharge mode, etc. Carbon dioxide coming from the soil, and/or decomposition of organic matter are major sources of C02 in cave atmosphere, but in Bukovina a special case is revealed where C02 is produced from microbially aided oxidation of methane occurring in the underlying aquifer.

The study of carbon isotope composition is a very helpful tool to determine the carbon dioxide genesis in the cave air.

REFERENCES

- DUBLJANSKY V.N. (1977): Karst caves and shafts of the mountainous Crimea. Leningrad: Nauka. 183.
- DUBLJANSKY V.N. and LOMAEV A.A. (1980): Karst caves of the Ukraine. Kiev: Naukova Dumka. 176.
- EK C. and GEWELT M. (1985): Carbon dioxide in cave atmospheres. New results in Belgium and comparison with some other countries. - Earth Surface Processes and Landforms, 10: 173-187.
- GALIMOV E.M. (1968): Geochemistry of stable carbon isotopes. Moscow: Nedra. 260. (russ.).
- JAMES J.M. (1977): Carbon dioxide in cave atmosphere. Trans.Brit.Cave Res.Assoc. 4: 417-429.
- KLIMCHOUK A.B., JABLOKOVA N.L., OL'SHTYNSKY S.P. (1981): The regularities in the formation of gas composition of the air in the large karst caves of Podolia Bukovina. - In: Proc. of the 8th Intern. Congr. of Speleology, Vol.I, Bowling Green, USA: 21-23.
- KLIMCHOUK A.B., JABLOKOVA N.L., OL'SHTYNSKY S.P. (1984): Formation of the air gas composition in the caves of Podolia and Bukovina. - In: Doklady Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, ser.B, n.2: 138-143. (russ.).
- KLIMCHOUK A.B., ANDREJCHOUK V.N. (1986): Geological and hydrogeological conditions of gypsum karst development in the Western Ukraine. - Le Grotte d'Italia. 4(XII): 349-358.
- KLIMCHOUK A.B., JABLOKOVA N.L. (1990): Genesis of carbon dioxide of air in Ukrainian caves. - In: Proc. of the 10 Int. Congress of Speleology, Vol.III, Budapest, 1989: 800-801.
- KLIMCHOUK A.B.(1992): Large maze caves in gypsum in the Western Ukraine: speleogenesis under artesian conditions. - NSS Bulletin, 53: 71-82.

LE CYCLE ANNUEL DES TEMPERATURES ET DU CO₂ DANS LA GROTTE DE FONTAINE DE RIVIRE A HAMOIR (BELGIQUE)

Jean GODISSART
 Union Belge de Spéléologie
 rue de Cracovie 19
 B-4030 LIEGE

ABSTRACT

A field-measurement campaign in the cave revealed a thermic anomaly owed to a water-table lying in the far end of the cave. This water displays physical and chemical characteristics very distinct from those of the resurgence of the cave system. The measurement of cave air pCO₂ and computations of equilibrium air pCO₂ of some water samples reveals that small water masses are in fair equilibrium with air, whereas the main water table diffuses heat and much CO₂ in the air and induces complex convection cells in the cave atmosphere.

RESUME

Au cours d'une campagne de mesures effectuée en 1991 dans cette grotte, nous avons observé une anomalie thermique attribuée à la présence d'une nappe d'eau qui affleure dans la partie terminale de la grotte. Les caractéristiques physico-chimiques de ces eaux sont confrontées avec celles des résurgences actives du même massif calcaire dévonien. Simultanément, nous avons relevé les fluctuations saisonnières des pCO₂ atmosphériques. Les valeurs sont comparées aux CO₂ calculés pour les différents types d'eau du massif.

ZUSAMMENFASSUNG

In 1991 durchgeführte Messungen deckten in dieser Höhle eine Temperatur-Anomalie auf, welche auf die Präzenz eines im letzten Teil der Höhle anstehenden Wasserreservoirs, zurückzuführen ist. Die chemisch-physikalischen Eigenschaften dieses Wassers werden mit denjenigen der aktiven Resurgenzen des gleichen devonischen Kalkmassiffs verglichen. Gleichzeitig werden die saisonalen Schwankungen des CO₂ Partialdruckes in der Höhlenluft aufgezeigt. Diese Werte werden verglichen mit denen die für die verschiedenen Wassertypen des Massifs charakteristisch sind.

INTRODUCTION

Située à 25 km au sud de Liège, sur la rive droite de l'Ourthe à Hamoir-Lassus, la grotte de Fontaine de Rivire s'étend sur plus d'un kilomètre à travers les dépôts calcaires et dolomiques du Frasnien. Comme le montre le tracé en plan des galeries [fig.1], ainsi que la morphologie des parois, la grotte s'est développée dans des conditions essentiellement phréatiques.

La partie terminale de la caverne est occupée par une nappe d'eau affleurant sur une surface de l'ordre de 1200 m².

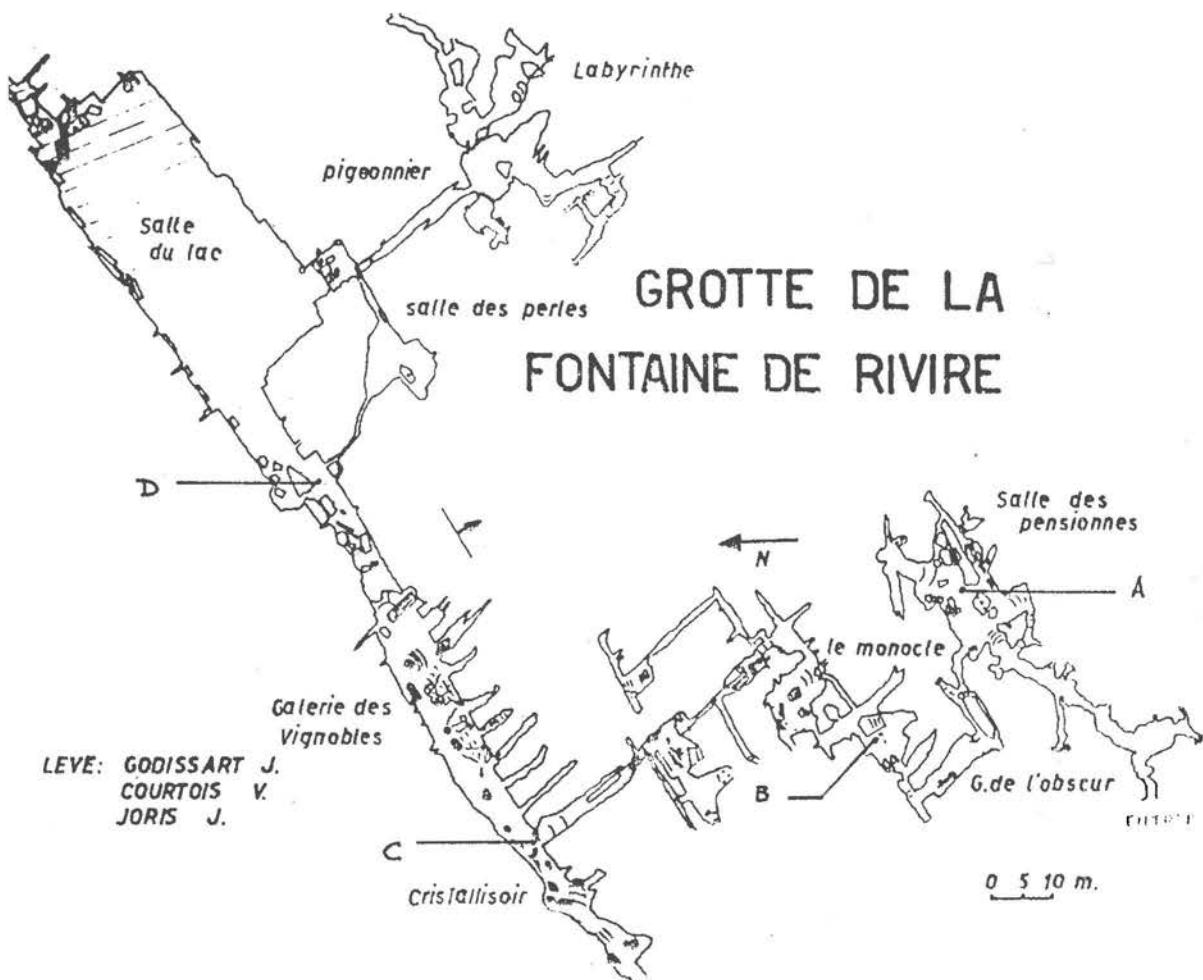


fig. 1

Actuellement l'origine de ces eaux reste inconnue. Leurs caractéristiques physico-chimiques sont quasi constantes et nettement différentes de celles de la résurgence active située à une centaine de mètres en amont.

Celle-ci, de type vauclusien restitue les eaux de plusieurs dolines alimentées par des ruisselets et situées à Insegote, à 5 km à l'est de la grotte. Dans le cas présent, l'indépendance des circulations souterraines est due à la présence d'un horizon schisteux de plusieurs mètres d'épaisseur.

TECHNIQUE DES MESURES

Les mesures de température furent exécutées avec un appareil électronique à sonde CTN sous perle de verre. Les avantages d'un tel dispositif sont multiples: faible inertie thermique, grande sensibilité (0.01°C), accès aux télémesures et aux mesures dans les couches limites. Ponctuellement, nous avons relevé l'humidité relative au psychromètre à mercure bien que celle-ci fût toujours trouvée très proche ou égale à la saturation dans la zone profonde de la cavité.

Les pC02 furent mesurées par pHmétrie à l'aide d'un dispositif dérivé de l'appareil de Wilson, Orcutt et Peterson (1932). Le principe désormais classique de la mesure est basé sur l'équilibre réversible qui s'établit entre la pC02 à mesurer et le pH d'une solution d'hydrogénocarbonate de sodium. La relation entre les deux paramètres pH et log pC02 étant linéaire, il suffit d'étalonner l'électrode du pHmètre avec des mélanges gazeux de titre connu.

LES PHENOMENES THERMIQUES

La figure 2 représente les fluctuations de température dans l'air de la grotte à deux époques de l'année respectivement en hiver et en été en fonction de la distance à l'entrée.

Grotte de Fontaine de Rivire
Températures

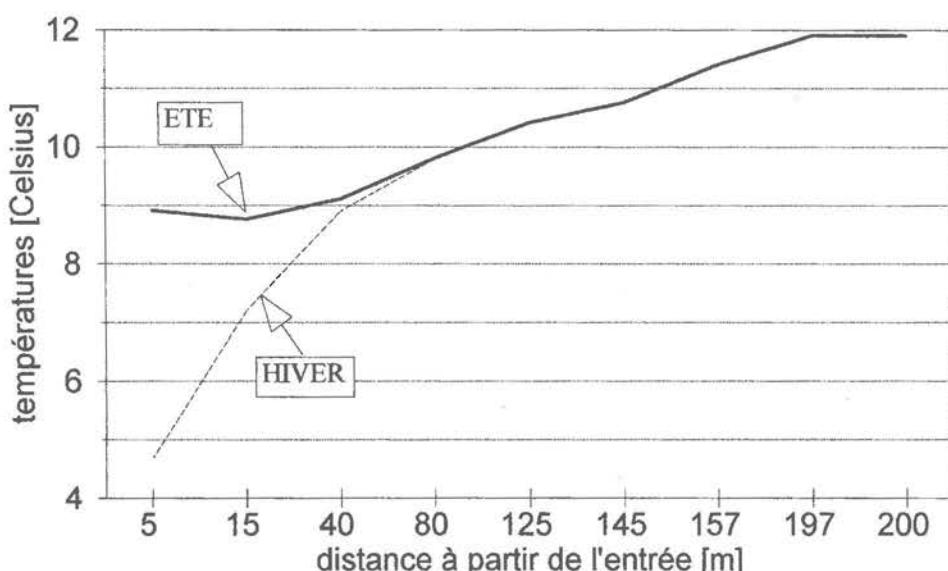


fig. 2

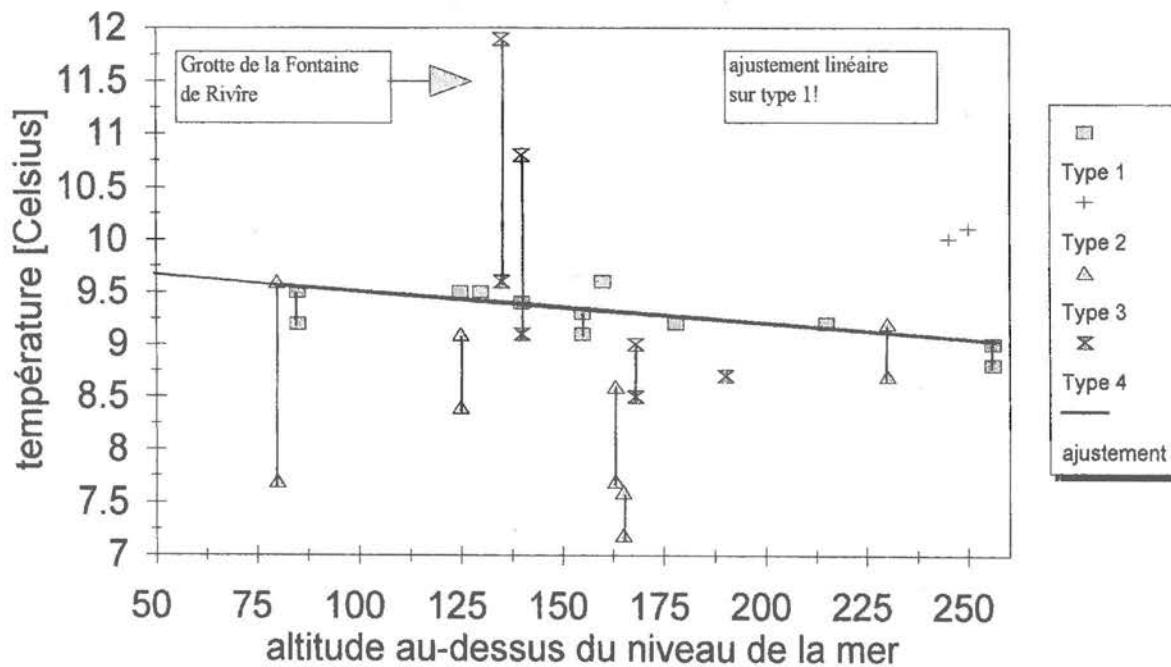
Profil thermique dans la grotte de Fontaine de Rivire En pointillés: relevé du 9/2/1969, température extérieure sous abri: 0.8°C. En traits pleins: relevé du 24/8/1970, température extérieure sous abri: 20.0°C.

L'amortissement des écarts climatiques est relativement rapide, leur amplitude se réduisant à 0.2°C à la station A située à 40 mètres de l'entrée. À 80 mètres de l'entrée, à la station B, les influences extérieures sont imperceptibles et la température est stabilisée à 9.5°C. L'équation $a = 4.1 * 1.078^{-d}$ représente l'évolution de l'amplitude thermique en fonction de la distance. Signalons au passage que la valeur constante mesurée à la station est proche de la moyenne thermique des grottes en Belgique que nous avons trouvée voisine de 9.2°C. Cette valeur fut établie à partir de relevés dans 20 grottes appartenant au Bassin de Dinant, pour la plupart, des grottes de versant d'un développement supérieur à 100 mètres, à profil subhorizontal et à atmosphère statique [fig.3].

A partir de la station B, la température croît jusqu'à 11,6°C, qui est celle des eaux du lac affleurant au fond de la grotte. Ainsi, dans cette seconde section de la caverne, s'établit un régime thermique stationnaire commandé par la température des eaux phréatiques dont la valeur s'est avérée constante à 0,1°C près au cours de plusieurs années d'observation.

Le transfert de l'énergie à partir du lac vers la partie antérieure de la grotte s'effectue par l'intermédiaire de plusieurs cellules de convection entretenues par l'instabilité de l'atmosphère au-dessus de la nappe, comme l'ont confirmé les mesures du gradient vertical dans cette partie de la grotte.

Grottes du Bassin de Dinant températures selon l'altitude



LE CYCLE ANNUEL DU CO₂

Le diagramme saisonnier [fig.4] représente les valeurs de pCO₂ enregistrées aux 4 stations A,B,C et D [fig.I], à différentes époques de l'année.

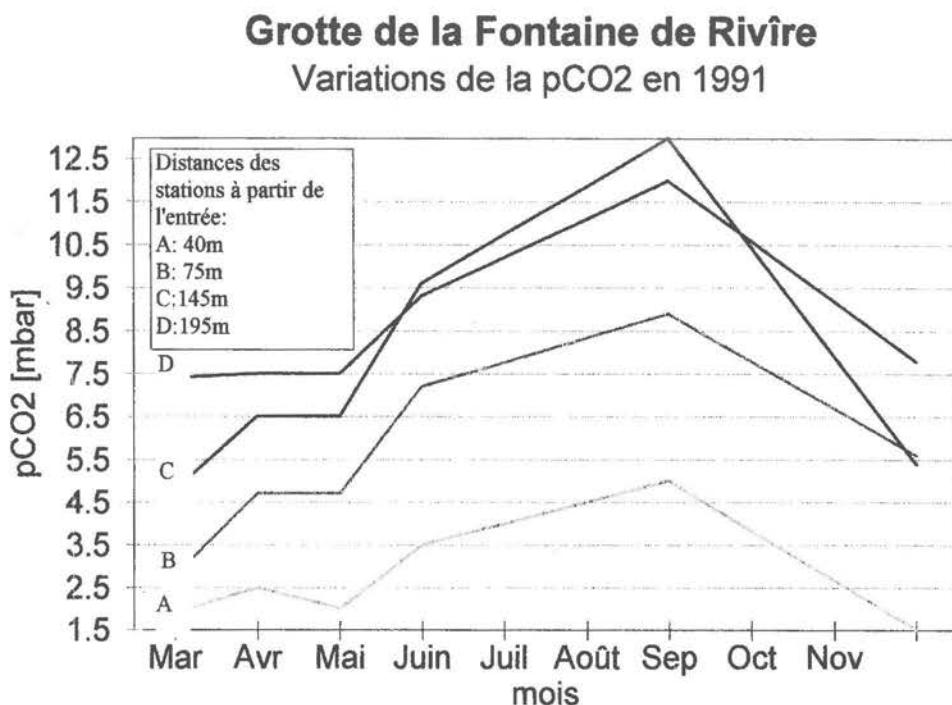


fig. 4 Evolution saisonnière des pCO₂ dans la grotte aux 4 stations A,B,C,D au cours de l'année 1991.

On peut en déduire les points suivants:

- D'une façon générale, les teneurs en CO₂ sont nettement plus élevées que dans l'atmosphère libre, la gamme des valeurs rencontrées étant comprise entre $1.5 \cdot 10^{-3}$ et $1.3 \cdot 10^{-2}$. A chaque époque de l'année, les pCO₂ vont croissant depuis l'entrée jusqu'au fond de la grotte, l'épaisseur de calcaire surincombant augmentant respectivement de 10 à 80 mètres. En période estivale cependant, les valeurs en C et D sont comparables et culminent aux alentours de 1.10^{-2} .
- Entre le 15 mai et le 15 juin, les pCO₂ augmentent rapidement et simultanément à toutes les stations et semblent se maintenir jusqu'en septembre. Ainsi, dans l'espace correspondant à la salle du Lac et à la galerie des Vignobles, soit un volume de plus de 20.000 m³, les concentrations en CO₂ passent de $7.5 \cdot 10^{-3}$ à $9.5 \cdot 10^{-3}$ en 30 jours. Cette accélération de la production du CO₂ provient probablement de la reprise des activités biochimiques de la rhizosphère qui nécessite un certain temps de transfert à travers le réseau de fissures avant de parvenir dans la grotte.

LES VECTEURS DU CO₂ ET LES EQUILIBRES PHYSICO-CHIMIQUES

Il semble bien établi que le vecteur principal du CO₂ sous nos climats soit la diffusion gazeuse à travers l'épaisseur du karst; les travaux de C. Ek l'ont clairement démontré à plusieurs reprises [Ek, 1979; Ek et Gewelt, 1985; Gewelt et Ek, 1986].

Il est cependant légitime de se poser la question suivante: Certaines eaux souterraines ne peuvent-elles pas servir de vecteur indirect du CO₂ en passant d'un compartiment du karst dans un autre? Dans le tableau suivant nous avons réuni les mesures effectuées sur quelques types d'eau souterraine pendant la même campagne. Deux gours situés entre les stations C et D (galerie des Vignobles) nous ont servi de référence.

Les valeurs de pCO₂ calculées à partir des couples de paramètres pH et TAC suivant l'équation de Roques montrent une bonne corrélation entre les pCO₂ des eaux stagnantes et les pCO₂ mesurées dans l'atmosphère de la grotte [tableau 1].

Localisa-tion	pH	TAC mg/l CaCO ₃	Temp. Celsius	Conduc-tivité Siemens* 10 ⁻⁶	pCO ₂ calc. atm*10 ⁻³	pCO ₂ mesur. atm*10 ⁻³
03/03/91						
Gour 1	7.47	204	11.2	310	9.1	
Gour 2	7.70	291	11.2	482	7.5	
14/04/91						
Gour 1	7.49	206	11.2	293	8.7	
Gour 2	7.65	268	11.2	461	7.7	
Lac	7.40	298	11.6	556	15.3	7.1
12/05/91						
Gour 1	7.39	206	11.2	299	8.35	
Gour 2	7.51	280	11.2	472	7.0	7.0
Lac	7.42	300	11.6	551	15.0	
15/09/91						
Gour 1	7.49	215	11.2	309	8.9	
Gour 2	7.71	344	11.2	536	8.6	
Lac	7.45	301	11.6	552	14.0	12.0
01/12/91						
Gour 1	7.45	215	11.2	324	8.8	
Gour 2	7.68	333	11.2	517	7.9	7.8

tab. 1

NB. Les deux Gours G1 et G2 se trouvent côté à côté entre les station C et D

En ce qui concerne les eaux du lac, les pCO₂ calculées sont toujours largement supérieures soit en moyenne: $1.5 \cdot 10^{-2}$. Elles correspondent à l'équilibre réalisé dans un compartiment non accessible du karst et sans doute sans communication avec l'atmosphère libre. On serait donc en droit de supposer que dans le cas présent, la nappe phréatique diffuse également du CO₂ dans la grotte et est responsable du maintien des valeurs hivernales au niveau de $6 \cdot 10^{-3}$ comme le montre le graphe D de la figure 4.

BIBLIOGRAPHIE

- DUVAL C. (1963): L'air. Paris PUF, 126p.
- EK C. (1979): Variations saisonnières des teneurs en CO₂ d'une grotte belge: le trou Joney à Comblain-au-Pont. Ann.Soc.Géol.Belg.,102: 71-75. SSW. Inventaire spéléologique de la Belgique, 1982, 521p.
- EK C., GEWELT M. (1985): Carbon dioxide in cave atmospheres. New result in Belgium and comparison with some other countries. Earth surface processes and landforms, 10: 173-187.
- GEWELT M., EK C. (1986): L'évolution saisonnière de la teneur en CO₂ de deux grottes belges: Ste Anne et Brialmont, Tilff. New Directions in Karst. Proceedings of the Anglo-French Karst Symposium (1983). Geo Books. Norwich, 49-76.

CARBON DIOXIDE IN TOURIST CAVE AIR

Julia M. JAMES, School of Chemistry
University of Sydney, NSW 2006, Australia

ABSTRACT

Carbon dioxide (CO₂) in tourist cave air is a management problem especially when accompanied by oxygen (O₂) depletion, thus in Australia standards for tourist cave air quality have been proposed. To enforce any air quality standard requires a properly constituted study of cave air consisting of a comprehensive suite of CO₂ measurements and which includes oxygen (O₂), humidity, temperature and pressure, the measurements should be continuous if possible. The minimum time for such a study is one year. The type, source, distribution and movement of CO₂ enriched cave air should be established so that management strategies can be devised. It is concluded that the proposed Australian air quality standard is unsuitable and that the low limits of CO₂ proposed cannot be achieved and may be detrimental to cave decorations.

RESUME

Le dioxyde de carbone (CO₂) présente un problème de gestion des grottes touristiques, surtout lorsqu'il est accompagné d'un déficit en oxygène. C'est pour cette raison qu'en Australie des standards concernant la qualité de l'air des grottes touristiques ont été proposés. Imposer un standard concernant la qualité de l'air presuppose une étude sérieuse de l'air de la grotte, étude qui comportera des mesures complètes du CO₂, de l'oxygène (O₂), de l'humidité, température et pression barométrique; ces mesures seront si possible des mesures en continu. Le temps minimal pour une telle étude est une année. Il faudrait établir le type, la source et les déplacements de l'air enrichi en CO₂, de façon à pouvoir décider d'une stratégie de la gestion de la grotte. La conclusion de cette contribution est que la norme proposée en Australie n'est pas adéquate, que les limites inférieures proposées pour la concentration en CO₂ ne peuvent être atteintes et qu'elles puissent même être néfastes pour les décorations des cavernes.

ZUSAMMENFASSUNG

Kohlendioxid (CO₂) in touristisch erschlossenen Höhlen stellt ein Verwaltungsproblem dar, vor allem wenn CO₂ durch ein Defizit an Sauerstoff (O₂) begleitet wird. Deshalb wurden in Australien Standards für die Luftqualität in Touristenhöhlen vorgeschlagen. Um solch ein Luftqualitätstandard vorzuschreiben, bedarf es einer gründlichen Reihe von CO₂ Messungen, nebst Messungen von Sauerstoff, Feuchte, Temperatur und Luftdruck; diese Messungen sollten wenn möglich kontinuierlich gemacht werden, und sich über mindestens ein Jahr erstrecken. Der Typus, die Quelle, die Verteilung sowie die Strömungen der durch CO₂ angereicherten Höhlenluft sollten bekannt sein, damit geeignete Massnahmen angewandt werden können. Dieser Beitrag kommt zu der Schlussfolgerung dass der vorgeschlagene australische Luftqualitätsstandard nicht geeignet ist, und dass die Grenzwerte für CO₂ nicht erreicht werden können; diese Werte könnten sogar eine Gefahr für die Höhlenverzierungen bedeuten.

AIR QUALITY AND TOURIST CAVE MANAGEMENT.

The owners of tourist caves (1) have a legal and moral responsibility to ensure that the patrons and employees are protected from foreseeable dangers to their comfort, health and safety. James et al., 1975 and Osborne, 1981 discuss the physiological effects on humans of changes caused by elevating carbon dioxide (CO₂) above 0.033(4)% (2) and reducing oxygen (O₂) below 20.95% in normal air (3). Various statutory bodies responsible for air quality in the work place have set limits for CO₂ and O₂ contents of air (Osborne, 1981 and James, 1984); from these Osborne, 1981 proposed the following air quality standards for tourist caves.

1. Visitors and guides must not be exposed to cave air that fails to meet statutory conditions for mines (CO₂ > 1.25% or oxygen < 19%).
2. Management strategies should ensure that the cave air in a tourist cave does not exceed the threshold limit for CO₂ (0.5%).
- 3 It is not desirable that tourists or guides should develop symptoms or signs of hypercarnapnia (4) In caves where significant exercise is required (e.g. many steps) air quality may need to be considerably better than threshold limit value (CO₂ may need to be < 0.1%).

Each of these limits is open to debate and the last of these is almost impossible to achieve in most tourist caves. If the first two limits or any revised limits are to be enforced it becomes important to establish:

- to what extent CO₂ enrichment occurs in a particular cave.
- what type of cave air is produced and its source.
- the distribution and movement of carbon dioxide throughout the system with time.

Any experimental study to elucidate the above should be planned in such a way that the results enable management plans to be formulated to increase the comfort, protect the health and ensure the safety of visitors and employees without damaging the cave environment.

(1) Tourist caves are caves to which a fee is charged for access to the general public

(2) All gas concentrations are volume percent

(3) Normal dry air at sea level contains 20.95% oxygen and 0.033(4)% carbon dioxide, the remainder being called the residual fraction (nitrogen, traces of inert gases and water vapour)

(4) Hypercarnia results when carbon dioxide is retained in the body tissues as a result of higher than normal carbon dioxide in the inhaled air

A number of Australian tourist caves contain sections where high carbon dioxide levels have been recorded. As a result some of caves have had their air circulation modified, others have been closed to commercial activities. Despite this many Australian cave visitors and guides are still exposed to exceptionally high levels of CO₂. Bungonia Caves, NSW, Australia were closed in 1931 because of high levels of CO₂; these caves are ideal for studies of CO₂ enriched cave air and many of the Australian methods for the study of cave air quality have been developed at Bungonia (Burke, 1953, Peck, 1961, Crawshaw and Moleman, 1970 and James, 1977). Other studies of CO₂ in cave air have been reviewed by Ek and Gewelt, 1985 and Renault, 1979.

INITIAL MEASUREMENTS TO ESTABLISH CONTAMINATED SITES

Carbon dioxide enriched cave air is not the only phenomenon that leads to uncomfortable conditions in caves - high temperatures and humidity can also produce symptoms characteristic of hypercarnapnia. Thus it should first be confirmed by in-situ measurements that CO₂ is present in the cave air. Suitable instruments are the Draeger or Gastec gas analysers or the GFG Kombi Unigas detector which has been successfully used in numerous studies of Australian cave air.

TYPES OF CO₂ ENRICHED AIR.

James 1977 proposed that there were three distinct types of CO₂ enrichment in cave air and each of these requires different management. CO₂, O₂, humidity and temperature measurements must be made at each site to establish the type of CO₂ enriched cave air.

- Type I addition of CO₂ to the cave air with dilution of other air components. Type I air results from CO₂ evolution from cave waters and speleothems, anaerobic production of CO₂ by microorganisms (fermentation) and volcanic emissions.
- Type II replacement of O₂ by CO₂. Type II cave air results from the respiration of plants and animals and the burning of hydrocarbons in caves.
- Type III cave air in which the O₂ has been depleted significantly more than in Type II and thus the O₂ depletion cannot be attributed to respiration processes alone. There are almost an infinite number of mechanisms leading to Type III cave air including addition of nitrogen, methane or hydrogen sulfide to the residual fraction or the removal of O₂ by non respiratory processes such as sulfide oxidation or in the formation of iron(III) oxy-hydroxides by bacteria.

Table 1 contains examples and the postulated causes of the Type III cave air.

Type III CO ₂ cave-air - location	Cause
Tlamaya Cave, Mexico	Anoxic muds (natural)
Odyssey Cave, Bungonia	Iron bacteria (natural)
Lower Kane Cave, Colorado, USA	Oxidation of sulfides (natural)
Kacna Jama, Slovenia	Waste from a paper mill
Caves in the sinkhole plain, Kentucky	Domestic and industrial waste
Riverhead Cave, Jamaica	Waste from a sugar mill
Ash Dam Toe Drain Eraring NSW (James 1984)	Iron bacteria
Uncommissioned Sewer, Urbanville NSW (James 1981)	Waste from cattleyards

tab. 1 Examples of Type III carbon dioxide enriched cave air.

Halbert, 1982 used a Gibbs triangle to present cave air compositions so that they can be categorised according to type or mixtures of types.

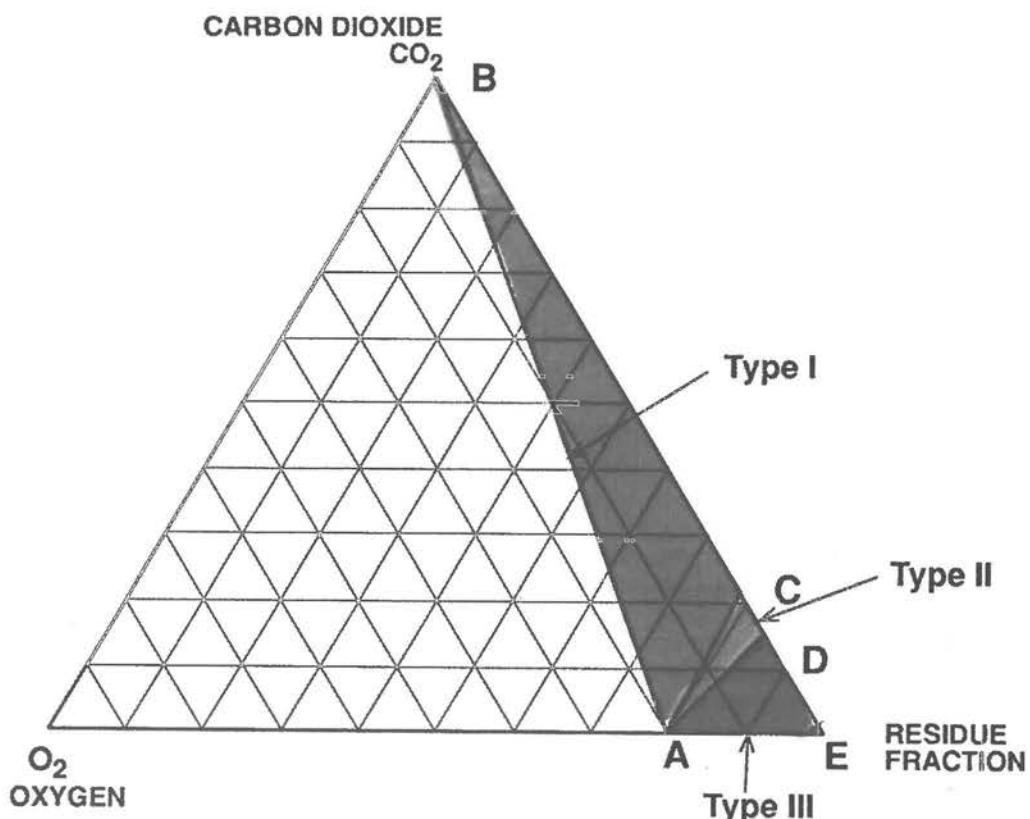


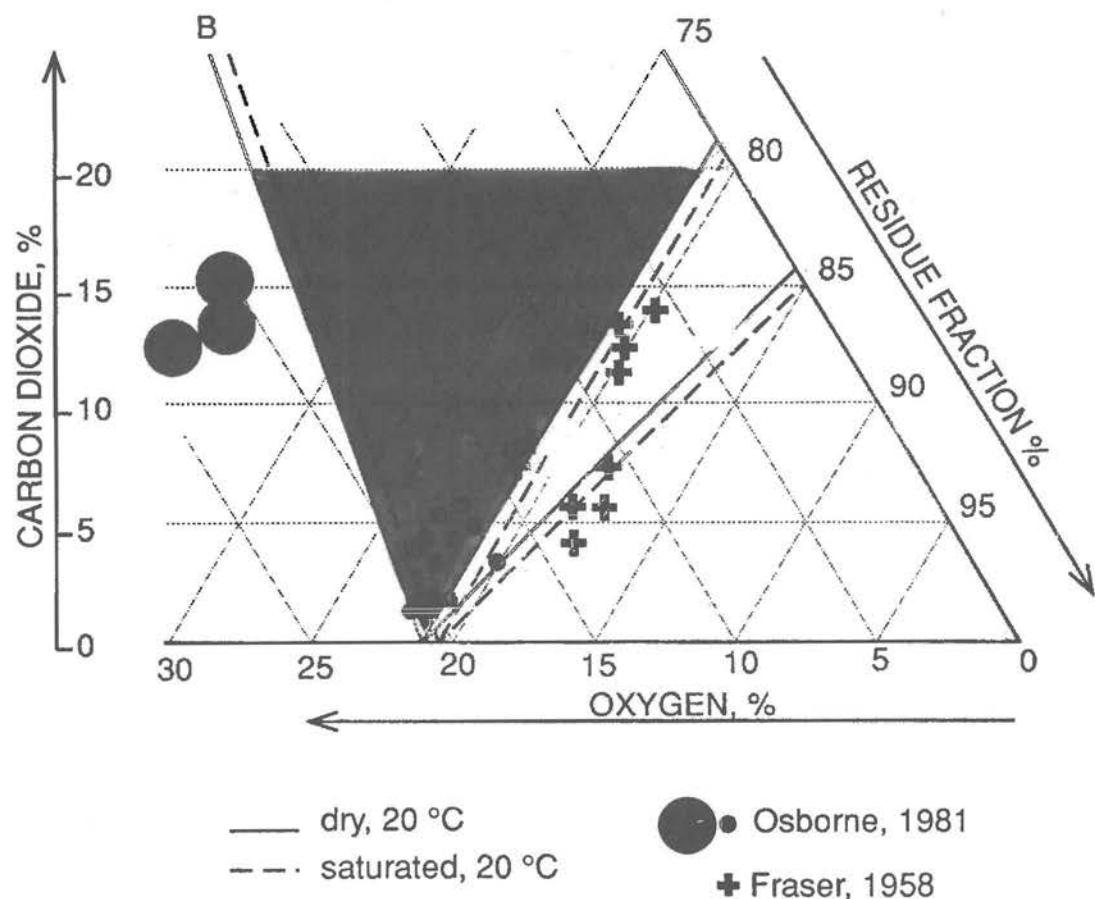
fig. 1

TYPES OF CO₂ ENRICHED AIR

After Halbert 1982

the triangle in Figure 1 represent the three components of cave air CO₂, O₂ and the residual fraction. The edges of the triangle represent the composition of the binary gas mixtures and on the scale of Figure 1 normal air may be represented as a mixture at Point A. Ternary compositions are plotted as points within the triangle. The sum of the perpendiculars from any point in the triangle to the sides of the triangle is constant and equal to the height of the triangle. These perpendicular distances are used to give the composition of any gas mixture. All points drawn on a line parallel to one edge of the triangle contain a constant amount of the component opposite to the edge. Similarly, all points on lines drawn from the corner to the opposite edge of the triangle contain a constant ratio of the components along the edge.

- | | |
|-------------------|---|
| Type I cave air | Line A-B in Figure 1 represents cave air formed from a pure Type I process and illustrates that during Type I CO ₂ enrichment O ₂ depletion is slow. |
| Type II cave air | The line A-C represents CO ₂ production as a result of respiration with a respiratory quotient of one. It is also the line of constant residue fraction concentration, above it CO ₂ enrichment occurs along with residue fraction dilution and below it CO ₂ enrichment occurs with residue fraction enrichment. However, the respiratory quotient varies with the organic material being utilised by the organism and can be as low as 0.7 thus line A-D represents the lower limits of pure Type II processes. Type II behaviour is best represented not by lines but by the area ABD. |
| Type III cave air | a pure Type III process would have no CO ₂ production what-so-ever and therefore would be represented by the line A-E, however, most Type III processes are associated with micro-organisms which at the same time generate Type II CO ₂ enriched cave air. Figure 2 illustrates how Halbert, 1982 used a Gibbs triangle to identify the types of carbon dioxide enrichment in the Gaden-Coral Cave (a tourist cave), Wellington Caves, NSW, Australia. He demonstrated that erroneous interpretation of data presented in Fraser, 1958 by subsequent authors (Lane and Richards, 1963 and Osborne, 1981) gave the Gaden-Coral Cave air around the CO ₂ pit a composition which it is believed cannot exist in a cave. Oxygen enrichment in cave air has not yet been identified and is unlikely in the dark zone of caves as it results from photosynthesis. The data when correctly interpreted show that the air in the CO ₂ pit has a Type II composition with a Type I component; this interpretation is consistent with the known hydrogeobiochemistry of the cave. |



Gas analyses in the CO₂ Pit, Gaden-Coral Cave, Wellington.

FROM HALBERT, 1982

fig. 2

MANAGEMENT APPROACHES FOR DIFFERENT TYPES OF CO₂ ENRICHED AIR

Type I cave air is expected in a tourist cave as they are usually chosen for display because they are heavily decorated with calcite speleothems - CO₂ is liberated by the calcite precipitation process. Any attempt to reduce the CO₂ concentration of Type I cave air by increasing the air circulation has the potential to be detrimental to mineral deposition in the cave. This type of CO₂ enriched cave air is the least hazardous as the accompanying O₂ depletion is minimal (see Figure 1) and levels of CO₂ much greater than the threshold limit of 0.5% can be tolerated.

Type II cave air

At times of peak visitation well decorated caves at Jenolan Caves, Australia have had their Type I CO₂ enriched cave air altered by the respiration of the tourists to Type II CO₂ enriched air. In this case CO₂ levels accompanied by oxygen depletion are reached such that physiological stress will be experienced by visitors to the cave (Ernst Holland, pers. comm.). A study of the changes in air quality due to visitors is being implemented at Jenolan Caves and a similar study has been proposed for the Grotta Grande del Vento, Frasassi, Italy. The results of these studies are eagerly awaited as they will quantify what is perceived to be a management problem.

Type II CO₂ enrichment of cave air as a result of microbial activity is difficult to control but in some cases it will be possible to remove the nutrient source for the microbes and reduce CO₂ output. It is important to reduce Type II CO₂ not only for the comfort and health of visitors but to prevent CO₂ weathering of the cave decorations. Suitable standards of air quality can be maintained by limiting the numbers of visitors - if the standards are exceeded the cave should be closed until acceptable air quality is restored.

Type III cave air

Type III cave air can be lethal if the oxygen levels are sufficiently reduced (James, 1981 and 1984). If Type III cave air (Table I) has been identified in a tourist cave and is caused by an external polluting source the remedy is simple the source should be removed. Litigation may be required to prevent such pollution of the cave air and total gas analyses required; gas chromatography is used for total gas analyses in the laboratory. Methods of collection of cave air samples for laboratory gas analysis by gas chromatography are discussed in James et al., 1975. The reliability of a gas chromatographic analysis depends upon the selection of standards and the great variety of compositions of Type III air makes selection of standards difficult and numerous experiments may be required to obtain reliable results.

Type III cave-air from natural sources is unlikely to be encountered in tourist caves as the caves in which it forms are generally unattractive to the general public. Exceptions are known for example a small cave in Sulfur Mountain, Banff, Canada contains Type III cave air and is displayed to the general public.

Carbon stable isotopes may assist in the identification of sources of CO₂. James, 1977 used ¹²C/¹³C mass spectrometric measurements without success in an attempt to establish the source of Type II cave air and was unable to distinguish whether the CO₂ came from micro-organisms in the cave or by downward diffusion of soil air. The method has been used with great success by Klimchouk and Jablakova, 1989 who in an elegant experiment using carbon stable isotopes distinguished between aerobic microbial CO₂ production (Type II) and anaerobic microbial CO₂ production from methane (Type I).

DISTRIBUTION AND MOVEMENT OF CARBON DIOXIDE ENRICHED AIR IN CAVES

If the production of carbon dioxide cannot be prevented or limited then management procedures need to be implemented so that the cave or sections of the cave can be visited during periods when CO₂ levels are acceptable. To assist with this prediction a number of generalisations can be made as to the distribution and movement of CO₂ enriched air in caves:

- * The general geomorphology and location of the cave is important. Bungonia caves present the ideal situation for finding CO₂ in the cave air -a plateau with multi-entrance cave systems descending into it (Renault 1972).
- * the greatest concentrations of CO₂ will be found close to its source
- * CO₂ concentrations will be lower in winter than in summer.
- * CO₂ enriched air will move with changes in barometric pressure.
- * CO₂ concentrations will reduce during floods or periods of steady rainfall.

When predicting when there is likely to be high levels of CO₂ in tourist caves the peaks of tourist visitation must be superimposed on the above natural changes. In the Northern Hemisphere this will be in summer when the CO₂ enrichment is expected to be greatest; in Australia there is an Easter effect; Easter CO₂ levels have been monitored in the Gadend-Coral Cave, Wellington by Osborne, 1981 who measured 3.8% CO₂ in a chamber visited by the tourists. Measurements of CO₂ at Jenolan Caves during Easter 1992 showed that even in the vast multi-entrance Lucas Cave CO₂ due to tourists built-up during the day but cleared overnight. In the smaller single entrance Jubilee Cave CO₂ concentrations continued to build-up over the five day holiday period getting to totally unacceptable levels (Ernst Holland, pers. comm.).

CONTINUOUS MEASUREMENT OF CO₂ IN CAVE AIR

In many caves the movement and distribution of CO₂ will be difficult to predict and obey no set pattern. Ideally it should be monitored by a regular or continuous program of cave air measurements. Continuous measurement of CO₂ is possible using two basic types of instrument - thermal conductivity and non-dispersive infra-red spectroscopy - the principles of these methods are discussed in detail in James et al., 1975. JULES (Julia's Underground Laboratory Experiment Sedimentation, James 1975) was designed to measure changes in the air and water chemistry of Odyssey Cave, Bungonia, NSW. CO₂ was measured by thermal conductivity and atmospheric O₂ by an electrolytic cell at twelve hour intervals. The pressure, humidity and temperature in the cave were recorded continuously. JULES was placed in a region of CO₂ enriched air (1-5%) at the bottom of Odyssey Cave (-150 m) and recorded changes in the cave air and waters for eight years.

IN CONCLUSION

The standards proposed by Osborne 1981 for tourist caves based on those for mines are not practical. If standards are required, each of the three types of cave air requires a separate standard. At present there has no recorded case of damaged health or death attributed to CO₂ in a tourist cave, although in Australia there have been many incidents. Perhaps there is a case for no standard at all or better still a standard to protect the caves from the undesirable effects of artificially CO₂ increase or decrease.

REFERENCES

- BURKE D.T. (1953): Foul air and Bungonia. J Sydney University Speleo. Soc. 1(3):7-10.
- CRAWSHAW R. & MOLEMAN D. (1970): Experiments with cave atmospheres: the CO₂ problem. J. Syd. Speleo. Soc. 14(8):177-185.
- EK C. & GEWELT, M. (1985): Carbon dioxide in cave atmospheres. New results in Belgium and comparison with some other countries. Earth Surf. Proc. Landforms 10: 173-87.
- FRASER N.R. (1958): Foul air in caves - Molong and Wellington, N.S.W. J. Sydney University Speleo. Soc. 5(1):3-10.
- HALBERT E. J. M. (1982): Evaluation of carbon dioxide and oxygen data in cave atmospheres using the Gibbs Triangle and the Cave Air Index. Helictite 20(2): 60-68.
- JAMES J.M. (1977): Carbon dioxide in the cave atmosphere. Trans. Brit. Cave Res. Assoc. 4:417-429.
- JAMES J.M. (1975): Cold water mineralization processes in an Australian cave. Trans. Brit. Cave Res. Assoc. 2:141-150.
- JAMES J.M., PAVEY, A.J. & ROGERS A.F (1975): Foul air and the resulting hazards to cavers. Trans. Brit. Cave Res. Assoc. 2:79-88.
- JAMES J.M. & CHESTNUT W. (1981): Urbenville Sewerage Scheme-Report on the investigation of sources of carbon dioxide. Geological Survey of N.S.W., Department of Min. Res., Report No. GS 1981/098.
- JAMES J.M. & WALKER F. (1984): Eraring Power Station. A report on the Investigation of Gases in an Ash Dam Toe Drain. Electricity Commission of NSW, Sydney 40 pages.
- KLIMCHOUK A.B. & JABLOKOVA N. (1989): Genesis of carbon dioxide of air in Ukrainian caves. Proceedings of the International Congress of Speleology, Budapest Hungary 3:800-1.
- LANE E.A. & RICHARDS A.M. (1963): The discovery, exploration and scientific investigations of the Wellington caves, New South Wales. Helictite 2:3-53.
- OSBORNE R.A.L (1981): Towards an air quality standard for tourist caves: studies of carbon dioxide enriched atmospheres in Gaden-Coral Cave, Wellington Caves, N.S.W. Helictite 19:48-56.
- PECK W. (1961): The origin and behaviour of foul air, Dr Faunce theories explained and reviewed. J. Sydney University Speleo. Soc. 6(2):17-20.
- RENAULT P. (1972): Le gaz des cavernes, Science Progrès Découverte, No 2443, Paris pp 12-18.
- RENAULT P. (1979): Mesures périodiques de la pCO₂ dans les grottes françaises au cours de ces dix dernières années. Actes du Symp. Internat. sur l'érosion karstique, Aix en Provence Marseille-Nîmes, 17-23

ISBN 2-919994-01-8