

May 1984

Theoretical and Applied Karstology, Volume 1

Doc. Traian Orghidan

Follow this and additional works at: https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles

Recommended Citation

Orghidan, Doc. Traian, "Theoretical and Applied Karstology, Volume 1" (1984). *KIP Articles*. 5345.
https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/5345

This Article is brought to you for free and open access by the KIP Research Publications at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Articles by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact digitalcommons@usf.edu.

Theoretical and Applied Karstology

volume 1

Proceedings of the First Symposium
on Theoretical and Applied Karstology,
held in Bucharest, Romania, 22—24 April, 1983

INSTITUTUL DE SPEOLOGIE "EMIL RACOVITĂ"
BUCUREȘTI — 1984

THEORETICAL AND APPLIED
KARSTOLOGY

Volume one

Editor

Prof. Dr. Doc. Traian ORGHIDAN

Editorial Committee

D. DANCAU, GH. RACOVITA, I. POVARA, I. ORAȘEANU,
H. MITROFAN, M. ȘERBAN, G. DIACONU, T. CONSTANTINESCU,
A. JURKIEWICZ, C. GORAN, C. RĂDULESCU

Editorial Secretary

Constantin MARIN

Institutul de Speologie "Emil Racoviță"
Str. Mihail Moxa, Nr. 9, 78109,
București, Romania

No article or any part thereof appearing in this publication may be reproduced in whatever form, without the written permission of the Editor.

For foreign readers the volumes published in this series are available by change with specialized publications.

INSTITUTUL DE ȘTIINȚE BIOLOGICE — BUCUREȘTI
INSTITUTUL DE SPEOLOGIE "EMIL RACOVITĂ"
și
ÎNȚEPRINDEREA DE PROSPECȚIUNI GEOLOGICE
ȘI GEOFIZICE — BUCUREȘTI

CARSTOLOGIE TEORETICĂ ȘI APLICATĂ

Vol. 1

Lucrările primului simpozion
de Carstologie Teoretică și Aplicată,
București, 22—24 aprilie 1983

București, 1984

INSTITUTE OF BIOLOGICAL SCIENCES — BUCHAREST
"EMIL RACOVITĂ" SPEOLOGICAL INSTITUTE
and
ENTREPRISE FOR GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL
PROSPECTING — BUCHAREST

**THEORETICAL AND APPLIED
KARSTOLOGY**

Volume one

**Proceedings of the First Symposium on
Theoretical and Applied Karstology,
held in Bucharest, Romania, 22—24 April, 1983**

BUCHAREST, 1984

CONTENTS

	<u>Pag.</u>
THE FIRST SYMPOSIUM ON THEORETICAL AND APPLIED KARSTOLOGY, Bucharest, Romania. 22—24 April. 1983	8
FOREWORD	11
G. DIACONU, Considérations concernant la genèse des argiles sur les calcaires de la „Zone Cloșani“ — Monts Mehedinți / <i>Considerații asupra genezei argilelor de pe calcarele din „Zona Cloșani“ — Munții Mehedinți</i>	13
D. COMAN, Le Karst — paysage biogéochimique / <i>Carstul — peisaj biogeochimic</i>	23
C. FABIAN, The karst phenomena study from the theory of systems point of view / <i>Studiul fenomenelor carstice din perspectiva teoriei sistemelor</i>	29
E. SILVESTRU, The relationship between tectonics and karstification in the cave from Izvorul Tăușoarelor (Rodna Mountains) / <i>Relația dintre tectonică și carstificare în peștera de la Izvorul Tăușoarelor (Munții Rodnei)</i>	35
C. LASCU, Trigonolith — a microphorme in the sistematics of karst morphology / <i>Trigonolitul — o microformă în sistematica morfologiei carstice</i>	43
M. NEDOPACA, Observations minéralogiques dans la Grotte des Ours — Bulzești / <i>Observații mineralogice în Peștera Urșilor — Bulzești</i>	47
Alexandra BĂDĂU, Remarques sur la structure microscopique de certaines perles de caverne / <i>Cîteva observații asupra structurii microscopice a unor perle de cavernă</i>	51
T. NAUM, Le volcano-karst et les minéralisations de fer et de soufre des Monts Căliman / <i>Vulcanocarstul și mineralizațiile de fier și sulf din Munții Căliman</i>	59
H. MITROFAN, V. LASCU, I. BOLOVESCHI, C. ROMAN, S. ANDREESCU, Vertical cavities in South-Eastern Vilcan Mountains (Gorj District) / <i>Cavități vertical în Vilcanul de sud-est (județul Gorj)</i>	69
A. IURKIEWICZ, H. MITROFAN, On karstic cavities vertical distribution regularities in Southern and South-Western Pădurea Craiului Mountains / <i>Asupra etajării endocarstului din partea de sud și sud-vest a Munților Pădurea Craiului</i>	77
C. GORAN, Le rapport entre l'extension et le dénivèlement du cavernement, un indice spéléométrique éloquent / <i>Raportul dintre extensie și denivelarea cavernamentului, un indice speleometric elocvent</i>	83
P. COCEAN, T. RUSU, Types génétiques de gorges dans le karst des Monts Apuseni / <i>Tipuri genetice de chei din carstul Munților Apuseni</i>	91
T. CONSTANTINESCU, Le Massif de Piatra Craiului. Genèse et évolution des torrents des versants nord-ouest et nord; glaciation Pléistocène /	

	<u>Pag.</u>
<i>Munții. Piatra Craiului, Geneza și evoluția torenților de pe versantul nord-vestic și nordic; glaciațiunea pleistocenă</i>	99
M. ȘERBAN, Sur les méandres de la Peștera Vintului (Monts Pădurea Craiului) / <i>Asupra meandrelor din Peștera Vintului (Munții Pădurea Craiului)</i>	107
I. VIEHMANN, Considérations sur le karst d'Israël / <i>Considerații asupra cars- tului din Israel</i>	117
Gh. RACOVITĂ, Sur la structure méroclimatique des cavités souterraines / <i>Asupra structurii meroclimatice a cavităților subterane</i>	123
Elena CABA, M. GAVRUȘ, Recherches topoclimatiques dans le grotte de Peretele Dirnintii. (Vallée d'Albac. Massif du Bihor) / <i>Cercetări topo- climatice în Peștera din Peretele Dirnintii (Valea Albacului. Munții Bihor)</i>	131
V. CRĂCIUN, Phénomènes de condensation endokarstique dans les calcaires éocènes de la zone de Mănăstireni-Bica (Cluj) / <i>Fenomene de condensare endocarstică în calcarele eocene din zona Mănăstireni-Bica (Cluj)</i>	139
I. ORĂȘEANU, A. IURKIEWICZ, E. GASPĂR, I. POP, Sur les conditions hydrogéologiques des accumulations de bauxite du plateau karstique Răcaș-Sclavul Pleș (Monts Pădurea Craiului) / <i>Asupra condițiilor hidro- geologice ale acumulării de bauxită din platoul carstic Răcaș-Sclavul Pleș (Munții Pădurea Craiului)</i>	147
I. ORĂȘEANU, AL. BULGĂR, E. GASPĂR, N. TERTELEAC, Hydrogeological study of Dimbovicioara passage / <i>Studiul hidrogeologic al Culoarului Dimbovicioara</i>	153
V.-A. BULGĂREANU, V. FEURDEAN, AL. GUTU, Emilia OLTEANU, A. BOGORODIȚA, D. HANNICH, Relations between the fresh- and salt waters circulation and the geodynamics of the Ocna Șugatag karstosaline and anthroposaline lake area (Maramureș district) / <i>Relații între circulația apelor dulci și sărate și geodinamica sectorului lacurilor carstosaline și antroposaline de la Ocna Șugatag (județul Maramureș)</i>	165
C. MARIN, Hydrochemical considerations in the lower Cerna river basin / <i>Considerații hidrochimice în bazinul inferior al râului Cerna</i>	173
I. POVARĂ, C. MARIN, Hercule thermomineral spring. Hydrogeological and hydrochemical considerations / <i>Izvorul termomineral Hercule. Conside- rații hidrologice și hidrochimice</i>	183
M. PASCU, C. MOISSIU, Alina MOISESCU, L'eau plate — une nouvelle ressource du karst de la Roumanie / <i>Apa plată — o nouă resursă a carstului din România</i>	195
E. GASPĂR, O. FARCASIU, S.-P. STĂNESCU, Ștefania SPIRIDON, Nuclear methods for karst hydrology investigation / <i>Metode nucleare pentru investigarea hidrologiei carsturilor</i>	207
AL. BULGĂR, V. DIACONU, V. OANCEA, Modern methods in karst hydro- logical research. Application to some principal karst systems from the Southern Carpathians / <i>Metode actuale în studiul hidrologic al carstului Aplicare la unele din principalele sisteme carstice din Carpații Meri- dionali</i>	215
V. DIACONU, AL. BULGĂR, V. OANCEA, The use of the transfer function in establishing the water circulation characteristics in the karst / <i>Uti-</i>	

	<u>Pag.</u>
lizarea funcției de transfer pentru stabilirea caracteristicilor circulației apei în carst	225
V. OANCEA, V. DIACONU, AL. BULGAR, The application of the numerical filters in the determination of the hydrological parameters of the karst systems / <i>Aplicarea filtrelor numerice la determinarea parametrilor hidrologici ai sistemelor carstice</i>	231
G. PONTA, R. STRUSIEWICZ, G. SIMION, E. GASPAR, Subterranean stream piracy in the Jiul de Vest — Cernișoara karst area, — Romania / <i>Dre- naje subterane în zona carstică Jiul de Vest — Cernișoara — România</i>	235
G. HALASI, G. PONTA, Subterranean drainage in the upper part of the Si- ghiștel valley (Apuseni Mountains) / <i>Drenaje subterane în sectorul su- perior al văii Sighiștel (Munții Apuseni)</i>	239
P. MATOS, Preliminary considerations on the project of a multifunctional hall built in the cave of Meziad / <i>Considerații preliminare cu privire la proiectul de amenajare a unei săli multifuncționale în Peștera Meziad</i>	243
P. MENESI, Nouvelles contributions a l'étude de la Grotte de Limanu (texte abrégé) / <i>Noi contribuții la studiul Peșterii Limanu (rezumat)</i>	247
L. VĂLENAȘ, G. HALASI, L. CZAKO, The morphology and the hydrology of the underwater passages from Girda valley basin (Bihor Mountains) — (abstract) / <i>Morfologia conductelor înecate din bazinul văii Girda (Munții Bihor) — (rezumat)</i>	249
L. VĂLENAȘ, Preliminary considerations on the problems arisen by active tectonics in Pirtul Hodobanei Cave (Bihor Mountains) — (abstract) / <i>Considerații preliminare asupra problemelor pe care le ridică tectonica activă în Peștera din Pirtul Hodobanei (Munții Bihor) — (rezumat)</i>	251
L. VĂLENAȘ, Morphologie de la Peștera de la Izvorul Gabor (Monts Pădurea Craiului) — (texte abrégé) / <i>Morfologia Peșterii de la Izvorul Gabor (Munții Pădurea Craiului) — (rezumat)</i>	253

PARTICIPANTS

Mircea ANDREI, București
Elena ARION, București
Radu BABOS, Cluj-Napoca
Alexandra BADAU, Cluj-Napoca
Ilie BOLOVESCHI, Baia Mare
Teodor BORODAN, Oradea
Traian BOSDOC, Brad
Gheorghe BREZEANU, București
Valentin-Alexandru

BULGAREANU, București
Elena CABA, Cluj-Napoca
Horia CHIRIȚĂ, București
Pompei COCEAN, Cluj-Napoca
Doina CODREANU, București
Valentin CRĂCIUN, Cluj-Napoca
Avram COR, Brad
Ferenc DEMETER, Tg. Mureș
Istvan DENES, Tălișoara
Vasile DIACONU, Constanța
Natalia DUMITRAȘC, București
Lucia DUMITRU, București
Călin FABIAN, București
Ibolia FARKAS, Tg. Mureș
Octavian FARCASIU, București
Adrian FERU, București
Mircea GAVRUS, Cluj-Napoca
Stoica GODEANU, București
Stela GUIU, București
Walter GUTT, Brașov
Gabor HALASI, Oradea
Ghizela HALASI, Oradea
Micea HORLOIU, Brașov
Răducu IANCU, București

Günther KARBAN, Reșița
Viorel LASCU, Hotârl
Paul MATOS, Cluj-Napoca
Petrü MĒNESI, Oradea
Alina MOISESCU, București
Constantin MOISSIU, București
Cecilia MOTAS, București
Traian NAUM, București
Adrian NEAGU, București
Mircea NEDOPACA, Brad
Victor OANCEA, București
Maria PASCU, București
Anca PETRESCU-RAIANU,
București
George PONTA, București
Vasile SENCU, București
Emil SILVESTRU, Sîngeorz Băi
Adrian SOLOMON, București
Stefania SPIRIDON, București
Robert STRUSIEWICZ,
București
Mihai ȘERBAN, Cluj-Napoca
Nicolae SUCIU, Albești
Victoria TATOLE, București
Agata TEODORESCU, București
Nicolae TERTELEAC, București
Doru TODA, Brad
Alina TULUCAN, Arad
Tiberiu TULUCAN, Arad
Liviu VALENAS, Oradea
Romulus VENDEL, Petroșani
Iosif VIEHMANN, Cluj-Napoca

FOREWORD

The First Symposium on „Theoretical and Applied Karstology“ was held in Bucharest between 20—22, April 1983, under the auspices of the Speological Institute „Emil Racoviță“ — an Institute for Biological Sciences in Bucharest division — and the Enterprise for Geological and Geophysical Prospecting, Bucharest. The main purpose of this manifestation was to develop a true basis for cooperation among all specialists interested in the field of karstology and physical speology associated either to industry, research institutes or academic institutions.

The papers delivered are included in this volume. They deal with topics such as karst geology and mineralogy, climatology, karst physico-chemistry, outline and sensible exploitation of the aquifer resources of the karstic areas (prospecting, budget, resource evaluation, protection, chemistry, tracers, hydrological drill-holes), hydrological risk factors derived from the exploitation of the mineral resources hosted by karstifiable rocks, hydrogeology of the dam and reservoirs on karstifiable rocks, etc.

The real success of the manifestation, reflected by the proceedings included in the present volume, that we are honoured to introduce, is derived both from its wide topics spectrum and from the adopted approach, the ultimate purpose of most of the papers being the immediate practical application on one or another of the national economy branches. As a natural outcome is the organizers' and participants' desire to make this symposium permanent, in form of an annual meeting, where all those interested in karstological problems may be brought into the knowledge of today scientific ideas.

Prof. Dr. Doc. Traian ORGHIDAN

Director of the Speological
Institute „Emil Racoviță“

CONSIDÉRATIONS CONCERNANT LA GENÈSE DES ARGILES SUR LES CALCAIRES DE LA "ZONE CLOȘANI" — MONTS MEHEDINȚI

PAR

G. DIACONU

À la suite d'analyses chimiques et spectrales on émet l'hypothèse selon laquelle les argiles sur les calcaires de la „Zone Cloșani” sont allochtones. On fait certaines suppositions concernant le rôle du champ piézo-électrique dans la fixation des argiles sur les calcaires.

La „Zone Cloșani” (Fig. 1), dont le périmètre, la géologie, la tectonique et la géomorphologie ont fait l'objet d'une note antérieure (Diaconu — 1978), présente, presque sur toute la surface à jour des calcaires, une couverture d'argile à couleurs nuancées sur la verticale, allant d'un brun-rougeâtre pour l'horizon supérieur (A), vers un rouge-brique pour celui sous-jacent (B). L'épaisseur de la couverture est variable, s'amincissant en altitude jusqu'à disparaître autour d'une courbe de niveau de 750 m et s'épaississant dans les zones plus basses ou à relief négatif, ou bien vers la base des versants, jusqu'à 2—3 m. (Fig. 2.).

Dans le „Sistemul român de clasificare a solurilor — 1980” (Le système roumain de classification des sols — 1980), ces argiles sont classées dans le type des „terra rossa”, classe des cambi-sols. Elles paraissent provenir du matériel parental dû à l'altération des calcaires et/ou bauxites. C'est la raison pour laquelle dans la littérature on les rencontre souvent sous la dénomination d'„argiles résiduelles” ou „argiles de décalcification”.

Ayant comme point de départ une telle optique sur l'origine des argiles sur les calcaires, nous avons procédé, initialement, vu l'absence totale des bauxites dans cette zone, à une analyse des roches carbonatiques du périmètre, compatibles avec le phénomène de dissolution, à la suite duquel il aurait pu rester un résidu insoluble à prépondérance argileuse.

Les calcaires de la „Zone Cloșani” sont d'âge malm-aptien ; massifs à la base (Malm-Néocomien), ils sont stratifiés vers leur partie supérieure dans des bancs de 0,60 à 2,5 m (Barrémien-Aptien). L'épaisseur totale du complexe calcaire varie entre 250 et 350 m.

Les analyses chimiques effectuées sur des échantillons prélevés des calcaires stratifiés (qui affleurent dans la moitié méridionale du périmètre) ont mis en évidence des contenus moyens de 95,29% CaCO_3 , 4,63% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ et 0,08% matériel résiduel (insoluble + R_2O_3). Les mêmes analyses faites sur des échantillons prélevés des calcaires massifs (qui affleurent dans la moitié septentrionale du périmètre) ont mis en évi-

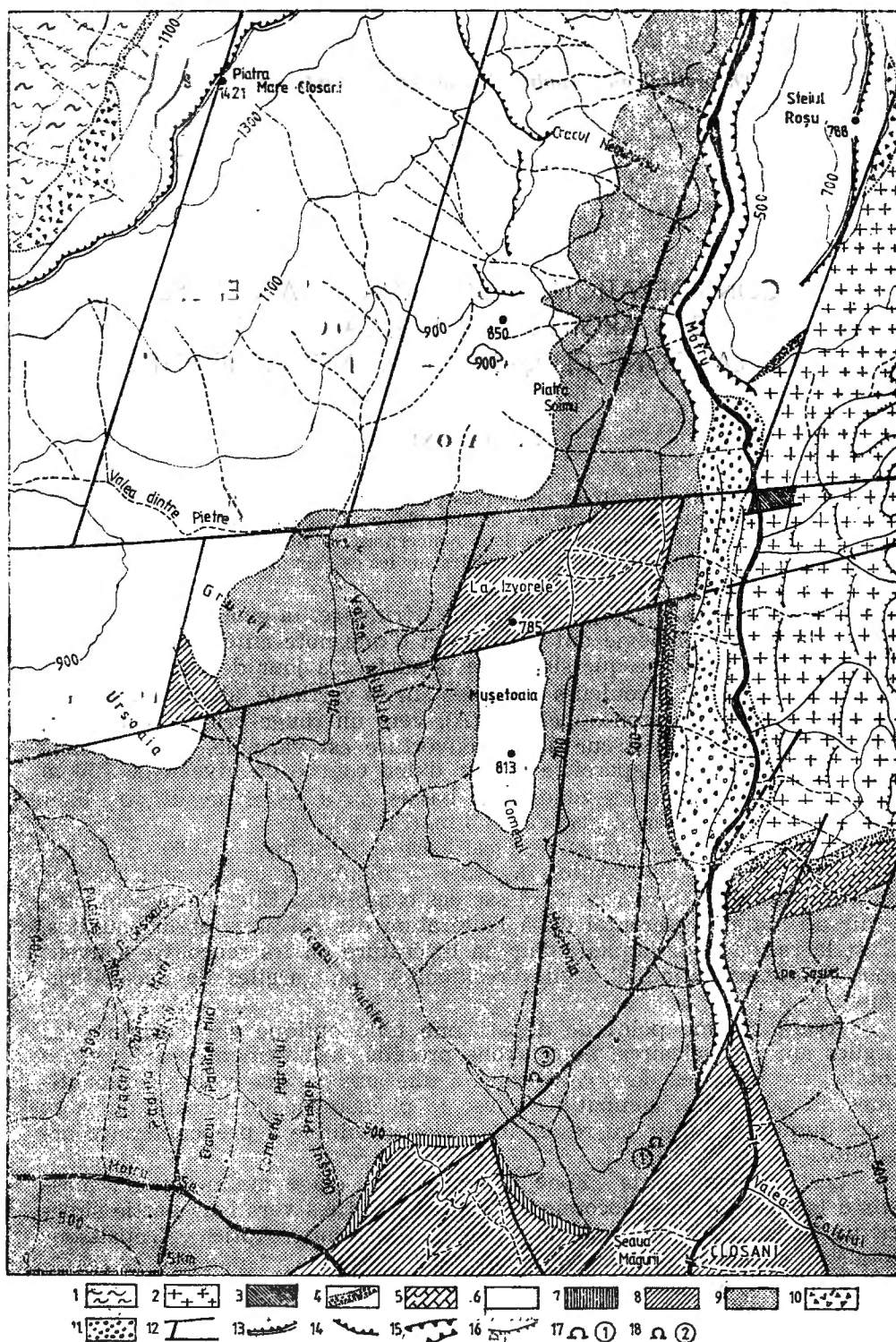


Fig. 1 — La carte géologique de la „Zone Cloșani”: 1) Schistes cristallins; 2) Granitoides; 3) Dolomites cristallines; 4) Lias; 5) Dogger; 6) Malm-Aptien; 7) Céno-manien-Turonien moyen; 8) Turonien supérieur-Sénonien; 9) Argiles rouges; 10) Eboulement; 11) Dépôts de terrasses; 12) Failles; 13) Cuesta; 14) Abrupt; 15) Gorges; 16) Terrasse; 17) La grotte Peștera Cloșani; 18) La grotte Peștera Cloaca cu Brebenei.

dence des contenus moyens de 91,09% CaCO_3 , 8,65% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ et 0,26% matériel résiduel. La projection de ces résultats sur le diagramme ternaire de classification des roches carbonatiques Vichniacov, nous per-

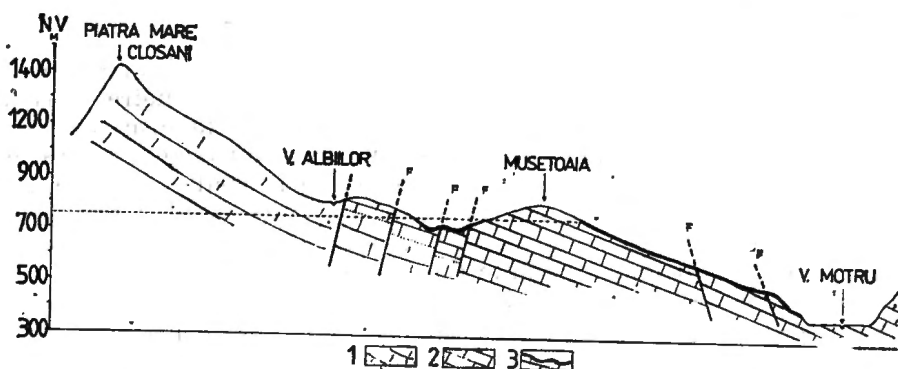


Fig. 2 — Profil géologique : le sommet Piatra Mare Cloșani — la vallée Motru. 1) Calcaires purs légèrement dolomitiques (Malm-Néocomien); 2) Calcaires purs (Barrémien-Aptien); 3) Argiles.

met de classer les calcaires de la „Zone Cloșani“ dans la catégorie des calcaires purs (ceux du Barrémien-Aptien), respectivement les calcaires purs légèrement dolomitiques (ceux du Malm-Néocomien), (Fig. 3).

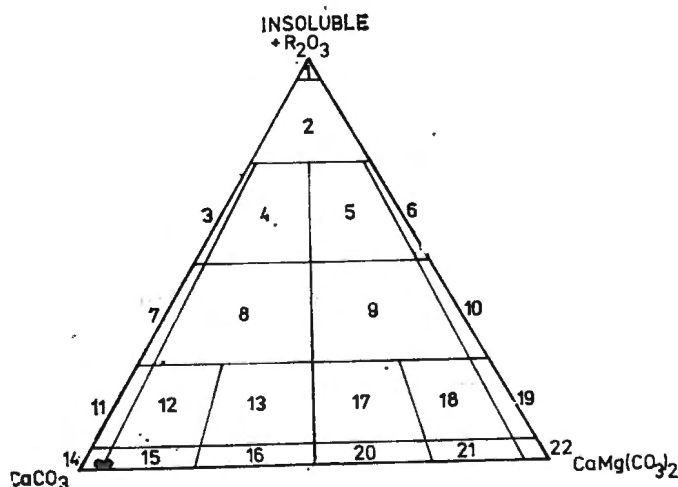


Fig. 3 — La projection des calcaires de la „Zone Cloșani“ sur le diagramme ternaire Vichniacov.

De la superposition des deux types de calcaires, il résulte que les premiers à être affectés par la dissolution furent les calcaires purs. Du au mode tectonique de disposition spatiale, il est possible que, partiellement, (dans le secteur septentrional du périmètre) les calcaires purs légèrement dolomitiques, aient subi aussi un processus synchronique de dissolution. Mais il est à retenir que l'argile rouge peut être trouvée seu-

lement jusqu'à des cotes le tout au plus 750 m, tandis que les calcaires purs légèrement dolomitiques commencent à apparaître au jour au-dessus de la courbe de niveau de 900 m, (Fig. 3). Il en résulte que le rôle le plus important de source fournisseuse en matériel argileux serait détenu par les calcaires purs (Barremien-Aptien).

Le résidu de la dissolution, mis en liberté par ces calcaires (en moyenne 0,08%), est à peu près négligeable. Un calcul sommaire nous fait conclure que pour obtenir moins de 100g d'argile, il faudrait dissoudre une tonne de calcaire. Si nous tenons compte aussi du facteur temps, durant lequel cette dissolution aurait été possible à l'échelle naturelle, nous ne pouvons arriver qu'à une seule conclusion : l'impossibilité que les argiles rouges des calcaires de la „Zone Cloşani“ se forment seulement sur le compte du résidu issu à la suite du processus de décalcification. Dans ce cas il est naturel d'accepter la prépondérance de leur allochtonisme.

Le fait est connu que les minéraux argileux des roches sédimentaires proviennent de l'altération sous régime hydrique des minéraux feldspathiques et micacés des roches magmatiques et métamorphiques. Ils peuvent être lessivés des surfaces d'altération et transportés en suspension par les eaux de ruissellement et celles du réseau hydrographique, et sédimentés dans un autre secteur.

En revenant à la „Zone Cloşani“ nous remarquons que la rivière Motru, dont les eaux ont lavé pendant un long laps de temps, l'hydrostructure des calcaires, a son bassin supérieur de réception installé au Nord, sur des quartzites feldspathiques et sur des diorites et, à l'Est, sur les granitoïdes de Tismana. Il suffit de prendre en discussion rien que la composition minéralogique, calculée en pourcentage, des granitoïdes de Tismana (Tableau I) pour nous rendre compte que dans le voisinage immédiat des calcaires il a existé et il existe une source inépuisable de minéraux qui, par altération, ont pu engendrer des argiles. Comme témoignage de ce processus sur les versants du granitoïde sont restés d'importants dépôts de quartz granulaire.

Tableau 1

Les limites, en pourcentages, des principaux minéraux des granitoïdes de Tismana

(d'après BERZA, 1978)

La dénomination de la roche	Quartz	Feldspath potassique	Plagioclase	Biotite	Hornblende	Clinopyroxène	Orthopyroxène	Grenat
Diorites	0—2	0—4	48—54	5—35	0—33	0—8	0—30	—
Diorites quartzifères	4—13	0—5	44—64	5—29	0—36	2—40	0—8	—
Tonalites	11—26	0—4	41—56	17—27	0—18	0—8	—	—
Granodiorites	13—23	8—18	35—44	15—22	2—9	0—4	—	—
Granites porphyriques	8—37	23—54	14—42	5—14	0—1	—	—	—

Autant l'existence d'une source d'engendrement du matériel argileux (quartzites feldspathiques et diorites au Nord et le granitoïde de Tismana à l'Est) que celle d'un véhicule compatible avec le lessivage, le transport et sa sédimentation (la rivière Motru et ses affluents) ne nous paraissent pas suffire pour émettre une nouvelle hypothèse sur l'origine des argiles rouges de la „Zone Cloșani“. Nous avons donc procédé à une analyse spectrale pour déterminer le contenu en éléments mineurs des calcaires et des argiles et, ceci d'autant plus que nous disposons en ce qui concerne les granitoïdes, de données dans ce sens (Berza — 1978) obtenues de nombreux échantillons prélevés de notre zone même (l'extrémité occidentale du granitoïde de Tismana).

Afin d'éliminer les erreurs comparatives, pour tous les échantillons (aussi bien les calcaires que les argiles), on a utilisé les mêmes indices de sensibilité, obtenant des résultats surprenants. En aucun échantillon de calcaire on n'a pas décelé la présence, au-dessus de la limite de détection, d'éléments mineurs, tandis que dans les argiles on a identifié une large gamme d'éléments dont les valeurs moyennes ont pu être comparées avec celles calculées sur les granitoïdes, (Fig. 4).

Quelques remarques sur le cycle géochimique mineur de ces éléments (Rankama et Sahama — 1970) sont, à notre avis, éloquentes pour nous permettre cette fois-ci de nous prononcer finalement sur l'origine des argiles rouges des calcaires de la „Zone Cloșani“.

Le *Baryum*, a été retenu des solutions par une neutralisation provoquée par les eaux bicarbonatées de l'aquifère karstique. La moyenne des quantités des échantillons d'argile se trouve sous la moyenne de celle des granitoïdes, ce qui peut être mis au compte d'une migration par lessivage le long des discontinuités du massif, étant donné la grande densité de cet élément.

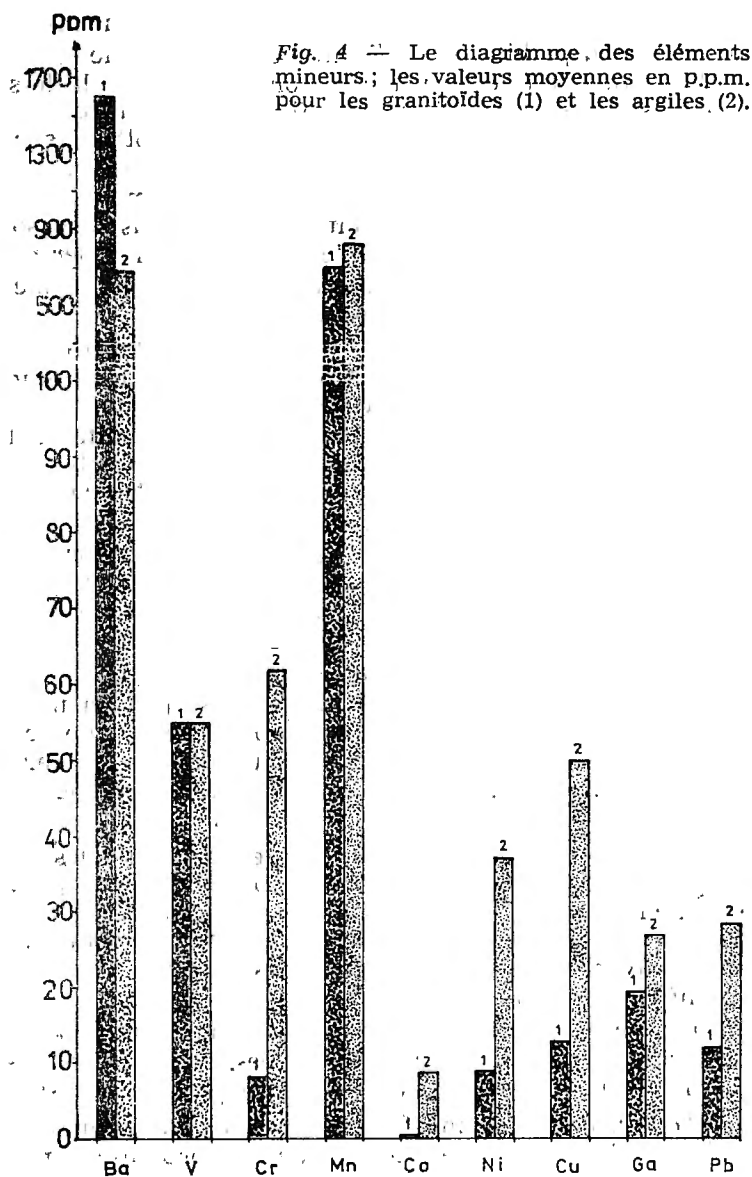
Le *Vanadium*, est apprécié être l'un des éléments fidèles aux minéraux argileux provenant de l'altération des roches magmatiques. Il reste incorporé aux argiles tant que celles-ci ne subissent pas des modifications diagénétiques ou métamorphiques. L'égalité parfaite entre les valeurs de la moyenne des roches granitoïdes et celles des argiles, confirme les données ci-dessus.

Le *Chrome*, provient à la suite de l'altération des minéraux mélano-cratiques et présente des concentrations élevées, surtout dans les argiles, constatation faite aussi dans le cas de ceux de la „Zone Cloșani“.

Le *Manganèse*, peut être maintenu dans les argiles lorsque celles-ci disposent d'un milieu oxydant et contiennent incorporés de petits fragments de calcaire. Les valeurs relativement égales entre la moyenne des granitoïdes et celle des argiles dénote, dans notre cas, l'accomplissement parfait de ces conditions.

Le *Cobalt* et le *Nickel*, présentent des concentrations supérieures à celles des granitoïdes. On apprécie, généralement, que dans les argiles le nickel prédomine par rapport au cobalt, fait confirmé par les valeurs moyennes que nous avons obtenues.

Le *Cuivre*, est retenu dans les argiles par absorption. La disproportion de concentration entre les granitoïdes et les argiles, laisse supposer, un apport supplémentaire de cuivre des schistes cristallins.



Le Gallium, se trouve dans les argiles comme une conséquence de son affinité pour l'aluminium dans les solutions d'altération. Ceci pourrait expliquer ses concentrations plus élevées dans les argiles, étant donné une proportion plus grande de participation de l'aluminium dans la composition des argiles par comparaison avec celle des granitoïdes.

Le Plomb, peut être facilement transporté sous forme de composés qui, au contact avec les eaux bicarbonatées des calcaires et dans un milieu oxydant, le fixent probablement sous forme de carbonate de

plomb; un composé stable qui justifie la concentration plus élevée des argiles.

Après ce bref passage en revue des éléments mineurs déterminés sur les argiles et rapportés à ceux des granitoïdes, on peut conclure que la source principale des minéraux argileux situés sur les calcaires de la „Zone Cloșani“ est constituée par les granitoïdes de Tismana, mais ils peuvent, secondairement, provenir des quartzites feldspathiques.

Les arguments qui suivent peuvent plaider en faveur de ce point de vue final :

— L'impossibilité que les éléments mineurs identifiés dans les argiles proviennent des calcaires.

— La moyenne du vanadium des argiles égale à celle des granitoïdes. Cet élément fidèle des argiles, du moment de leur formation jusqu'au début d'un processus de diagenèse, ou de métamorphisme (ce dont il n'est pas question quant à celles de la „Zone Cloșani“) absent du calcaire, mais présent dans les granitoïdes, est l'un des arguments incontestables de la provenance des argiles qui le contiennent.

— La présence dans les argiles du gallium, se trouvant dans les granitoïdes, manquant dans les calcaires; migrant seulement lorsqu'il accompagne l'aluminium (composé de base des minéraux argileux).

Un dernier point d'interrogation se pose : comment peut on expliquer la présence de ces argiles rien que sur les calcaires, lorsqu'elles manquent totalement, par exemple, sur les siltites crétacées supérieures limitrophes aux calcaires et se trouvant à des cotes d'altitude comparables à ceux-ci?

Nous essayerons d'expliquer ce phénomène tout en restant dans le domaine de l'hypothétique, vu, pour le moment, l'absence de résultats concluants.

Nous supposons que la préférence des minéraux argileux (dans notre cas voir Tableau II) pour les corps de roches carbonatiques serait la conséquence de certains processus électrochimiques se produisant à

Tableau 2

La composition minéralogique, en pourcentages, des argiles de la „ZONE CLOȘANI“

La dénomination du minéral	La moyenne, en pourcentages
Kaolin	45,34
Illite	50,44
Montmorillonite	4,22

l'échelle naturelle. Ces derniers (les calcaires), agiraient sur les solutions circulantes avec lesquelles ils viennent en contact, tel un électrode dans un bain électrolytique, en attirant les floculations argileuses, dont la composition chimique est formée en prédominance d'éléments fortement électropositifs (Si^{4+} , Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , etc.) qui entrent dans la structure des minéraux qui les constituent, ou bien de ceux qui ne participent pas directement à la structure, mais qui atteignent des concentrations sub-

stantiellement plus élevées par rapport à la moyenne du milieu environnant, (V^{2+} , Cr^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Ga^{2+} , etc.). Cette propriété des calcaires pourrait être attribuée à leur qualité de roches monominérales, constituées effectivement par plus de 90% de $CaCO_3$.

L'on sait que l'une des propriétés physiques de la calcite (minéral constitutif des calcaires) est celle piézo-électrique, c'est-à-dire soumise à une pression dirigée, de former son propre champ électrostatique.

À la suite de nombreuses analyses sous RX faites sur des spéléothèmes, nous sommes arrivés à la conclusion que leur cellule morphologique a toujours une orientation spatiale de l'axe A^3 , parallèle à l'axe gravitationnel. Il est fort possible que cette orientation soit conservée aussi dans la structure des particules de calcite de la masse des calcaires. Dans cette éventualité même en cas de dérangement tectonique, les blocs de calcaire, soumis aux tensions internes dans le massif, pourraient agir, comme des monocristaux géants, par des champs piézo-électriques orintés, compatibles avec l'attraction et la fixation des floculations des argiles contenues dans les solutions circulantes. Evidemment, pour le moment, ce point de vue est tenu n'être qu'une possibilité strictement théorique. Le problème de l'existence de certains champs piézo-électriques sur de vastes étendues sur lesquelles se trouvent des roches monominérales calcaires, quartzites, etc.) reste un sujet à mise en valeur dans divers domaines.

Enfin, nous devons faire une précision à caractère pédologique. Si le modèle génétique que nous offrons pour les argiles de la „Zone Cloșani“ se confirme aussi dans d'autres zones karstiques à argiles, il est alors à supposer que l'actuel horizon B des sols rouges devra être reconsidéré sous un nouvel angle et apprécié en tant que roche-mère dans les processus pédogénétiques de l'aire en question.

BIBLIOGRAPHIE

- BERZA T. (1978) — *Studiul mineralogic și petrografic al masivului granitoid de Tismana*. — An. Inst. Geol. Geof., 53, p. 5—176.
- DIACONU G. (1978) — „Peștera Cloșani“. *Genèse et évolution*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza“, 17, p. 185—191.
- RANKAMA K., SAHAMA TH. G., (1970) — *Geochimia*. — Ed. Tehnică, București, 791 pp.
- * * * (1980) — *Sistemul român de clasificare a solurilor*. I.C.P.A. — București.

CONSIDERAȚII ASUPRA GENEZEI ARGILELOR DE PE CALCARELE DIN „ZONA CLOȘANI“ — MUNTII MEHEDINTI

Rezumat

Conform cu „Sistemul român de clasificare a solurilor“ (1980), argilele roșii de pe calcare provin pe seama materialului parental rezultat din alterarea calcarilor și/sau bauxitelor.

Pe baza unor analize chimice și spectrale efectuate pe eșantioane de calcare și argile prelevate din „Zona Cloșani“, discutate în raport cu compoziția mineralogică și conținutul în elemente minore a granitoidului de Tismana, limitrof calcarelor, se demonstrează allohtonismul argilelor, sursa de proveniență fiind cea a feldspaților și mineralelor micacee din șisturile cristaline și mai ales, a granitoidelor.

Se fac unele aprecieri cu privire la rolul cîmpului piezoelectric în fixarea argilelor pe calcare.

În final se emite părerea conform căreia, dacă modelul genetic al argilelor de pe calcarele din „Zona Cloșani“ se verifică și în alte zone carstice cu argile, atunci este de presupus că actualul orizont B al solurilor roșii va trebui să fie reconsiderat și apreciat ca o rocă-mamă în procesele de solificare ale arealului.

Address of the author: Gabriel DIACONU — Institutul de Speologie „Emil Racoviță“ Str. Moxa Mihail 9, 78109 București 12, România.

LE KARST — PAYSAGE BIOGÉOCHIMIQUE

PAR

D. COMAN

L'auteur argumente l'idée que la karstification et la spéléogénèse sont le résultat d'un processus d'altération biogéochimique des roches, dans lequel le rôle principal revient à la macroflore hétérotrophe et chémolithotrophe, celle-ci formant une vraie „bactériosphère“ de la terre, au point de vue tant génétique que fonctionnel.

Dans un travail publié antérieurement (COMAN, 1979) nous avons soutenu l'idée que le processus de karstification et de spéléogénèse doit être attribué à un système de relations écologiques dans lequel la flore hétérotrophe et chémolithotrophe algobactérienne joue le rôle principal. En reprenant maintenant ce problème, on doit noter dès le début que l'apparition de la microflore et, par conséquent, du processus d'altération biogéochimique des roches, que celle-ci détermine se place au „voisinage“ des 4500 millions d'années auxquels on estime l'âge de notre planète.

Les bactéries ont traversé toutes les ères géologiques sans modifications structurelles, la plus „vieille“ étant considérée *Isuasphaera isua*, trouvée dans les quartzites d'isua de Groenland et dont l'âge est apprécié à 3 800 millions d'années. Elle est chronologiquement suivie de plusieurs espèces de microorganismes sphéroïdaux découverts dans les couches précambriennes du sud de l'Afrique, parmi lesquelles nous mentionnons *Archaeosphaeroides baberonensis* (3 400 millions d'années), *Eobacterium isolatum* (3 200—3 100 millions d'années) et *Metallogenium personatum* des couches de Bulaway, en Rhodésie (2 800 millions d'années), cette dernière forme, oxydante du fer et du magnésium, étant présente aujourd'hui encore dans les lacs de Carélie, où elle participe à la constitution des minerais de fer de type bog. De nombreuses colonies d'autres „sidérobactéries“ ont été mises en évidence par des sections microscopiques dans les minerais de fer de Krivoj Rog (Union Soviétique) et dans la pyrite de néoformation de la Mammuthöhle d'Autriche (SEEMANN, 1979).

En rapportant l'âge des bactéries à celui de la planète et en prenant en considération le fait que la microflore est présente dans tous les milieux de celle-ci, nous croyons qu'on est en droit d'affirmer que cette microflore constitue une entité globale planétaire, un véritable super-organisme, au point de vue tant génétique que fonctionnel, c'est-à-dire

se trouve en relation directe avec la pyrite qui a été mise en évidence dans la couverture de grès et d'argile du clacaire" (COMAN, 1979).

En effet, les recherches de JAGNOV (1978), HILL (1981) et DAVIS (1981) montrent que les grottes d'Amérique citées ci-dessus sont le résultat de la dissolution du calcaire par l'acide sulfurique dérivé de l'oxydation de la pyrite à partir des grès et des argiles de toit (comme dans le cas de la Peștera Vintului aussi), tout en admettant l'intervention dans ce processus des bactéries *Thiobacillus* et *Desulfuobrio*, dont la présence dans la population microflorale de cette dernière cavité est fort probable.

Il est lieu de préciser, au point de vue historique, que la genèse des grottes sous l'action de l'acide sulfurique n'est pas une découverte américaine récente, cette théorie étant élaborée plus de 100 ans auparavant par l'autrichien DÖLL (1866). Il va sans dire que celui-ci ne pouvait pas avoir à son temps les connaissances de biogéochimie et de géomicrobiologie dont on dispose aujourd'hui et, par la suite, il voit dans l'oxydation de la pyrite un processus purement chimique et non pas une action bactérienne.

Dans le contexte des idées que nous soutenons, nous considérons comme très valables les précisions faites par VALENAȘ et JURKI-EWICZ (1980—1981) sur le complexe karstique de Șuncuș-Mișid (dont fait partie la Peștera Vintului), qui signalent la présence des zones à pyritisation accentuée. Nous révélons également les résultats des analyses effectuées par MARIN (1981) sur les eaux karstiques de cette zone, qui trouve dans plusieurs sources des valeurs particulièrement basses du pH (2,90—5,20) et une grande quantité de sulfates (jusqu'à 426,8 mg/l). À ces données on peut ajouter le pH de 4,3 et la concentration de 589,70 mg/l des sulfates trouvés dans un échantillon que nous avons prélevé du secteur terminal du cours souterrain de la Peștera Vintului et qui a été analysé par Rosette Ianc. Nous sommes d'avis que toutes ces données, ainsi que la présence massive du gypse dans la Peștera Vintului (la plus grande grotte de Roumanie, mesurant 32 km de longueur) nous permettent de considérer que l'acide sulfurique a eu un rôle considérable dans la genèse de cette cavité.

Une remarque de grande importance s'impose à la suite de ce que nous avons discuté jusqu'ici, à savoir que dans l'étude du processus de karstification on doit prendre en considération toutes les régions avoisnantes du karst, les contacts stratigraphiques de celui-ci avec la roche qui le couvre et la variété lithologique du massif calcaire. En effet, le contact direct ou indirect de tous ces milieux géochimiquement différents met à la disposition de la population microflorale exo- et endokarstique les éléments minéraux susceptibles d'être oxydés et, en conséquence, représente un facteur de déclenchement ou d'accélération des processus karsto- et spéléogénétiques. À la genèse du karst c'est donc tout le géosystème qui y participe, avec ses composantes karstifiables et non-karstifiables, celles-ci conditionnant en très grande mesure les processus hydrodynamiques et biochimiques qui se déroulent et s'influencent réciproquement.

L'action destructive de la microflore bactérienne sur les roches, y compris la production du CO₂, respectivement de l'acide carbonique ou

de l'acide sulfurique, n'est pas limitée à la surface de la lithosphère, mais progresse en profondeur avec une grande efficacité surtout dans les massifs calcaires, par l'intermédiaire de l'eau qui circule suivant les lois hydrodynamiques dans le réseau de défauts mécanotectoniques et texturaux de ces massifs, en déterminant ce que nous appelons le processus de karstification et, finalement, le splendide paysage karstique.

BIBLIOGRAPHIE

- COMAN D. (1979) — *Essai sur une interprétation écologique de l'origine des grottes*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XVIII, p. 191—199.
- DAVID D. G. (1980) — *Cave development in the Guadalupe Mountains. A Critical Review Of Recent Hypotheses*. NSS Bull., 42, 3, p. 42—48.
- DÉVIGNE J.-P. (1976) — *Microflore et processus sédimentaires*. La Recherche, 7,
- DÖLL E. (1886) — *Die Mitwirkung der Verwitterung der Eisenkiese bei der Höhlenbildung in Kalkgebirge*. Mitteil. der Sect. für Höhlenkunde der Österreich. Tourist. Club., 1, p. 9—13.
- DUDICH E. (1932) — *Biologie der Aggteleker Tropfsteinhöhle „Baradla“ in Ungarn*. Speläol. Monogr., 12, XII—246.
- FINDLEY R. (1981) — *Mount St. Helens Aftermath*. Nat. Geogr., 160, 6, p. 713—733.
- GOUNOT A. M. (1967) — *La microflore des limons argileux souterrains son activité productrice dans la biocenose cavernicole*. Ann. Spéléol., 22, p. 23—146.
- HILL G. A. (1981) — *Speleogenesis of Carlsbad Caverns and Other Caves of the Guadalupe Muntaine*. Eight Intern. Congr. Speleol. Proceed., p. 143—144.
- JAKUCS L. (1973) — *El papel del clima en el control cuantitativo y cualitativo de la corrosion carsica*. Acad. Vienc. de Cuba, Serie Espeleol. y carsologica, 39, p. 3—18.
- JAGNOW D. H. (1978) — *Geologie and speleogenesis of Ongle Cave*. NSS Bull., 40, p. 7—18.
- MARIN C. (1981) — *Chemical composition of carbonate waters in Pădurea Craiului, Romania*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XX, p. 139—155.
- SEEMANN R. (1978) — *Die Sedimentären Eisenvererzungen der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen*. Ann. Naturhist. Mus., 82, p. 209—289.
- URBANI F., SZCZERBAN E. (1975) — *Formes a pseudocarsicas en granito de Rapakivi precambrico, Territorio Federal Amazonas*. Bol. Soc. Venezolana Espel., 6, 12, p. 57—70.
- VALENAS L., JURKIEWICZ A. (1980—1981) — *Studiu complex al carstului din zona Suncuiuş-Mişid (Munţii Pădurea Craiului)*, VIII—IX, p. 311—378.

CARSTUL — PEISAJ BIOGEOCHIMIC

Rezumat

Autorul reafirmă concepția sa asupra carstificării și speleogenezei publicată anterior (Coman, 1979), argumentând ideea că în acest proces, un rol primordial îl joacă microflora heterotrofă și chemolitotrofă, care grație sistemului său catalitic, enzimele, declanșează o cascadă de reacții biochimice de oxidare, extrem de rapidă, a unor minerale, determinând o serie de fenomene secundare ce duc la

formarea de acid carbonic sau sulfuric, care intervin esențial (adesea exclusiv) în carsto și speleogeneză, procese atribuite anterior, cuasitotalmente, reacțiilor pur chimice ale bi oxidului de carbon produs prin catabolizarea microbiogenă a substanțelor organice din sol.

În acest context, autorul consideră că, prin ubicuitatea și existența sa care depășește vîrsta de trei miliarde de ani, microflora constituie o adevărată „bacteriosferă” a Terrei, un adevărat superorganism, atît din punct de vedere genetic cît și funcțional, care intervine în mod fundamental în transformarea chimică a litosferei, respectiv în alterarea oricărui tip de rocă din componența geosistemului alcătuit din roci carstificabile și necarstificabile, a căror demolare biogeochimică concomitentă și concurentă, determină geneza și evoluția peisajului carstic.

Address of the author : Dr. Dan COMAN — Institutul de Speologie „Emil Racoviță” Str. Clinicilor 5, Cluj-Napoca, România.

THE KARST PHENOMENA STUDY FROM THE THEORY OF SYSTEMS POINT OF VIEW

BY

C. FABIAN

Our purpose is to demonstrate that the karst system is an available one and to argue that the petrographic subsystem inside a such a karst system plays an important part in the evolution of the latter. We consider that the state of stress and strain of the limestone, especially the strike of the tension joints, decides on the development of the cave. Our exemplification is drawn on some caves from Rodnă Mountains and from Apuseni Mountains.

The approach of geologic problems generally speaking and of karst ones, particularly, from the standpoint of the theory of systems was made possible when a. perfecting the experimental tectonics allowed modelling and b. progress of conceptual and theory apparatus lead through use mathematics to work out highly abstract patterns regarding the structure, features and behaviour of karst media.

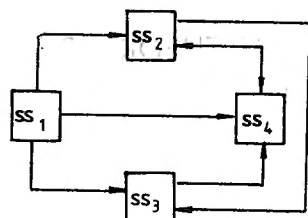
All nature accessible to us, any of the geological edifice of the earth crust including, is well known to form systems, that is multitudes of elements and relations between these elements. That is why none of the geological systems, no matter the area they develop in, must be treated as an isolated and independent occurrence, but as part of a whole it is conditioned to and interacting with.

Taking into account the above considerations, we think that the limits of a karst system can be established at the level of a hydrographic network with dynamic and corrosive regime and of a soluble rock unit with a porosity that allows the flow process. We suggest a sketch of interaction of subsystems in such a system (fig. 1 a). According to this sketch we consider that a karst system belongs to the group of large systems (STANCULESCU, 1982) and we show the multitudes of elements that define it (fig. 1 b), that is, the multitude of inputs ($U \supset u_i$), of levels of the system and interconnections between component subsystems ($X \supset x_i \cup x_j$) and the multitude of outputs ($Y \supset y_i$), as well as the multitude of disturbing elements come from the exterior of the system ($W \supset w_i$). As input elements we mention, the stress field in the rock (σ), the hydraulic gradient (I), the chemical energy of reaction (E_{ch}), the modelling energy (E_M) and the time (t). The relation input-level of the system output has the following well known form (RADULESCU, et al., 1978),

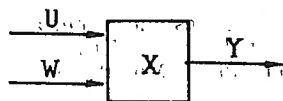
$$y(t) = f(x(t_0), u(t) + g(w),$$

where t_0 stands for the moment of the system which is taken as initial.

Taking into account the little space and the complexity the problems involved on the one hand, and the fact that for the subsystem ss_1 the time units appear disproportioned as compared to the other subsystems



a.



b.

Fig. 1 — a. Sketch of interaction of subsystems inside a karst system, — ss_1 : tectono-petrographic subsystem; ss_2 : water circulation subsystem; ss_3 : chemical reaction subsystem; ss_4 : karst relief and cave morphology subsystem. — b. Sketch showing the multitudes of elements that define a large system, — U = multitude of inputs; X = multitude of levels of system and interactions between component subsystems; Y = multitude of outputs; W = multitude of disturbing elements come from the exterior of the system.

considered on the other hand, for this step we shall resume ourselves to discuss this subsystem ss_1 that is defined by the tectono-petrographic fabric of the rock that belongs to the karst system. For this purpose ss_1 will be raised to a system rank and analysed as such and we shall try to prove the peculiar role it plays for the karst system.

The structure of any system implies a set of rules that make the system viable (PIAGET, 1973).

a. according to the *totality* rule the system is a complex consisting of more subsystems, that as a whole disposes of properties irreducible neither to those of the composing elements nor to their algebraical sum. The example at hand is given by the variation of the structural inhomogeneity of the petrostructure, function of the dimensions of the sampling standard.

b. the property of *transformation* refers to the kinematics forms of the system, to its evolution. In the rock fabric it corresponds to the variation rate of the geometric properties of the system, that is to the state of strain, (ϵ).

c. the property of *self regulation* insures the preserving of the totality of transformations through their play itself. As mechanism of self regulation one can identify the external and internal feed-back for the petro-systems also. In the first case the functionality of the system in its relations with the environment is optimised; an external field of forces (\vec{F}) induces a field of stress ($\vec{\sigma}$) in the rock unit (dA) it acts upon,

$$\vec{F} = \vec{\sigma} dA$$

In the second case an optimisation of the rock fabric towards cancelling of the state of stress through establishment of the state of strain takes place (fig. 2),

$$\epsilon = \sigma E$$

where E stands for the Young elasticity module. Both cases regard a negative feed-back of first rank.

Given the characteristics and the behaviour of the petrographic media we shall try to circumscribe to the types of systems defined by the general theory of systems,

a. the petrographic systems are *open*, because the state of stress institutes itself in a rock body if and only if there exists an external field of forces that acts upon the respective petrographic unit.

b. being self regulated structures through the feed-back mechanism, the petrographic systems are *circular* ones.

c. the existence of time between the input elements and the state of strain proves that the system is *dynamic*, that it changes with time (fig. 3). The evolution of its fabric is of entropic type for the rocks. We

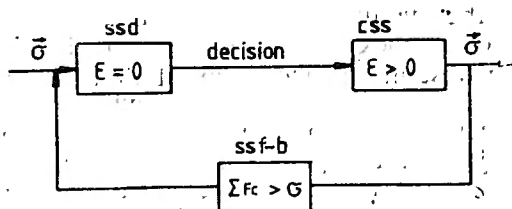


Fig. 2 — Sketch of a feed-back mechanism. ssd = subsystem of decision; css = conducted subsystem; $ssf-d$ = subsystem of feedback; σ = state of stress; ϵ = state of strain; F = forces of cohesion.

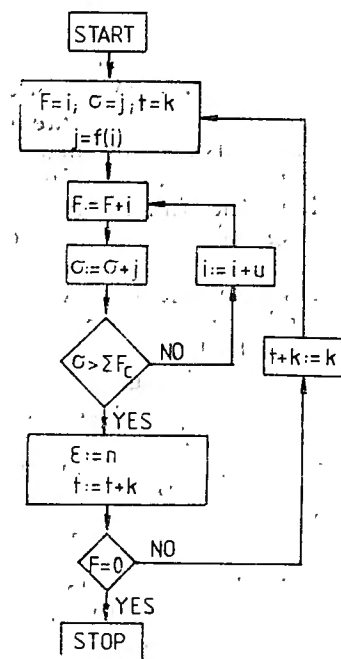


Fig. 3 — Algorithm of the processes inside a tectono-petrographic system.

argue this by the modification of the structure symmetry of a rock following deformation, when the new fabric is obtained by an operation of intersection of the symmetry elements of the undeformed structure, of the strain and of the stress induced in the rock. The stress and the strain being usually orthorombic, the level of the structural organisation, reflected by the symmetry degree, decreases at least to orthorombic for the deformed rock. For the concrete case in field, the dynamic property of the petrographic system expresses itself through its plicative or/and disjunctive transformation. One knows that positioning in space of the three directions of principal stresses decide the type of fracture that

appears, and that the breaking takes place along the directions of the normal (σ_n) and the shear (τ) stress take maximum values,

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta, \text{ and}$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta, \text{ so}$$

σ_n takes maximum values for $\cos 2\theta = 0 \Leftrightarrow \theta = 45^\circ$ and τ takes maximum values for $\sin 2\theta = 1 \Leftrightarrow \theta = 45^\circ$

d. in fact the measured value of the θ angle differs from the theoretical one obtained above because of the angle of internal friction (φ_1) specific to the rock type the breaking took place in,

$$\theta = 45^\circ - \varphi_1/2.$$

Taking into account this relatively large degree of indetermination of the petrographic systems, these are of fuzzy type.

The structural state of the petrographic subsystems inside a karst system plays an important role in the evolution of the latter, because it determines the quality of collector rock of limestone, so it conditions the functioning of the subsystem of water circulation in the hydrographic underground network, thus determining the whole morphology of the karst relief. It is proved that water must circulate so as to dissolve, and the existence of a joint porosity in a limestone massif is needed for the formation of an underground hydrogeological network (BLEAHU, 1974).

We shall argue the statements by the results of the structural speology researches performed on some karst systems in the Rodna Mountains (caves from Izvorul Tăușoarelor and from Izvorul albastru al Izei) and in the Bihor Mountains (caves from Ghețarul de la Scărișoara and from Pojarul Politei). The elements of mycrotectonics have been mapped and processed stereographically and statistically for any of these cases. There were evidenced the zones of maximum of the shear joints (S_1, S_2) and the tension joints (T) strikes, as well as the faults these directions are associated to. In the Tăușoare zone the joint system formed by the stress drop along a thrust fault with its footwall on the left side, is obvious. In the Iza and Scărișoara-Pojarul Politei zones, the faults are normal ones with their footwall on left, respectively right side, downed.

For any of the three cases discussed above one observes a good correlation between the disposition of the rock jointing the caves are developed in and their cavernament (fig. 4). At the same time we notice that the large rooms of the caves have directions neighbouring those of the strikes of the tension joints, while the narrow galleries have directions similar to the strikes of the shear joints, conclusions also confirmed by some previous works referring to other karst zones (FINK, 1967 and BLEAHU, 1974).

The position of the stress elypsoid (fig. 5) deduced by processing of these mycrotectonics data is similar to that determined on other occasions (BLEAHU, 1974 and DONOS et al., 1975. The strike of the

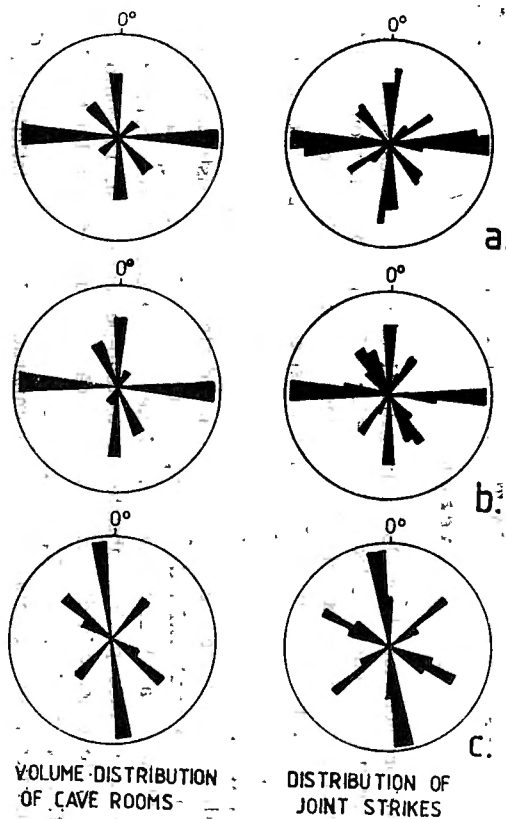


Fig. 4 — Correlation between the disposition of the rock jointing cavernament of caves, S_1 and S_2 = shear joints; T = tension joints; A = Tăușoare zone; B = Iza zone; C = Scărișoara — Pojarul Politei zone.

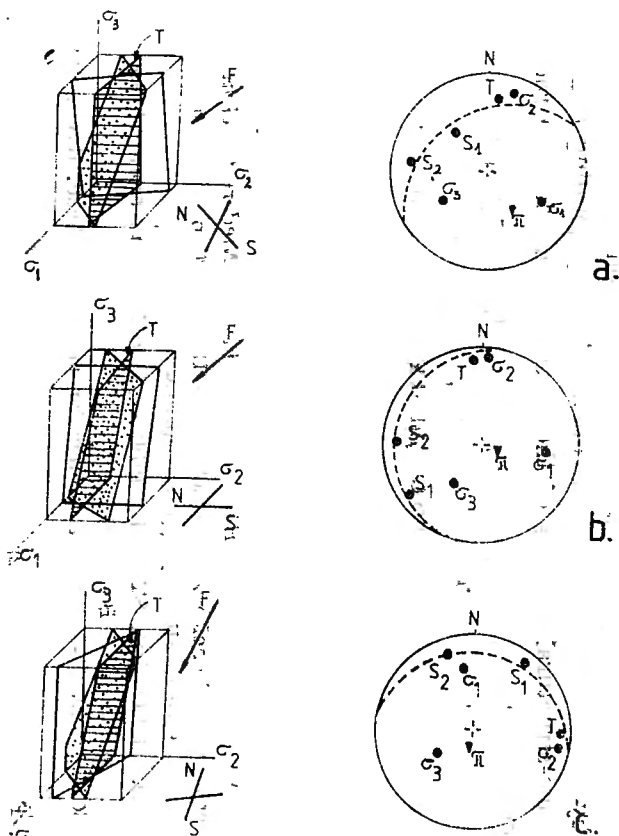


Fig. 5 — The position of the stress elipsoid and of the strike of the mapped joints, S_1 and S_2 = shear joints; T = tension joints; A = Tăușoare zone; B = Iza zone; C = Scărișoara — Pojarul Politei zone.

tectonic effort is N 76°W in the Tăușoare zone, N 83°W in the Iza zone and N 14°E in the Scărișoara-Pojarul Politei zone.

It follows that an important part in the evolution of a karst system is played by the degree of limestone deformation by jointing and thus by the tectono-structural features of the macrounit in which the rock is included.

BIBLIOGRAPHY

- BLEAHU M. (1974) — *Morfologia carstică*. Edit. șt., București.
- DONOS I., GEORGESCU M. (1975) — *Tentativă de reinterpretare a structurii Săcel (Maramureș) pe baza unor date noi litologo-stratigrafice*. Rev. de mine—petrol—gaze (M.M.P.G.), 26, III, p. 109—111, București.
- FINK H. (1967) — *Tektonik und Höhlenbildung in der Niederösterreichischen Kalkalpen*. Wiss. Beihefte zur Zeitschr. „Die Höhle“, 11, p. 128—150.
- PIAGET J. (1973) — *Structuralismul*. Edit. șt., București.
- RĂDULESCU D., MINOIU S., STAN E. (1978) — *Introducere în teoria sistemelor*. Edit. șt. și enciclopedică, București.
- STÂNCIULESCU F. (1982) — *Dinamica sistemelor mari*. Edit. Acad. R.S.R., București.
- TURNER J. F., WEISS L. E. (1972) — *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill Book Co.

STUDIUL FENOMENELOR CARSTICE DIN PERSPECTIVA TEORIEI SISTEMELOR

Rezumat

Abordarea problemelor de geologie, în general și a celor de carstologie, în special, din punctul de vedere al teoriei sistemelor a fost posibilă în momentul în care perfecționarea tehnicilor experimentale a permis modelări, iar progresele aparatului conceptual și teoretic au condus, prin folosirea matematicii la elaborarea unor forme de înaltă abstractizare privind structura, proprietățile și comportamentul mediilor carstice.

Se consideră că sistemele carstice pot fi încadrate în grupa sistemelor mari și se propun limitele unui astfel de sistem, precum și de interacțiune a subsistemelor în cadrul acestuia. Analiza completului de legi pe care îl comportă structura unui sistem se face pentru subsistemul tectono-petrografic și în conformitate cu caracteristicile acestuia din urmă se încearcă o circumscriere a lui tipurilor de sisteme definite de teoria generală a sistemelor.

Ca exemplificare se prezintă un studiu comparativ al caracteristicilor structurale ale citorva zone carstice din Munții Rodnei și Munții Apuseni.

Address of the author: Călin FABIAN — Str. Șaradei 53—61, Bl. A9, sc. A, ap. 24, 78472, București, România.

THE RELATIONSHIP BETWEEN TECTONICS AND KARSTIFICATION IN THE CAVE FROM IZVORUL TĂUȘOARELOR (RODNA MOUNTAINS)

BY
E. SILVESTRU

The author presents the importance of tectonics in the karstification of the limestone area from Tăușoare (Rodna Mountains), using the tectonogram of the limestones and several morphological details. A correlation is attempted between the types of cracks and the role played by each one in the developing of the underground drainage. A possible explanation is proposed too, for a certain type of pseudomeanders.

In a previous study (SILVESTRU, VIEHMANN, 1982) the relationship between tectonics and karstification was presented in the general context of the Rodna Mountains. The present study is a detailed one, concerning the cave from Izvorul Tăușoarelor only.

1. GENERAL DATA.

The cave is situated in the upper basin of Gersa creek, right side affluent of Someșul Mare river. The nearest locality is the village of Gersa II, department of Bistrița-Năsăud, 12 km downstream.

The cave was developed in upper eocene (priabonian) limestones. They lay transgressively and discordantly on the crystalline basement, following its irregularities. These irregularities were caused by a faultage in steps, which affects the limestones too. The amplitude of these steps is more important near the contact of limestones with the basement, decreasing on the remote side. This explains the high value of the dipping angle of limestones (an average of 65°) and implicitly the depth of the cave (374 m) although the limestones are not thicker than 60 m.

¹ The various values of the depth of this cave, published in previous studies, were exaggerated because of altimeter measuring. The 374 m. value is the result of a survey with the precision degree of 5. The present map shows the passageways known in 1976.

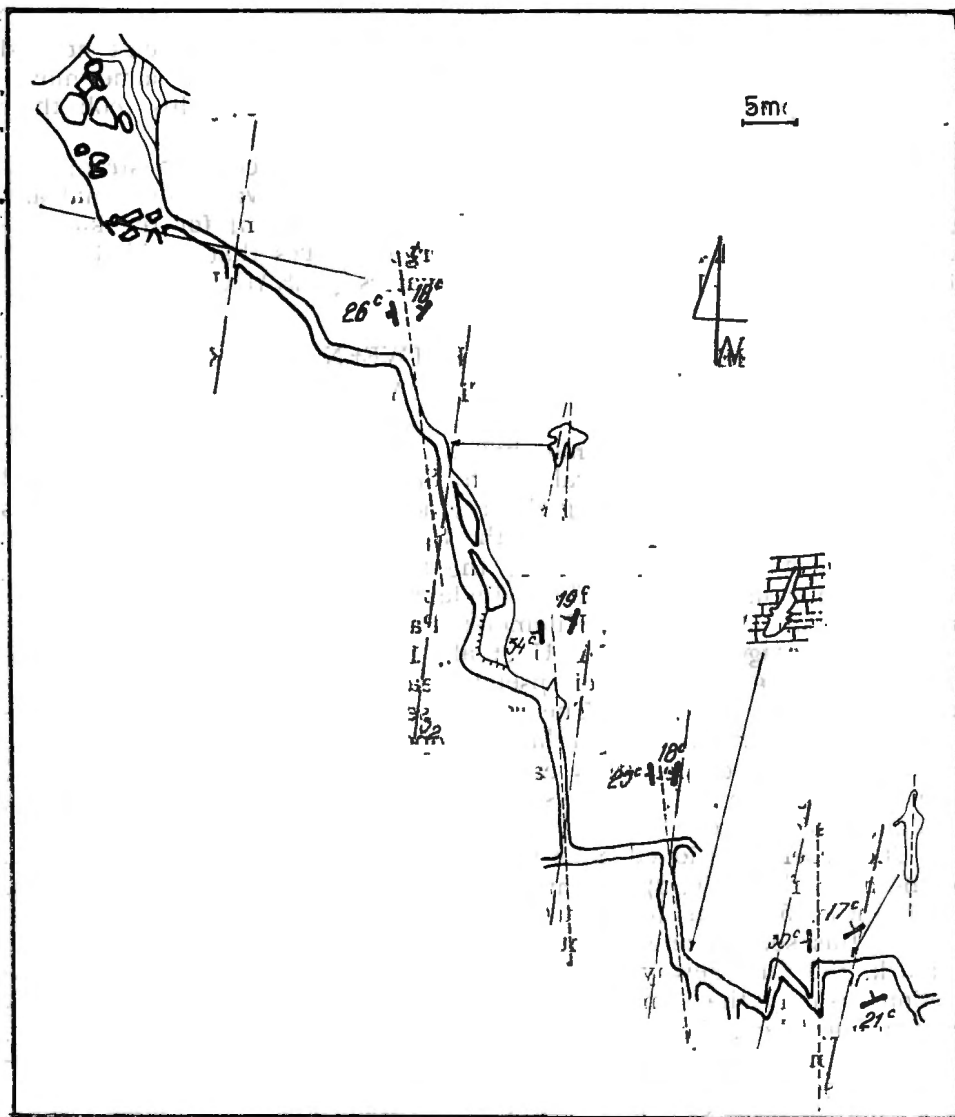


Fig. 2. Planimetrical sketch of a 142 m section of the Main Flow.

flow controlled by stratification. The moment a favourable crack is reached, the drainage will move on it and the whole mechanism resumes.

It is to be mentioned that passage of a passageway from a vertical crack to a stratification plane, was noticed before on the Kilometer Passageway, by VIEHMANN et al (1964) (This was demonstrated by ten cross sections, made on 50 m of straight passageway).

However, the case we discuss here is different, as it concerns the passage from a discontinuity system to another, passage that causes turnings in the passageways.

4. THE RELATIONSHIP BETWEEN CRACKING AND THE ENDOKARST MORPHOLOGY

Some specific cases in the cave from Izvorul Tăușoarelor are presented :

a) a typical rectangular profile. The water volume variations were little. There's just one bigger widening, evidently caused by a shale intercalation (the intercalations' role was presented in a previous study — SILVESTRU, VIEHMANN, 1982). One can notice the relatively big widening in comparison with the thin intercalation (1 cm.). This widening is asymmetric, being clearly controlled by the dipping. The controlling crack in this case, is a S_0 one (fig. 3).

b) at first stratification controlled, a passageway had intersected a t crack, completely changing its profile. The real sense of the dipping is perpendicular on the drawing's plane (fig. 4).

c) two convergent cracks (t and S_2 were successively intersected by a stratification controlled passageway. The predilection for the t crack is evident (fig. 5).

d) a similar situation with the former, with one exception : the two passageways developed independently, junctioning by lateral erosion (fig. 6).

e) it is a relatively big underground hall, named „the Dining Room“ ($55 \times 15 \times 12$ m) being situated at the confluence of two of the cave's flows. This hall is the result of a favourable conjuncture : two faults with the same dipping bearing with the stratification (but greater angle and numerous shale intercalations. These structural elements caused breakdowns and „The Dining Room“ was created (fig. 7).

f) a special case is „the Balls' Room“. Here, the main role was played by a lens shaped shale intercalation. Its average thickness is 3 m., being the thickest one noticed in this cave so far. Being less resistant than the limestones, these shales caused a huge breakdown. Apparently the ruptural tectonics was not involved (fig. 8).

g) „The Amphitheatre“ was the result of the intersection of some S_1 and S_2 cracks, with the omnipresent shale intercalations. The S_2 cracks cut the S_1 crack, moving it. The former cracks created a clearly marked foliation. There is an interesting ceiling pocket, developed on S_1 crack. This is the proof of the ascensional motion of karst waters, using the cracks. On the other hand, the fact that the S_1 crack was used, instead of the S_2 ones (much more numerous) shows the latter's incompatibility with the underground waters circulation (fig. 9).

5. CONCLUSIONS

— When the cracking of a limestone area is caused by one or more tensional strains, one can expect that tectonics could play the main role in the karstification. In normal conditions, this kind of strains affects

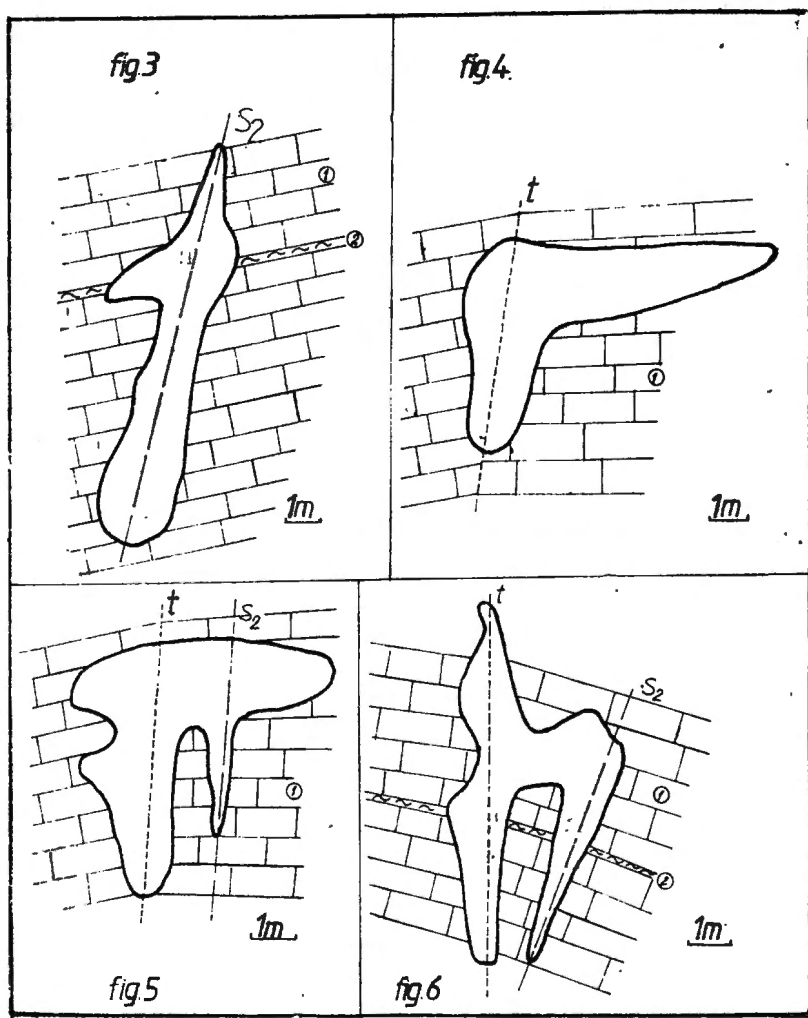


Fig. 3—6. Cross sections illustrating typical passageways profiles from the cave from Izvorul Tăușoarelor. For explanations see the text. Key :
1. Limestones, 2. Shales.

some of the limestones that lay directly on the crystallin basement or, the edges of bigger limestone massifs.

— Among the three kinds of cracks generated in a ruptural strain the S_1 and t ones are the most frequently used by the underground waters.

— The cracks and the changes they have caused to the parameters of the stratification, might generate pseudomeandered passageways.

— Some traces of active tectonics were mentioned before in the cave from Izvorul Tăușoarelor (SILVESTRU, VIEHMANN, 1982). This was

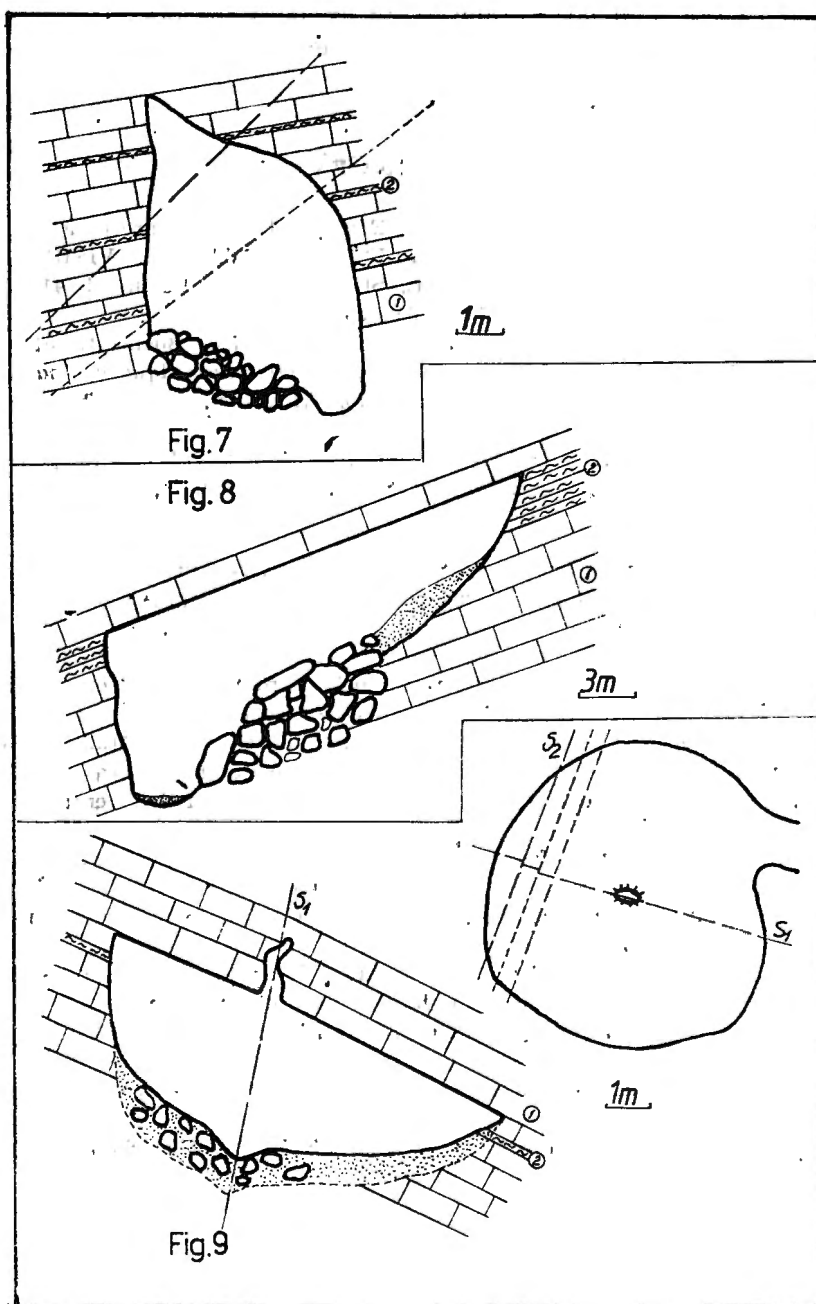


Fig. 7—9. Cross sections illustrating typical passageways profiles from the cave from Izvorul Tăușoarelor. For explanations see the text.
Key : 1. Limestones, 2. Shales.

presumables as the Rodna compartment together with the whole North-Eastern part of Romania is still rising.

At the same time, such a movement explains the prevalent tensional character of the main strain in the area. The author intends to detail the study of this problem in the future.

REFERENCES

- BLEAHU M. (1974) — *Morfologia Carstică*, Edit. Științifică, București, 590 p.
 BLEAHU M., DECU V., NEGREA ST., PLESA C., POVARA I., VIEHMANN I.,
 (1976) — *Peșteri din România*, Edit. Știin. Enciclop., București, 416 p.
 GURĂU A. (1982) — *Microtectonica*, Edit. Tehnică, București, 319 p.
 LAZĂRESCU V. (1981) — *Geologie Fizică*, Edit. Tehnică, București, 511 p.
 SILVESTRU E., VIEHMANN I. (1982) — *Etude de microtectonique comparée dans le karst des Monts de Rodna (Roumanie)*, Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, 21, p. 63—67.
 VIEHMANN I., RUSU T., ȘERBAN M. (1964) — *Complexul carstic. Tăușoare—Zălion (Munții Rodnei)*, Lucr. Inst. de Speol. „E. Racovitza”, 3, 21—48.

RELATIA DINTRE TECTONICĂ ȘI CARSTIFICARE ÎN PEȘTERA DE LA TĂUȘOARE (MUNȚII RODNEI)

Rezumat

Lucrarea prezintă sinteza unor măsurători microtectonice efectuate în peștera de la Izvorul Tăușoarelor (Munții Rodnei). Această sinteză, concretizată prin tectonograma calcarelor, este integrată în contextul general al Munților Rodnei și apoi corelată cu multiple aspecte morfologice decelate în subteran. Sînt astfel semnalate unele particularități și este propusă o ipoteză genetică pentru un anumit tip de pseudomeandre.

— Pachetul de calcare a fost afectat de o singură deformare rupturală, legată de faza styriacă. Această deformare a fost de tip tensional.

— Generalizînd, autorul consideră că fisurațiile datorate unor deformări tensionale, joacă un rol important în carstificare.

— Din cele trei tipuri de fisuri generate de o deformare rupturală, (S_1 , S_2 și t) primele și ultimele sînt cele mai favorabile drenajului subteran.

— Fisurile și modificarea parametrilor stratificației în proximitatea lor, pot genera galerii pseudomeandrate.

— Au fost semnalate și unele urme ale tectonicii active în această peșteră.

Address of the author: Emil SILVESTRU — Str. Stejarului, Bl. 6, Sc. D, Ap. 7, 4529 Sîngeorz Băi, Romania.

THE TRIGONOLITH — A MICROPHORME IN THE SISTEMATICS OF KARST MORPHOLOGY

BY
C. LASCU

Small fragments of limestone with 3—4 sharp points, with regular aspect, were observed in the sediment of some caves. Their size is of about 2—3 cm. The angular pieces of limestone are like a tetragon which is an opposite shape to the rolled stones formed by erosion in movable sediments in caves.

Later on we found a big number of this kind of stones in the soil of different karst areas. These angular stones have the same shape like those found in caves. But their surface is dull, powdery, maybe because of phytogene activity.

The researches made on the movable psephyto-psamythic cave sediment showed a special type of karst polishing properly for caves (Bravard, Siffre 1958), (Siffre 1961). The extreme case of that polishing type are spheric balls of limestone with very high rolling indexes, till maximum sphericity index: 1.

But the shape of the stones we found is resembling to the dreikan-ters formed by sand erosion in desert areas.

Observing a number of 50 samples we concluded that they represent a specific karst microforme and we baptized them *Trigonalithes* (τριγώνου = triangle, λίθος = stone).

According to our observations, they have the following formation mechanism:

a. — in very tectonised limestone, the three fissures-system, with a density of 40—50 fissures/meter, cuts the rock in regular, cubic or rhomboedric volumes, about 2—3 cm wide. The small cubic volumes do not have other fissures and their size is almost constant and proportional. They represent a structural cell of tectonized limestone. (Fig. 1, a.)

b. — when this kind of structural cell is falling in the sediment of the caves or in karstic soil, they will be submitted to a corrosion process (Fig. 1, b.).

c. — the corrosion will attack the points of the stone first, according to a well known crystallographic law. By cutting the cube's points, a tetragon volume, resembling the stones we found, will be obtained. (Fig. 1, c.).

Conclusions :

— The “trigonolithes” have a proper shape which reflects a proper structural and disolutional formation mechanism.

— It is maybe the simplest form in the sistematics of karst morphology forms, an elegant illustration of the disolution process.

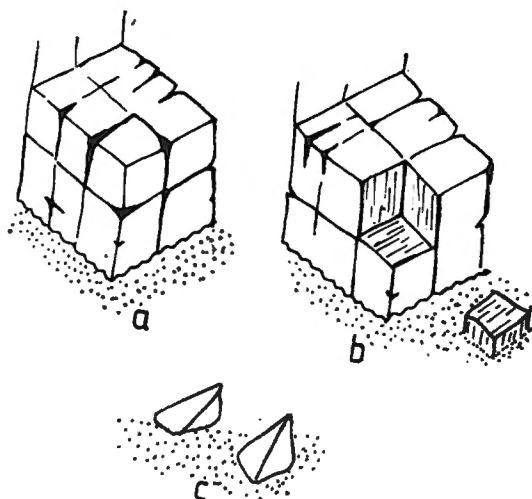


Fig. 1. The formation mechanism of limestone tetraedron.

REFERENCES

- BRAVARD Y., SIFFRE M., (1958) — *L'erosion karstique. Contribution a l'etude du faconnement des alluvions souterraines*. 2^e Congr. Int. Speleo. Bari.
 SIFFRE A., SIFFRE M., (1961) — *Le faconnement des alluvions karstiques*, Annales de Speleologie Tome XVI, fasc. 1.

„TRIGONOLITUL“ — O MICROFORMĂ ÎN SISTEMATICA MORFILOGIEI CARSTICE

Rezumat

Au fost observate în sedimentul unor peșteri mici fragmente de calcar avînd trei—patru colțuri ascuțite și aspect regulat, de tetragon, fapt neobișnuit pentru sedimentul mobil din peșteri, de obicei foarte bine rulat, mergînd pînă la o rulare de tip carstic pusă în evidență de Bravard și Siffre (1958) și Siffre (1961).

Aceste forme, semănînd foarte bine cu *dreikanterele* din zonele deșertice dar avînd evident o altă geneză, au fost denumite *trigonolite*.

Potrivit observațiilor făcute asupra unui număr de 50 de eșantioane, mecanismul lor de formare este următorul :

a) — în calcarele foarte tectonizate, cele trei sisteme principale de fisuri, avînd o densitate de 40—50 fisuri pe metru liniar, fragmentează roca în volume romboedrice sau cubice cu latura de minimum 2—3 cm. Aceste fragmente regu-

late, deobicei nu mai prezintă alte fisuri, ele reprezentînd un fel de celule structurale ale calcarului tectonizat ;

b) — cînd o astfel de celulă structurală cade în sedimentul speleal sau în sol, va fi supusă unui proces de coroziune ;

c) — fiind vorba de corpuri omogene fără alte discontinuități, coroziunea va ataca preferențial colțurile (într-un mod analog procesului de coroziune al cristalelor).

Prin tăierea colțurilor unui cub sau romboedru se obține un volum tetragonal analog fragmentelor găsite

Avînd o formă distinctă și un mecanism propriu de formare ce ilustrează concis faza structurală și faza disoluțională a procesului de carstificare, considerăm că trigonolitele se pot înscrie în sistematica formelor carstice.

Address of the author : Cristian LASCU, Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Moxa Mihail 9, 78109 București 12, Romania.

OBSERVATIONS MINÉRALOGIQUES DANS LA GROTTÉ DES OURS — BULZEȘTI

PAR

M. NEDOPACA

L'ouvrage traite la minéralogie de la Grotte des Ours—Bulzești. On décrit une série de minéraux : calcite, dahllite, gypse, montmorillonite, sidérite, psilomélane avec des déterminations microscopiques, analyses chimiques globales et spectrales ; on donne aussi les analyses IR et RX. On discute la genèse de chaque minéral.

Les calcaires cristallins marmoréens du nord du département de Hunedoara contiennent de nombreux phénomènes karstiques dont le plus intéressant comme minéralogie, c'est la Grotte des Ours-Bulzești.

La Grotte des Ours-Bulzești a une longueur de 1800 m et 77 m de dénivellation (+2 —75 m), avec 600 m galeries actives et 800 m galeries fossiles. Elle est accessible par deux petites entrées.

La minéralogie des spéléothèmes de la Grotte des Ours-Bulzești comprend en principal des formations composées de calcite à côté de laquelle on a déterminé les minéraux suivants : dahllite, gypse, montmorillonite, sidérite et psilomélane.

La CALCITE est le constituant principal des divers types de spéléothèmes. Le mode de présentation de la calcite est très divers et il comprend des formes d'égouttage, de suintement gravitationnel, de capillarité et de bassin (BLEAHU, 1982). Il y a aussi des formations de montmilch dont la genèse nous la considérons comme primaire.

Les cristaux de calcite apparaissent sous forme de scalénoèdres et rhomboèdres. Dans les trous ayant un rôle de cristallisateurs, la calcite scalénoèdre est excavée, étant formée par l'oscillation du niveau de l'eau proportionnel à la quote-part des cristaux (ANDRIEUX, 1963). Les cristaux rhomboèdres se sont formés dans des géodes. Les cristaux sont aplatis, zonaux, le début de la cristallisation ayant toujours lieu dans un cadre argileux.

La DAHLLITE. Au point de vue génétique, ce minéral est lié à la circulation des eaux acides par des couches contenant des ossements fossiles d'ours.

Le GYPSE. Le minéral est déposé sur les blocs et apparaît sous forme de croûtes et de fines aiguilles. Le spectre d'absorption en IR présente des pics caractéristiques 605, 671, 1120, 1148, 1165, 1624, 1689, 3250, 3415, 3560, 3620 cm^{-1} . Le gypse s'est formé par la présence de

petites quantités de pyrite existantes dans la brèche d'une faille, qui par des processus d'hypergenèse sont passées au stade final de sulfate.

La MONTMORILLONITE apparaît comme des masses de terre, humides, pulvérulentes à l'état sec, de couleur blanche. Elle forme des dépôts rythmiques sur un substrat de calcite. Du point de vue microscopique, il n'apparaît pas de cristaux visibles. L'analyse de diffraction en RX atteste la présence d'un agrégat polyminéral ayant 50% montmorillonite, 30% gypse, 15% quartz et 5% sidérite.

L'analyse chimique globale relève une montmorillonite avec du calcium dont le rapport $\text{MgO} : \text{CaO}$ est de 1 : 6.

La présence de ce minéral indique un niveau de métaroches incluses dans les calcaires marmoréens, qui imbibées de l'eau acide ont libéré Si, Al, Mg et Na par des processus d'hydrolyse.

La SIDÉRITE. Le carbonate de fer est déposée avec de la montmorillonite comme des agrégats granulaires (0,012 mm — 0,018 mm). Il est incolore dans des sections minces, d'une biréfringence élevée et uniaxe négatif. L'analyse en RX indique la présence certaine de ce minéral.

La PSILOMÉLANE. Cet oxyde de manganèse est déposé sur les alluvions de l'actif principal et sur les spéléothèmes comme des pellicules minces avec de la calcite et de la dahllite. La couleur de la psilomélane est noire, parfois marron.

Au microscope, la grosseur des pellicules est de 0,012—0,0056 mm. Elles présentent une couleur grisâtre-blanche, puissance de réflexion diminuée : 20—25%, biréfringence élevée et anisotropie puissante.

La psilomélane forme des bordures collomorphes sur les cristaux de calcite finale. On n'a pu obtenir de résultats sûrs en IR et RX. L'analyse chimique globale indique une psilomélane ferriferrique ayant un contenu diminué en baryum. Du point de vue spectral on a déterminé encore Ni — 0,03%, Co — 0,003%, V — 0,012%, Cu — 0,021%.

Par la composition chimique, la psilomélane décrite par nous ressemble aux nodules manganifères du domaine océanique.

La présence de ce minéral est liée à l'existence, dans le Cambrien de la région — la série de Muncel — de niveaux de ferro-manganèse qui, par lévigation et transport en solution, se sont redéposés, à l'aide des bactéries, dans le domaine souterrain (COMAN, 1979).

BIBLIOGRAPHIE

- ANRIEUX C. (1963) — *Étude cristallographique des pavements polygonaux des coulées polycristallines de calcite des grottes*. Bull. Soc. Franc. de Minéralogie Cristallographie, 86, p. 135.
- BLEAHU M. (1982) — *Relieful carstic*, Ed. Albatros, 296 p.
- COMAN D. (1979) — *Essai sur une interprétation écologique de l'origine des grottes*, Trav. Inst. Speol. „Emile Racovitza“, XVIII, p. 201—207.

OBSERVAȚII MINERALOGICE
ÎN PEȘTERA URȘILOR — BULZEȘTI

Rezumat

Peștera Urșilor — Bulzești este cantonată în calcare cristaline marmorene și constituie obiectivul endocarstic cel mai interesant din punct de vedere mineralogic și geochimic din nordul județului Hunedoara. Dispusă pe zece etaje, cu galerii fosile și active, ea are o lungime totală ce depășește 1800 m.

Dintre speleoteme se remarcă formele de picurare, prelingere gravitațională și de bazin care se dezvoltă mai intens în partea inferioară a peșterii. Se evidențiază speleotemele alcătuite din calcit, alături de care au mai fost determinate prin spectroscopie IR și RX următoarele minerale: dahlit, gips, montmorilonit, psilomelan și siderit. Pentru varietatea mineralelor peștera Urșilor — Bulzești constituie o raritate pe plan național.

Addres of the author: Mircea NEDOPACA, Str. Libertății, Bl. A7, Ap. 2, 2775 Brad, Romania.

REMARQUES SUR LA STRUCTURE MICROSCOPIQUE DE CERTAINES PERLES DE CAVERNE

PAR

Alexandra BĂDAU

Le travail présente les résultats d'une étude faite sur des sections minces de perles de caverne de divers types morphostructuraux. On y met en évidence la relation entre leur structure intime et les changements des conditions du milieu où elles ont pris naissance et se sont développées.

Les perles de caverne sont des formations plus ou moins sphériques avec une structure concentrique, formées par la suite de la sédimentation du carbonate de calcium autour d'un noyau, qui peut être un germe microscopique de cristallisation, un cristal, une agglomération de cristaux ou une couche mince de calcite. Ce sont des formations qui sont en permanent mouvement, ce qui empêche leur soudure au substrat sur lequel elles se trouvent.

Notre étude a été faite sur 12 perles. On a constaté en les sectionnant que trois étaient de pseudoperles, c'est-à-dire qu'elles étaient le résultat d'un dépôt autour d'un morceau de calcaire ou de grès. L'étude microscopique a été effectuée par la technique des lumières parallèles, pour déterminer la dimension des cristaux et des anneaux, et par celle de la lumière polarisée et convergente, pour la détermination des composés minéralogiques. On a identifié à la suite des analyses :

- des cristaux de calcite à habitus rhomboédrique, prismatique, ou des cristaux sous forme d'agréats xénomorphes, ayant des couleurs d'interférence élevées et étant optiquement uniaxes ;

- des cristaux d'aragonite à disposition radiaire, avec un habitus prismatique, fibreux, sans clivage, ayant extinction droite et étant optiquement biaxes ;

- inclusions limonitiques et minces couches de substance argileuse.

On a soumis les neuf perles et les trois pseudoperles au test Meigen, pour vérifier la présence de l'aragonite dans leur structure.

Les concrétions étudiées proviennent de neuf grottes des Monts Apuseni. En ce qui suit, on va passer brièvement en revue leurs principales particularités morphologiques et structurales.

1. La Grotte de Preușa

Située dans le défilé d'Aiud, elle a une longueur de 15 m. C'est de là que provient l'une des trois pseudoperles. Elle s'était formée par

sédimentation du carbonate de calcium autour d'un fragment de calcaire contenant des fossiles et sillonné de minces veines de calcite maclée. Les premiers cristaux déposés sont plus petits (0,08 mm), puis ils deviennent plus grands (0,3—0,4 mm) sur l'une des faces du noyau et ont extinction droite. Les cristaux sont en calcite, les plus grands étant allongés en direction de l'axe cristallographique *c*. Les autres cristaux forment une couche de 0,6 mm qui recouvre complètement le fragment de calcaire. On n'a pas déterminé des inclusions limonitiques.

On peut supposer que, à la suite d'effondrements ou de la crue d'un ancien cours d'eau, le fragment de calcaire est arrivé dans un bassinnet où des cristaux ont pris naissance sur sa surface. Ces cristaux se sont développés d'une manière différente, en fonction de la position du fragment de calcaire au cours de son mouvement. L'absence des inclusions limonitiques et d'une stratification évidente nous fait supposer que le bassinnet a été constamment alimenté par de l'eau riche en carbonate, donc que les variations de température et de régime hydrique n'ont pas été trop grandes pendant la formation de la pseudoperle.

2. La Grotte de Șesuri

Cette grotte, située dans le plateau karstique de Scărișoara (Monts Bihor), est une grotte active; elle a 230 m de dénivellation et 2500 m de longueur. On en a étudié un cas de croûte de perlage autour d'un fragment de grès. La section microscopique nous découvre une succession d'anneaux formés de cryptocristaux de calcite en alternance avec d'autres plus riches en limonite. Puisque la grotte est active, on peut supposer que le fragment de grès a eu la possibilité pendant les crues d'arriver dans un bassinnet, mêlé à de nombreuses impuretés. L'alternance des couches plus riches en limonite avec celles qui en sont plus pauvres s'explique par la variation de la composition de l'eau du bassinnet. Tout d'abord se forment les anneaux à grande concentration de limonite, ce qui fait diminuer la concentration de celle-ci dans la solution, par conséquent la couche suivante contiendra la limonite en concentration réduite. Mais la quantité de limonite s'accroît par l'arrivée des eaux mêlées d'impuretés et une nouvelle couche de limonite se forme. Ce processus se renouvelle neuf fois, dans le cas étudié.

3. La Grotte de Finațe

C'est une grotte fossile, horizontale, de dimensions moyennes, située près de Băița (Monts Bihor).

Le test Meigen auquel on a soumis les échantillons pris de cette grotte (deux perles et une pseudoperle) a révélé l'existence de l'aragonite. Le phénomène de perlage s'est produit autour de deux petits fragments de calcaire, probablement englobés par une masse argileuse pendant leur déplacement et arrivés ensuite à l'endroit où la pseudoperle s'est formée. La croûte carbonatée est constituée de neuf anneaux d'aragonite et de calcite. Le premier, d'épaisseur irrégulière, est formé de cryptocristaux de calcite. Quatre couches de calcite et de substance argileuse (0,07 mm d'épaisseur) alternent avec trois couches d'aragonite

et de calcite (0,3 mm d'épaisseur). La dernière couche est en calcite. Les dimensions des anneaux étant relativement faibles, la concentration de la solution dont est issue la pseudoperle a dû varier assez rapidement. Les concrétions résultent d'une alimentation permanente et assez rapide du bassin.

On a pu remarquer des cristaux d'aragonite et de calcite à l'intérieur du même anneau. On peut expliquer cette présence simultanée par la transformation de l'aragonite en calcite ou par une sédimentation ultérieure de la calcite dans les espaces libres de la perle. Le nombre d'alternance aragonite-calcite et limonite nous fait supposer l'existence de trois périodes prolongées de formation de l'aragonite, en alternance avec des périodes plus brèves durant lesquelles se sont sédimentés la calcite et la limonite. Cette succession a été déterminée par des périodes pluvieuses ou par des crues du cours d'eau, pendant lesquelles on a enregistré des températures plus basses et un apport massif d'eau, qui a favorisé la cristallisation de la calcite. Après le rétablissement de l'équilibre initial, c'est l'aragonite qui a de nouveau cristallisé.

4. La „Pestera Bătrînelui“ de Zece Hotare

C'est une grotte descendant, avec un cours d'eau souterrain et des formations stalagmitiques. Au point de vue macroscopique, la perle que l'on a étudiée se présente comme une formation rugueuse, avec beaucoup de cristaux parasites. À la suite du sectionnement on n'a pas pu observer les anneaux communs de sédimentation du carbonate. Elle est de structure spongieuse. Par la façon dont s'est produite la sédimentation, les cristaux indiquent une croissance continue, une grande vitesse de mouvement et des conditions de milieu constantes et favorables à la formation de la calcite, conditions similaires d'ailleurs à celles actuelles.

5. La „Pestera Vîntului“

Elle se trouve sur la rive gauche de la rivière Crișul Repede, au confins de la commune de Șuncuieș (département de Bihor). Sa longueur dépasse 30 km. Elle a un cours actif et se développe sur plusieurs niveaux de karstification, abritant des cristaux de gypse. La perle, ayant 45/25 mm, se distingue à l'examen macroscopique par sa couleur brune à reflets rouges et sa forme discoïdale rugueuse. On peut apercevoir un centre de cristallisation d'un diamètre de 0,48 mm, composé d'une particule argileuse, d'où partent en rayons des cristaux fibreux d'aragonite qui forment une couche d'une épaisseur de 9,11 mm. Elle est suivie d'une succession de 8 couches de calcite microgranuleuse et de substance argileuse (épaisseur moyenne de 0,016 mm), en alternance avec 8 couches de carbonate de calcium plus propre. Les trois premiers anneaux ont une épaisseur de 0,052 mm, les suivants, plus épais (0,128 ; 0,192 ; 0,48 mm), indiquent une stabilité prolongée des conditions dans lesquelles ils se sont formés, donc un régime constant d'alimentation en eau. La dernière couche est en aragonite, ayant des cristaux bien développés, ce qui indique un retour aux conditions initiales. Le développement de l'anneau qui entoure le noyau est lent, donc les conditions de

milieu se sont longuement maintenues constantes et il en a résulté des cristaux fibreux d'aragonite.

L'alternance fréquente des anneaux de calcite microgranuleuse et de ceux contenant de la calcite et beaucoup d'inclusions argileuses est la preuve d'un climat très instable, caractérisé par des variations répétées et de courte durée. Les couches de calcite microgranuleuse sont généralement plus minces et plus compactes.

6. La Grotte de Vranița

Est située sur la rive droite de la Vallée de Leșu, près de la confluence avec la Vallée de Lada (Pădurea Craiului). La grotte descend sur une différence de niveau de 5 m, jusqu'à un cours souterrain que l'on peut suivre en amont sur une dizaine de mètres. On a étudié une perle polyédrique. La sédimentation s'est produite sur un plan de cristaux de calcite d'une épaisseur de 0,15 mm. Il est couvert d'une couche de cristaux de calcite fibreuse, probablement de l'aragonite transformée en calcite, de 0,48 mm d'épaisseur. Les anneaux suivants, de différentes dimensions (0,112; 0,096; 1,28 mm), se caractérisent par une alternance de cristaux fibreux et de microcristaux de calcite granuleuse. Les anneaux périphériques sont très petits par rapport aux précédents. Ils sont constitués de cryptocristaux de calcite, en alternance avec de fines couches d'un brun foncé, de 0,016 mm d'épaisseur.

En guise de conclusion, on peut supposer une sédimentation de cristaux d'aragonite autour d'une couche mince de calcite, due à un changement du milieu de sédimentation. Le nombre des anneaux fait preuve de 11 modifications produites pendant la formation de la perle. Outre la variation qualitative de la composition du milieu de cristallisation, qui entraîne l'alternance calcite-aragonite, on doit noter trois périodes assez brèves de sécheresse, pendant lesquelles se seraient formés les sédiments argileux limonitiques.

7. La Grotte „Ghețarul de la Scărișoara“ (Monts Bihor)

Les deux perles étudiées ont été prélevées de la zone caractérisée par une température inférieure à 0°C et de riches eaux de percolation. Il est surprenant que, en dépit de la basse température, les perles contiennent des cristaux squelettiques d'aragonite, dont la présence reste à être expliquée.

La partie centrale d'une des perles, perle classique d'un diamètre de 30—21 mm, est composée de deux noyaux de cryptocristaux (diamètre 1,75 mm et 2,88 mm), entourés d'une couche de cristaux squelettiques de 1,5—2 mm. Ces noyaux sont suivis d'anneaux d'épaisseur variable, entre 0,48 et 1,6 mm, composés de microcristaux granuleux de calcite et limonite et des couches de cristaux de calcite squelettiques et fibreux. Cette perle se compose de 13 anneaux.

L'autre perle est ovale, ayant un diamètre de 11—28 mm et dépourvue d'un noyau représenté par une particule étrangère. Le centre est occupé par une agglomération de cristaux dendritiques de calcite qui passe graduellement vers une zone d'une densité réduite,

sans que ce „noyau“ puisse être nettement délimité. Dans chaque anneau de cette zone la densité des cristaux est d'abord plus faible, puis elle augmente vers l'extérieur. La dernière couche a par endroits un contour plus accentué, ce qui nous laisse supposer la présence de faibles inclusions limonitiques. Les couches concentriques formées d'un squelette de cristaux indiquent un processus de cristallisation relativement rapide. Il en résulte des cristaux immatures. L'accélération du processus pourrait être due au changement du régime de ventilation de la grotte ou de la composition chimique de l'eau d'alimentation.

Dans la structure de la première perle, 4 anneaux sur 13 sont formés de cristaux squelettiques (les couches 2, 4, 6, 12), ce qui est la preuve de 4 variations brusques qui sont survenues dans la grotte. On a mis aussi en évidence la présence de certains anneaux à composition mixte, aragonite-calcite, dont la présence peut être expliquée par la formation des deux minéraux à des époques différentes, la calcite occupant ultérieurement les espaces libres du squelette de cristaux d'aragonite. L'alternance des cristaux d'aragonite dendritiques, squelettiques, avec des cristaux granuleux de calcite implique l'existence des variations de plus longue et de plus brève durée de la température, ainsi que de la concentration de la solution qui leur a donné naissance.

8. La „Peștera Alpiștilor“

Est située dans la Vallée de Iada. On en a relevé trois perles. L'une d'elles est classique, de forme sphérique, ayant un noyau composé d'une agglomération de microcristaux qui atteignent 0,8 mm. Des cristaux fibreux en partent en rayons, suivis par 29 anneaux de cristaux d'aragonite, fibreux, d'une épaisseur de 1,16—4. mm, et par des anneaux formés de microcristaux d'aragonite, épais de 0,04 à 0,12 mm.

La seconde perle est de type rugueux, ayant au centre une particule limonitique ($r=0,8$ mm) suivie d'une alternance de couches fibreuses de calcite et de couches de calcite microgranuleuse de dimensions variables (0,04 et 2,40 mm). A partir de la 11^{ème} couche, de longs cristaux fibreux pénètrent dans les couches qui suivent, ce qui ne permet plus une stricte délimitation entre les anneaux.

La troisième perle, de type clustériforme, est constituée vers l'extérieur d'environ 3—6 couches très minces, qui semblent avoir grossi continuellement et qui sont mal délimitées à cause de plusieurs interpénétrations. L'épaisseur moyenne de ces fines couches est de 0,07 mm. Il y a ensuite 21 anneaux composés de cristaux d'une forme tout à fait particulière. Les cristaux de calcite, de dimensions plus réduites, sont placés au sommet des cristaux d'aragonite, formant ainsi des „cristaux aux extrémités en explosion“.

On peut supposer que la succession extrêmement régulière de l'aragonite et de la calcite à l'intérieur des anneaux de ces perles est due aux variations de la composition chimique de l'eau d'alimentation plutôt qu'aux variations de température, probablement en corrélation avec le changement par cristallisation de cette composition. Les cristaux d'aragonite ont passé en calcite, ce qui peut indiquer une époque de formation très éloignée. Il est probable qu'au début il y a eu des conditions favorables à

la formation de l'aragonite, car les cristaux sont bien développés, ce qui est l'indice d'une croissance lente et de longue durée. Par le changement de la composition chimique de l'eau, on est arrivé à une combinaison qui rendait possible la formation de la calcite. Celle-ci a cristallisé et s'est sédimentée au sommet des cristaux déjà constitués. Ils sont généralement plus petits, donc leur période d'évolution a été plus brève.

Les anneaux composés de calcite rhomboédrique dans le cas de la troisième perle, ainsi que ceux de calcite granuleuse des deux autres, sont plus réduits comme dimensions, plus riches en limonite et plus compacts.

9. La „Peștera Partizaniilor“

Elle est située dans la Vallée de Iada. L'objet de notre étude a été un microconglomérat de perles, formé d'individus isolés de 2—4 mm, encastrés dans un ciment carbonaté. À la suite de l'analyse, on a supposé que les microconglomérats seraient l'indice d'une modification brusque du milieu de cristallisation, qui a généré des cristaux squelettiques ou en forme d'aiguille à maturation insuffisante. On trouve de tels cristaux à l'intérieur des dernières couches des perles du microconglomérat. Les cristaux de la dernière couche d'une perle s'interpénètrent avec les cristaux similaires d'une autre perle, ce qui mène à leur soudure. Le fait que les perles ne se sont pas développées séparément s'explique par la vitesse de croissance des cristaux squelettique, qui doit avoir été plus grande que celle du mouvement des perles, ce qui a rendu possible leur fusion.

Conclusions :

L'alternance des couchés de calcite avec celles d'aragonite dans la structure d'une perle est un phénomène fréquent.

Au niveau des cryptocristaux, la constitution de l'aragonite n'a pas demandé une température plus élevée que celle nécessaire pour la formation de la calcite.

Le passage des cristaux d'aragonite en calcite ou l'apparition de la calcite après la constitution d'une couche d'aragonite sont des phénomènes déterminés par les conditions physico-chimiques qu'on rencontre normalement dans une grotte.

L'étude des perles de caverne peut fournir des indications sur le paléoclimat de la cavité, sur les variations du régime hydrique et sur le mécanisme de mouvement de ces concrétions.

CÎTEVA OBSERVAȚII ASUPRA STRUCTURII MICROSCOPICE A UNOR PERLE DE CAVERNĂ

Rezumat,

Lucrarea prezintă rezultatele analizelor microscopice făcute la microscopul polarizant pe secțiuni subțiri asupra unei colecții de perle de cavernă. Au fost cercetate un număr de 12 eșantioane din peșteri diferite. Au fost descoperite câteva perle false (pseudoperle) adică concreționări care imită morfologic fenomenul de perlaș.

La majoritatea perlelor analizate au fost puse în evidență prezența unor inele concentrice, alternative, de calcit și aragonit. Prezența cristalelor de aragonit (cripto și microcristale) este mult mai bogată decât s-a crezut. S-a încercat o corelare între condițiile de evoluție a perlei și structura acesteia. Au fost observate stadiile de trecere și maturizare a aragonitului spre calcit. Studiul și analiza structurii cristalografice a perlelor de cavernă poate furniza informații paleoclimatice pentru peștera în cauză :

Address of the author : Alexandra BĂDAU, Cercul de Speologie „Emil Racoviță” — Cluj-Napoca, Str. Clinicilor 5, 3400 Cluj-Napoca, România.

LE VOLCANO-KARST ET LES MINÉRALISATIONS DE FER ET DE SOUFRE DES MONTS CĂLIMAN

PAR

T. NAUM

L'aragonite, qui clôt l'activité hydrothermale, sépare deux étapes par la température des solutions : 1. l'étape des processus „volcano-karstiques thermaux“ de longue durée, accusant des larges limites de variation de la température, concrétisés par la présence des concentrations de limonite, hématite, goérite (contenu élève en fer lorsque la limonite se dépose dans des cavités et revêt des formes concrétionnaires, stalactitiques et stalagmitiques — grotte le Palais de Chocolat) et par la présence des dépôts de soufre ; 2. l'étape des processus „volcano-hydrokarstiques froids“, aux solutions agressives dues au fait qu'elles parcourent des roches acides, ainsi qu'à l'apport d'eaux provenant des tourbières, mise en évidence par la continuation (à présent également) du processus de formation des stalactites et des stalagmites (Palais de Chocolat), ainsi que par le dépôt des concentrations de limonite et de soufre.

Dans l'évolution d'ensemble de la géomorphologie du Massif Căliman on observe l'étagement suivant :

Sur la ligne de crête, un relief légèrement modifié par comparaison à l'aspect primaire, généré par les éruptions volcaniques ; seuls les fronts de cuestas délimités par des surfaces structurales, ainsi que le stade avancé de la désagrégation cryogène des roches (tout particulièrement dans Călimanul Cerbului et à Rețiș) introduisent une certaine modification dans le paysage géomorphologique initial.

La base des sommets — vers l'extérieur de la caldeira, à l'est du sommet Pietrosu — est bordée par une bande relativement plane, pareille à un plateau (un „glacis d'altération éluviale“, formé d'éboulis), recouverte d'une écorce d'altération de type éluvial, dénivellée par la présence des dolines de suffosion de forme ovale ou allongées dans le sens des courbes de niveau.

Plus bas se trouve la plus large bande formée de traînes déluviales et déluvio-éluvio-proluviales (un glacis), sur lequel s'est greffée une morphologie actuelle de détail, représentée particulièrement par des dolines, des dolines accolées, des uvalas, des dolines occupées par des lacs (le poljé Lopata — izvoarele Tomnatecului) et des dolines alignées transformées en ravines, vallons, torrents, bassins d'alimentation, rudi-

ments de vallées, un relief qui atteste la présence de processus intenses de dissolution et d'altération engendrés par une circulation hydrokarstique active („volcano-hydrokarstique“), qui a continué les anciens processus hydrothermaux (circulation „volcano-hydrokarstique thermique“) postvolcaniques (générateurs de soufre ; un processus volcano-karstique aux eaux thermales riches en dioxyde de carbone), conditionnant la continuation du processus d'érosion aréolaire et de redéposition ou sous forme d'accumulations secondaires (cette fois-ci aux eaux froides fortement acides à cause des andésites qu'elles traversent).

L'ensemble tout entier des catégories de relief mentionnées est soumis à présent à un complexe de modelage différencié au point de vue de l'intensité et de l'effet, qui se fait remarquer par des processus et des formes actuelles distinctes pour les espaces interfluviaux et les couloirs de vallée. Parmi les plus importants aspects dans ce sens signalons l'érosion intense, spécifique aux organismes torrentiels, aux générations de cannelures („ogase“) et ravaines, ainsi qu'aux processus de ruissellement concentré.

Le versants et les surfaces de raccord, avec des valeurs critiques de la déclivité, ont facilité, dans le cas des couvertures déluviales intensément altérées, des déplacements lents sous forme de glissements superficiels du type des solifluxions. Cette dynamique des processus actuels a joué un rôle important dans la circulation des eaux sulfureuses en raison du fait qu'ils ont créé un milieu favorable au dépôt et à la concentration locale du soufre secondaire (probablement même de celui primaire), représenté tout particulièrement par les zones avec des traînes d'éboulis et de matériel déluvio-éluvial traversé très faiblement par des eaux (ce qui est valable pour les hydroxydes de fer également). En s'infiltrant dans la masse des matériaux andésitiques (fortement acides), les eaux ont accentué l'agressivité dans le processus de dissolution, par l'accroissement de l'acidité, amplifiée en même temps par l'existence de nombreux marécages (tourbières de haute altitude) et lacs de stagnation des eaux (par exemple, Cica, le bassin Puturosul ; aux sources de Voievodeasa et de Tomnatecului — Lopata, Poiana Bouanilor, etc.) due au relief plan. La circulation des eaux a suivi la pente géomorphologique et celle structurale (des coulées de laves), en se dirigeant de la ligne de crête, de manière divergente, vers les espaces géomorphologiques moins inolinés, tandis qu'aux endroits où la déclivité est presque nulle (dans les espaces relativement horizontaux) se sont formés des marécages, des secteurs de stagnation des eaux et des blocages du matériel entraîné sur la pente sous forme de dépôts déluvio-éluviaux et même éluviaux.

Soulignons que le phénomène karstique de la partie SE du Căliman (les plateaux érosivo-structuraux Ilăsoara, Voievodeasa et Păltiniș) — greffé sur des andésites pyroxéniques et tout particulièrement sur des dépôts déluvio-éluviaux et pyroclastiques — a parcouru une évolution tout à fait spéciale, mise en évidence par deux traits distincts :

— Au dessous du niveau des sommets, où la pente est relativement accentuée, le processus de dissolution-altération s'exerce plutôt en aréal conformément à la déclivité, générant des dolines généralement allongées et — lorsqu'elles sont alignées dans le sens d'écoulement concentré des

précipitations atmosphériques — l'accolement des dolines (uvalas) dans lesquelles a lieu la canalisation des eaux d'écoulement temporaire et la transformation de ces tracés en des vallons et des rudiments de vallées, caractérisés par l'alternation des secteurs plus vastes (correspondant aux dolines) avec des portions plus étroites (les espaces séparant les dolines). A une faible profondeur se maintient un drainage qui entraîne les solutions riches en soufre vers les périmètres à degré accentué de planité. Par endroits, on arrive à une convergence de l'écoulement, qui dirige les solutions sulfureuses vers des canaux verticaux (fissures et diaclases élargies par érosion aréolaire- lessivage et dissolution tourbillonnaire). Les concentrations de soufre, réduites quantitativement et disséminées sur un large espace, constituent toutefois un gisement d'importance secondaire.

— La zone la plus étendue (glacis) située au sud, en continuation de celle décrite antérieurement, est caractérisée par le fait que les dénivellations et l'horizontalité accusée du relief ont favorisé la stagnation des eaux, leur infiltration sur la verticale et, consécutivement, l'entraînement du soufre en solution. La densité des dolines est considérable et leurs diamètres appréciables (notamment dans Poiana Lopata, un poljé parsemé de dolines). Une partie de ces dolines se sont transformées en cuvettes lacustres, marécages ou points de sources (bassinets d'alimentation), qui ont une contribution particulière à l'intensification de la circulation sur la verticale des solutions sulfureuses. Les cavités créées sous l'emplacement des dolines déterminent le tassement et la suffosion de leur fond, tout particulièrement dans le cas des dépôts épais déluvio-éluvio-proluviaux, accélérant l'approfondissement des dolines. Dans de telles circonstances le dépôt du soufre revêt la forme de concentrations lenticulaires (dépôts secondaires de soufre par les eaux froides, à l'encontre du soufre primaire hydrothermal, ou même du soufre primaire en certains endroits).

Dans la partie centrale et méridionale de la région comprise entre la vallée Negojul et la vallée Purcelul se délimite une zone à aspect d'aire dépressionnaire interne (un poljé) vers laquelle se sont dirigées les solutions sulfureuses de la zone marginale, notamment dans les bassins supérieurs des rivières Puturosu, Stegii, Rețitiș, Purcelu et le secteur du Lomaș en aval de la confluence avec la rivière Puturosu. Les analyses chimiques des eaux du bassin supérieur du Puturosu (dénomination assez significative : la traduction en français de ce nom étant „le puant“) confirment l'existence d'un important pourcentage de soufre, dont la présence se ressent d'ailleurs tant dans le goût de l'eau, que dans l'atmosphère libre. Il résulte donc qu'à l'heure actuelle a lieu une circulation active des solutions sulfureuses à la surface, et particulièrement en profondeur.

Le levé géologique sur terrain (le Plateau Ilișoara) du relief pétrographique et structural à une échelle extrêmement analytique (1/5000) nous a permis d'aboutir à la conclusion que, dans des nombreux secteurs du Căliman, le modelage du relief s'est déroulé de manière différenciée sur la roche andésitique au jour, par comparaison aux situations dans lesquelles l'épaisse couverture déluvio-éluviale (un „glacis accumulatif“ de haute altitude) fossilise la roche basale. Cette condition est intervenue en une certaine mesure aussi dans le processus de dépôt du soufre

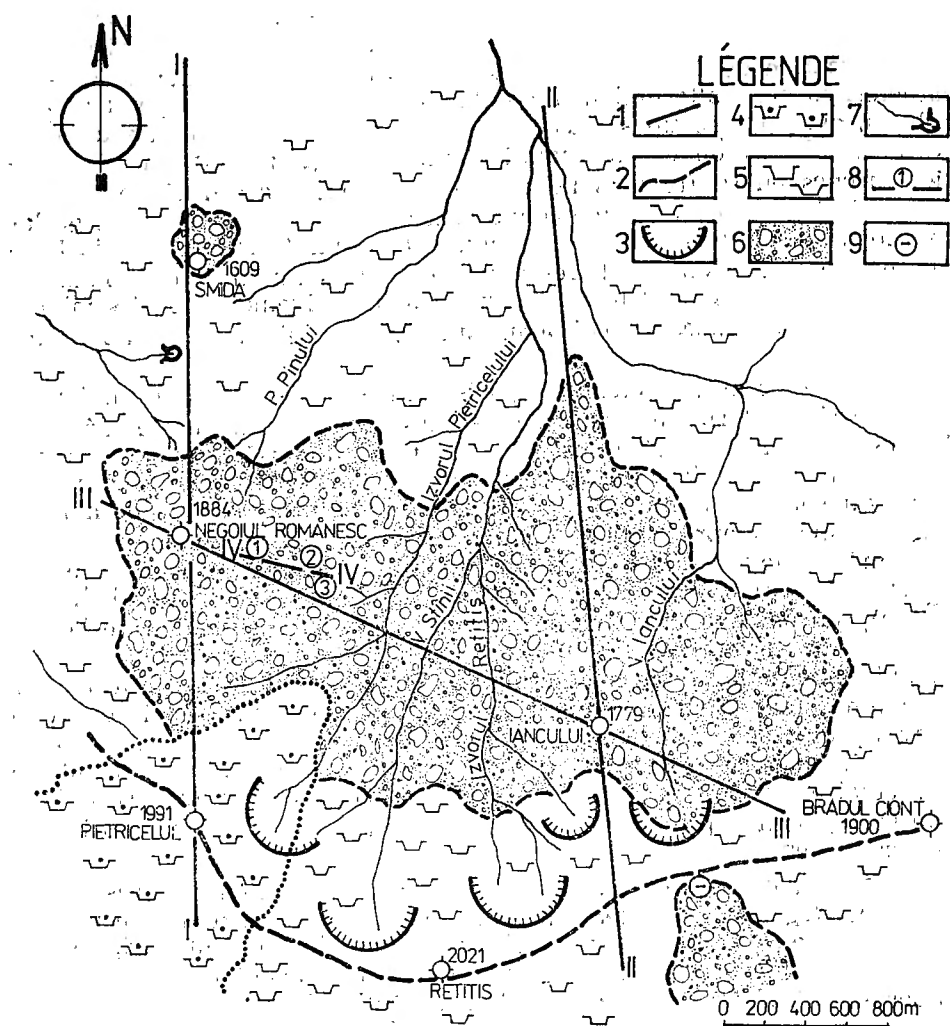


Fig. 1 — Le massif du Căliman — esquisse géomorphologique. Légende : 1 — ligne de profil, 2 — ligne de crête, 3 — cirque glaciaire, 4 — andésites à biotite, et quartz, 5 — andésites pyroxéniques, microdiorites, andésites amphiboliques, 6 — pyroclastites kaolinisées et silicifiées à intercalations limonitisées, 8 — grottes, 9 — dolines.

(secondaire ou même primaire), masquant en même temps certains périmètres où le soufre en phase de concentration plus ancienne était situé plus à la surface. Le processus s'est déroulé de manière similaire dans les secteurs où les pyroclastites et les dépôts volcano-sédimentaires, ont été modelés sous-aériennement à côté d'andésites au jour. C'est ainsi que se produit une évolution de type épigénétique (épigenèse stratovolcanique) due à la superposition initiale de la couverture d'agglomérats sur les andésites pyroxéniques supérieurs. Le spécifique du processus de

modelage actuel du relief nous a permis d'identifier quelques traits caractéristiques qui sont en corrélation avec d'autres aspects également de la problématique des concentrations de soufre ; les différenciations dans la manifestation des processus géomorphologiques actuels sont évidentes dans les secteurs de vallées de la région et les interfluves qui les séparent. A l'étape actuelle on observe un processus intense et presque général d'entraînement du soufre en solutions, consécutivement au régime abondant de précipitations atmosphériques spécifique au Massif Căliman (1400—1600 mm annuellement), qui détermine une érosion aréolaire massive à la surface, un ruissellement abondant sur les versants, une hydrodynamique intense dans le cadre des vallées, ainsi qu'une forte circulation volcano-hydrokarstique. La dynamique des eaux dans la masse des andésites et des dépôts de pente est facilitée et canalisée par l'existence des cavités intérieures et des fissures exogènes accentuées par les processus cryogènes, stimulés par les températures basses propres au Massif Căliman, ainsi que par le faux clivage des plaques d'andésites, correspondant aux coulées de laves.

Les analyses chimiques des eaux échelonnées sur l'alignement : l'ensellement entre Căliman Izvor — Călimanul Cerbului — Dealul Rotund — izvorul Secului — Poiana Coadă Vacii — la source de la chaussée Secului, confirment l'existence des traces de sulfates, bien qu'il s'agisse de sources situées relativement à la surface, aux eaux dicarbonatées sodiques à concentration très faible.

Edifiants pour le drainage volcano-hydrokarstique sont les trois échantillons prélevés aux ouvertures situées sur la rive gauche de la rivière Neagra (Plateau Păltiniș), au dessous de Dealul Rotund. Les analyses révèlent que la roche est principalement constituée de carbonate (calcite), auquel s'ajoutent de manière subordonnée des quantités réduites d'argiles, des hydroxydes de fer et de silice (calcédoine). Des croûtes de couleur jaunâtre indiquent la présence du soufre. Elles sont réparties de manière non uniforme sur la surface des roches. Les diaclases sont remplies de calcédoine, calcites, hydroxydes de fer, soufre, etc. Dans le bassin du Buciniș (le Piémont Sarului constitué de dépôts volcano-sédimentaires) apparaissent des croûtes d'hydroxydes de fer, à circulation assez intense aussi à l'heure actuelle ; sources ferrugineuses intensément colorées).

L'existence du soufre, signalée par des nombreux échantillons¹, constitue le résultat de son dépôt sous forme de pellicules à la surface des calcaires cristallins (soubassement de l'éruptif), qui ont eu le rôle d'un écran imperméable pour la circulation volcano-hydrokarstique dans les couvertures déluviales. Les fissures et les diaclases de la masse des calcaires cristallins sont remplies de „filons“ déluviaux contenant des minces pellicules de soufre.

Les géologues Teodoru et Teodoru (1966), précisent qu'on peut séparer deux phases principales des processus hydrothermaux :

¹ Contrats nos 246/1977 et 89/1978 concernant l'existence du soufre natif dans les périmètres situés à l'est du Negoiul Unguresc, conclus avec I.G.P.S.M.S. — Bucarest.

1. La première phase (manifestations hydrothermales à température élevée, „volcano-hydrothermales karstiques brûlantes“, qui ont affecté les formations plus anciennes : andésites à amphibolés et pyroxènes, diorites, microdiorites et microdiorites porphyriques); mise en évidence par : chloritisation, propylitisation, séricitisation, biotisation et turmalinisation, qui ont généré l'apparition des faciès spécifiques des zones à filons métallifères. Il est toutefois nécessaire de prouver si les premières phases d'hydrothermalisme ont engendré des filons métallifères, c'est-à-dire de préciser l'existence d'une minéralisation hydrothermale à température élevée, pareille à celle de Baia Mare.

2. La seconde phase d'hydrothermalisme commence, probablement, après la fin de l'activité extrusive. Elle est mise en évidence par l'apparition de trois faciès minéraux : *quartzeux* (le plus important étant donné la diversité des minéraux : barytine, soufre, limonite, hématite, goéteite, etc.); *argileux*, faiblement exprimé à la surface, étant recouvert par le faciès *quartzeux* (dans la galerie n° 5 du Negoiul Românesc, il formait une zone large d'environ 25 m et longue de 50 m, constituée d'une roche tendre, qui se transformait quand elle devenait sèche, en une poudre fine, dans la Grotte du Chaos, par exemple, où elle atteint une épaisseur de 3—4 m); *alunitique* (alunite formée sur le compte du feldspath).

L'étude des processus postvolcaniques actuels et du métamorphisme hydrothermal des roches volcaniques — sur la base de la similitude existant entre les anciens processus hydrothermaux et ceux actuels — précise qu'au Quaternaire, y compris la période actuelle, les processus postvolcaniques ont conduit à l'apparition de formations métamorphiques comparables à celle anciennes (Oural, Caucase, région transcarpatique, etc.) au point de vue des proportions. La continuation du processus hydrothermal sous forme d'altération et de dissolution exercées par des eaux froides fortement acidulées (agressivité plus marquée des eaux froides par rapport à celle des eaux chaudes, amplifiée par le fait qu'elles traversent des roches acides ainsi que par l'existence des tourbières) est amplement attestée par la présence du volcano-karst de surface („exo-volcano-karst“), et tout particulièrement des dolines sur le flanc sud du Massif Căliman où la planité des étages a favorisé la stagnation des eaux météoriques et, par conséquent, l'amplification du processus d'altération.

Les faciès de la seconde phase de métamorphisme hydrothermal sont le résultat de processus qui ont eu lieu en des conditions de surface, consécutivement à une action de longue durée des solutions solfataires. Les gaz volcaniques sulfureux et les solutions en cours de formation s'enrichissaient en ions de sulfates pendant la dissolution acide des roches, les métaux alcalins pouvant ainsi se lier avec l'aluminium, formant l'alunite. Le melnicovite constitue le résultat de la concentration élevée d'hydrogène sulfuré, qui a favorisé sa formation ainsi que celle de la pyrite. Un argument supplémentaire qui plaide en faveur de l'existence de solutions riches en ions de sulfates est la présence du gypse dans la majorité des carottes provenues des forages exécutés dans le Negoiul Românesc (Teodoru, Teodoru, 1966).

La formation de l'aragonite qui tapisse les parois des grottes Luanei (sur un fond rouge limonitique ou noir goéititique), correspondant aux derniers moments d'activité des solutions, démontre la longue existence de la circulation des solutions à concentration élevée en ions de sulfates. Il résulte donc que ces solutions, qui s'enrichissaient continuellement en divers éléments, ont pu mener tant à la formation des opalites, de l'alunite, des sulfures de fer, qu'à celle du soufre. Sur le compte du fer, un élément chimique fréquemment rencontré dans les quartzites secondaires, se sont formées des sulfures (pyrite et melnicovite), et en milieu oxydant de la limonite, de l'hématite et de la goéite (située à quelques mètres au dessus du premier niveau de melnicovite).

La perméabilité accentuée des tufs et des agglomérats (le plus intensément affectés par les solutions postvolcaniques, leur composition et leur structure initiales ne pouvant même plus être reconnues dans certains cas ; les laves, par contre, n'ont été que chloritisées et imprégnées de pyrite) a permis une faible circulation des solutions postvolcaniques. L'existence des fractures et des zones de formation de brèches tectoniques (tant à la surface qu'au souterrain, dans le cas des grottes, par exemple) a fourni d'excellentes voies d'accès aux solutions riches en fer, tandis que les solutions vadeuses, qui ont agi de manière descendante, ont conduit à la migration latérale des oxydes et des hydroxydes de fer dans les roches perméables, concrétisée par la formation de quatre niveaux limonitiques (le contenu en fer est plus élevé lorsque la limonite s'est déposée dans des cavités — formes concrétionnaires, stalactitiques et stalagmitiques, dans la grotte le Palais de Chocolat).

Les roches volcaniques qui constituent le Negoiul Românesc, aussi bien que celles de la zone renfermée entre ce sommet et Rețiș (la partie sud de la surface sur laquelle apparaissent des quartzites secondaires), sont intensément fissurées, ce qui a facilité la circulation des solutions solfataires, moins riches en fer, mais fortement sulfureuses, caractère qui leur a permis de déposer du soufre. Le fait que la porosité des laves intercalées a été accentuée par la circulation des solutions précédentes a foverablement influencé les dépôts de soufre.

L'accumulation des roches qui ont favorisé l'apparition des grottes s'est produite sur la surface d'un relief conditionnant la circulation des solutions ; c'est ainsi que vers les zones dépressionnaires se sont canalisées des solutions plus nombreuses, qui circulaient à la surface et déposaient la silice et la limonite. „La putréfaction“ (kaolinisation, silicification, etc.) si accentuée des formations de la caldeira du Căliman nous fait admettre l'existence d'un lac cantonné dans le cratère, ultérieurement drainé au Quaternaire, consécutivement à l'érosion régressive exercée par la rivière Neagra.

L'aragonite (anhydrite ?) qui clôt l'activité hydrothermale sépare deux étapes différentes au point de vue de la température des solutions : 1. l'étape des processus „volcano-hydrokarstiques thermaux“ de longue durée, aux températures variant entre des larges limites, concrétisée, par la formation des grottes et des formes concrétionnaires stalactitiques et stalagmitiques, du karst de surface, la présence des concentrations de

limonite, hématite, goérite et des dépôts de soufre ; 2. l'étape des processus „volcano-hydrokarstiques froids“, — solutions agressives dues au fait qu'elles parcourent des roches acides, ainsi qu'à l'apport des eaux provenues des tourbières, — mise en évidence par la continuation (à l'heure actuelle également) du processus de formation des stalactites et des stalagmites (grotte Palais de Chocolat — secteur „Balcon“), des formes „exo-volcano-karstiques“, le dépôt des concentrations de limonite, hématite, goérite et du soufre.

Dans le cadre de la caldeira, le phénomène volcano-karstique est représenté par des grottes à concentrations d'hydroxydes de fer, tandis que le soufre est disséminé dans la roche ou sous forme native dans les cavités, revêtant parfois l'aspect de petits avens, dû au fait que la circulation des hydroxydes de fer et des solutions sulfureuses avait un sens tant descendant, qu'en aréal, à cause de la migration latérale favorisée par la présence des roches perméables (tufs, agglomérats).

Sur le flanc sud et est de la caldeira, le soufre apparaît dans le cadre des formes exo-volcano-karstiques. Dans l'aréal des dolines (de tassement et de suffosion, de faible effondrement des pyroclastites, ainsi que de dissolution) situées sur les étages plus hauts, les eaux ont une circulation souterraine, transportant les solutions sulfureuses vers les dolines emplacements sur les étages inférieurs plus plans, où ce processus acquiert un sens vertical.

Ainsi peut-on admettre, l'existence d'un soufre *primaire* — „volcano-hydrokarstique thermal“, ainsi que celle de concentrations de limonite, hématite et goérite du même genre, disposées en strates continues (imprégné dans le cas du fer, disséminé dans la roche pour le soufre), aux épaisseurs diverses oscillant en fonction du relief moulé par les pyroclastites, correspondant à la caldeira, et l'existence d'un soufre *secondaire* (parfois même primaire) „volcano-hydrokarstique froid“, à aspect lenticulaire (pareil à la bauxite des Monts Apuseni), accumulé sur le fond des dolines, des uvalas, etc., particulièrement dans le cadre des étages plus plans de la partie sud-est de la caldeira. Dans ce sens paraît plaider aussi le fait qu'on trouve dans la galerie 21, outre le soufre vitreux hydrothermal de la seconde phase (soufre primaire), un soufre natif moins cristallisé (friable), de couleur jaune pâle, qui paraît indiquer un redépôt secondaire (soufre secondaire) d'une circulation „volcano-hydrokarstique froide“.

BIBLIOGRAPHIE

- TEODORU I., TEODORU CAMELIA (1966) — *Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera Munților Călimani* — Dări de seamă ale sedințelor, Com. geol. geol. și Inst. geol., 52, București, p. 165—179.

VULCANO-KARSTUL ȘI MINERALIZAȚIILE DE FIER ȘI SULF DIN MUNȚII CĂLIMAN

Rezumat

Aragonitul, care încheie activitatea hidrotermală, separă două etape diferite prin temperatura soluțiilor: 1. etapa proceselor „vulcano-hidrocarstice termale” de lungă durată, a căror temperatură a variat în limite largi, concretizată prin prezența concentrațiilor de limonit hematit, goetit (conținut mare de fier atunci când limonitul se depune în goluri și adoptă forme concreționare, stalactitice și stalagmitice — grota Palatul de Ciocolată) și a depunerilor de sulf; 2. etapa proceselor „vulcano-hidrocarstice reci”, cu soluții agresive, datorită faptului că străbat roci acide la care se adaugă aportul de ape provenite din turbării, evidențiată prin continuarea (și în prezent) procesului de formare a stalactitelor și stalagmitelor (Palatul de Ciocolată), cit și prin depunerea concentrațiilor de limonit și a sulfurii.

Address of the author: Prof. dr. Traian NAUM — *Universitatea București, Facultatea de Geologie și Geografie. B-dul N. Bălcescu 1, București, România.*

VERTICAL CAVITIES IN SOUTH-EASTERN VILCAN MOUNTAINS (GORJ DISTRICT)

BY

H. MITROFAN, V. LASCU, I. BOLOVESCHI,
C. ROMAN, S. ANDREESCU

Main cavities in South-Eastern Vilcan mountains are primarily of vertical development. Potholes distribution related to old erosion levels was examined and the depths of the shafts were considered as a function of the surface drainage network frequency.

HISTORICAL SETTING

Though detailed investigations along Șușița Verde, Șușița Seacă and Sohodol valleys were carried out (Vintilescu et al., 1970, Sencu, 1972, Constantinescu, 1975), the karst of South-Eastern Vilcan summits was in 1976 virtually unknown. Starting from that summer on, an increasing exploration activity was carried out by the Caving Club "Emil Racoviță" from Bucharest (Mitrofan, 1979, 1980, Silvășanu, 1981, Andreescu, 1982, Giurgiu, Mitrofan, 1982). In 1982 six potholes of more than 60 m depth were discovered in the area, one of which included the greatest single pit of Romania (121 m).

KARST DISTRIBUTION

The correlations established between pits vertical amplitude and epigeal drainage network frequency for various morphogenetical periods seem to support the outstanding part played in potholes genesis by the amplitude of the flood pulses collected from every drainage basin (referred to as a "drainage cell") (Mitrofan, 1982).

The upper section (1200—1470 m) of mounts Piva, Plescioara, Pleșa and Bordu Dobriței includes only a few cavities of reduced dimensions (10—15 m) for which a genetic scheme cannot be developed.

Starting from 1200 m downwards, up to the 850 m level, a Northern and a Southern palaeo-discharge areas are distinguishable. Their division was controlled by an E—W directed structural crest, detected in the central part of the area (Gropu cu Apă, Sohodol, Dragomanul and Bulbucul valleys) where paleozoic shists and granites of cambrian age outcrop from beneath the jurassic limestones.

The relatively equal distribution of several potholes of similar depths (Pravăț, 30 m; Scoaba Cracului cu Brădet 38 m, Scoc 30 m,

V. Seacă 35 m, Cheia Ciulavilor 35 m) Fig. 1, on the border of the Northern area proves that its drainage was distributed to several cells with similar flood pulses transfer capability.

On the other hand, the Southern palaeo-discharge area seems to have displayed an outstanding capability of concentration of the underground drainages. As a proof we mention the settling of the potholes from the reported elevation range (850–1200 m) on a rather small surface (Mount Pleșa), as well as the constantly high vertical amplitudes (more than 50 m) of the pits in these potholes. The beginning of this strong drainage concentration might have been synchronous with the tortonian transgression, when a bay was formed in the front of mount Pleșa (Huică, Turculet, 1962, Huică, 1977). Here is to be found the only occurrence of tortonian from beneath sarmatian deposits over a wide area. This age is also substantiated by the coincidence between the first level the great potholes of Pleșa are related to (1120 m) and the level of Riu Șes peneplain (Vintilescu et al., 1970, Constantinescu, 1975), currently considered of tortonian age. Two potholes are related to this erosion level, Scoaba Sărăturii „upslope” and Scoaba Sărăturii „downslope”.

The pothole of Scoaba Sărăturii „downslope”, Fig. 2, initiates with a wide 61 m pit, at the bottom of which a 50×25 m large chamber

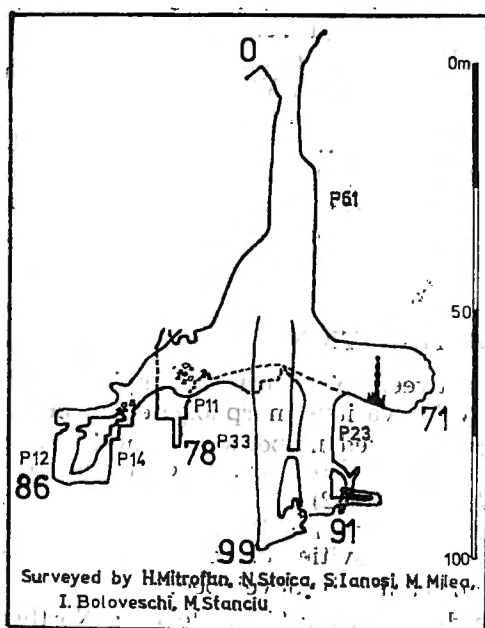


Fig. 2 — Scoaba Sărăturii „downslope” pothole.

steeply descends to —70 m, in a well decorated area, where stalagmites reach 10 m in height (perhaps the greatest in Romania). In the walls of the chamber five parallel shafts occur (P33, P23, P11, P12, P14), leading to four independent bottoms (—99, —91, —78, —86 respectively). It seems that these pitches were formed in a morphogenetic period (sub-

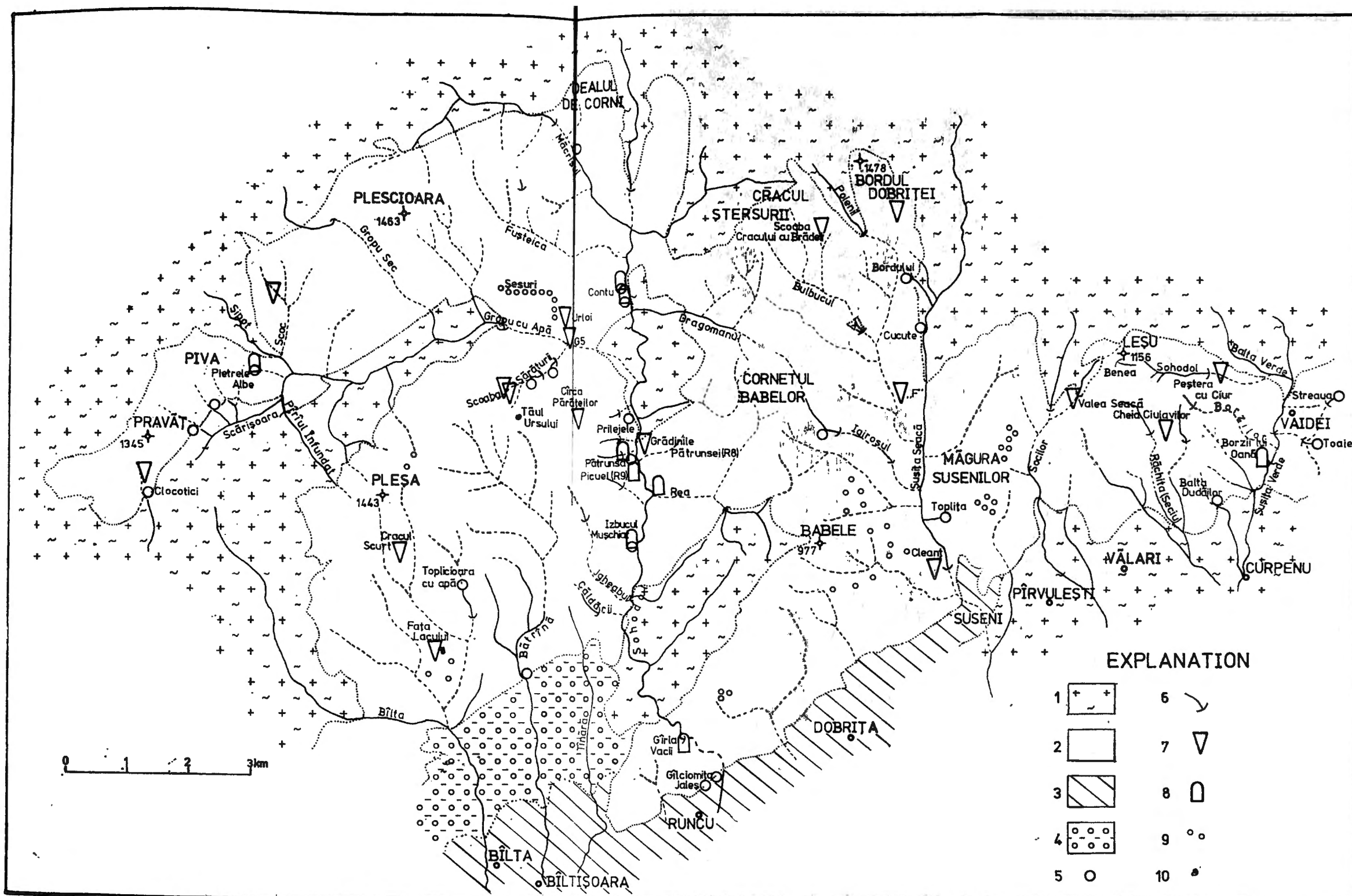


Fig. 1 — Karst map of South-Eastern Vilcan mountains (geology after POP, 1973, simplified). 1 — granites and metamorphic shists; 2 — jurassic limestones; 3 — sarmatian deposits; 4 — tortonian deposits; 5 — spring; 6 — swallet; 7 — pothole more than 30 m deep; 8 — cave more than 200 m long; 9 — sinkhole; 10 — karstic lake.

area, in Cornetul Babelor, the potholes Sub Cremene (-11 m) and Dosul Lacului (-14 m), in Dealul Măgurii, Peștera cu Două Coșuri (-12 m) and in Dealul Leșu the pothole of Dîlma Fintinii (-16 m) are known.

It is a remarkable coincidence between the elevation corresponding to this strong underground drainage dispersion and the elevation from

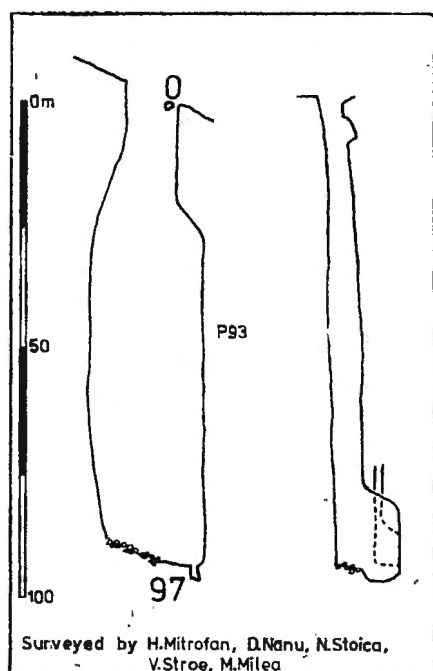


Fig. 4 — Cracul Scurt pothole.

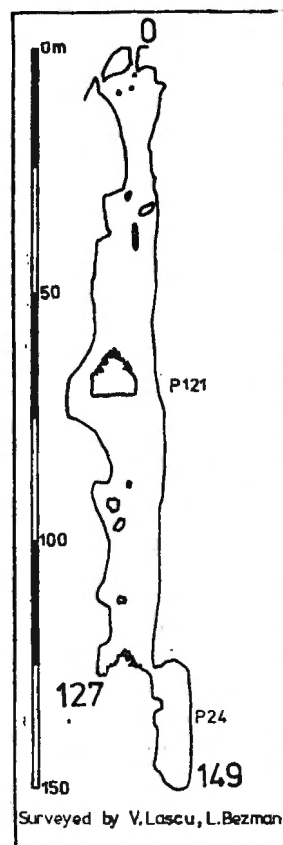


Fig. 5 — Circa Pereteilor pothole.

which downwards the surface drainage network frequency increased, mainly by the deep Gropu cu Apă canyon incision.

During the subsequent morphological evolution a new underground drainages concentration period occurred, at the erosion level of 700—720 m elevation. The new centers toward which the discharge was directed were Gropu cu Apă river (Urloi pothole — 62 m) and Șușița Verde river (Peștera cu Ciur — 80 m).

Urloi pothole (Fig. 6), belonging to mount Plescioara discharge area, includes a 59 m pit, of 55×55 m maximum cross-section with a second opening near its bottom. As for Peștera Ciur, its genesis initiated in a poorly concentrated underground drainage period, witnessed by the first 13 m and 12 m pitches. They join a complete vertical structure, extending beneath their bottoms and including a 43 m shaft with an

upper 10 m section, narrow, and displaying vadose traces only and a lower one, wide and displaying also phreatic traces, as well as a passage starting at the bottom, with a vertical extent equal to that of the upper section of P 43 (Fig. 7). The end of this passage perforates the wall of the shaft of a second, analogous complete vertical structure, 10 m above

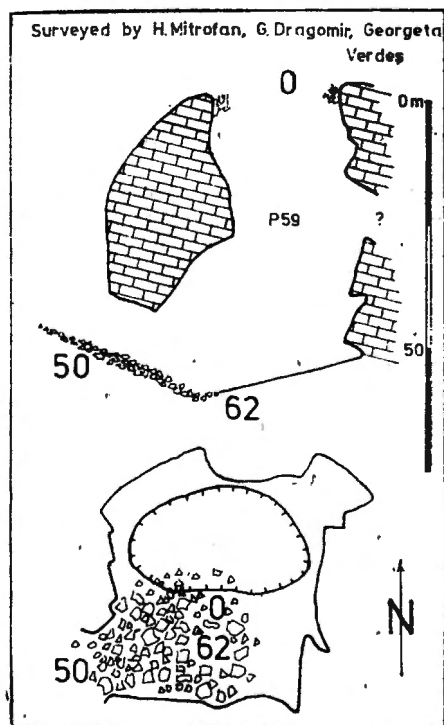
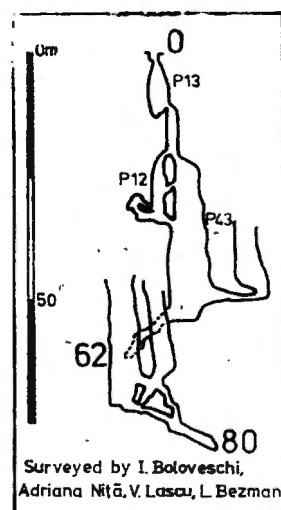


Fig. 6 — Urloi pothole.

Fig. 7 — Peștera cu Ciur pothole.



its bottom. This shaft is more than 30 m deep (including the climb above the entrance hole) and it is followed by a sloping passage, whose bottom reaches the maximum depth, 80 m. Thus this is a pothole resulted from the connection of 4 vertical structures, subsequent to each other, which from the two last ones reflect drainage concentration from mount Leșu.

Beneath the 700 m level several potholes are known, displaying uniform distribution, close correlation to erosion levels, but poor vertical amplitudes (up to 30 m). Din Cleanț pothole, whose vertical structure amplitude reaches 42 m, is the only exception in the recent morphogenetical periods, of medium surface drainage network frequency.

CONCLUSIONS

As potholes, at comparable elevations display similar morphometry, a correlation was attempted between the surface drainage network frequency evolution and the depths of the pitches from South-Eastern

sequent to that when the entrance pit and its bottom chamber developed. The depths reached by their bottoms, apparently unrelated to any palaeobaselevel, are due to a low dip draining fracture, preventing further erosion.

The pothole of Scoaba Sărăturii "upslope", Fig. 3, situated some 30 m higher than the previous one, is — to some point — identical to

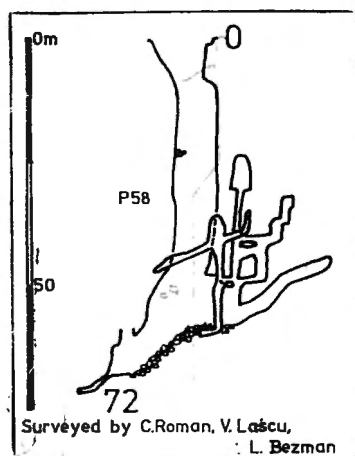


Fig. 3 — Scoaba Sărăturii "upslope" pothole.

it: a 58 m pit leads to a sloping chamber, the bottom of which reaches —72 m. In turn, the second row of pitches — that might have witnessed the erosion to have been active in a second morphogenetic period — is missing. On the other hand in the walls of the chamber some complete vertical structures (aven + the sloping passage at its bottom) occur, displaying vertical amplitudes up to 20 m, witnessing a previous (probably antetortonian) morphogenetic period.

Comparing the morphology of the two great neighbouring cavities suggestion is given of a drift of the speleogenetic mechanisms from the "upslope" to the "downslope" pothole.

For the next morphogenetic period, related to the erosion level situated at the 910 m elevation, integration of new surfaces in the drainage cell discharging through Pleșa must be admitted, as the amplitudes of the vertical structures reach or even exceed 100 m (Cracul Scurt —97 m, Cîrca Pereteilor —149 m). The first one includes the most beautiful shaft of the area, a 93 m single drop, with a maximum 25×5 m cross section (fig. 4). The second includes a first 121 m drop, with a maximum 12×1 m cross section (fig. 5). Different from the potholes from Scoaba Sărăturii they are incomplete vertical structures, as the sloping passages from the bottom are absent.

In the pothole of Cîrca Pereteilor a second 24 m pit is initiated at the bottom of the 121 m shaft, witnessing a severe reduction of the surface of the drainage cell discharging through Pleșa. At comparable elevations (850 m) in Pleșa the potholes of Tîrla Vacii (—12 m), Piatra Stupului (—14 m), and Sub Peretei (—15 m) and still in the southern discharge

Vilcan mountains. Thus two periods were identified, when major shafts occurred: the first one, starting in Tortonian, includes the erosion levels between 1120 and 910 m elevation, one of which might parallel Riu Șes peneplain; the second one, whose age is incert, includes the erosion level of 700 m. The reduced occurrence of the great potholes at this elevation suggests that there exploration is still to be completed.

BIBLIOGRAPHY

- ANDREESCU ST. (1982) — *Noi explorări pe valea Sohodolului (Vilcan)* — Carst, Anuarul C.S. CEPROMIN Cluj-Napoca, 2, p. 86—91.
- CONSTANTINESCU T. (1975) — *Considérations sur les grottes situées entre les rivières Susița Verde et Sohodol (monts Vilcan — Carpates Méridionales)*. Trav. Inst. Speol. „E. Racovitza”, XIV, p. 169—188.
- GIURGIU V., MITROFAN H. (1982) — *Peșterile din Muntele Piva (Vilcan)* — Carst, Anuarul C.S. CEPROMIN Cluj-Napoca, 2, p. 44—53.
- HUICA I. (1977) — *Studiul geologic al depozitelor miocene și pliocene dintre v. Sohodol și v. Blănița, jud. Gorj (Depresiunea Getică)* — Anuarul IGG, LI.
- HUICA I., TURCULET L. (1962) — *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între v. Susița și v. Motrului (nord-vestul Depresiunii Getice)* — DDS Inst. Geol. XLVIII.
- MITROFAN H. (1979) — *Clocoticiul din Cracul Scurt (M-ții Vilcan)* — Buletin informativ CCSS, 3, p. 50—57.
- MITROFAN H. (1980) — *Rezultate preliminare ale explorărilor întreprinse în sud-estul munților Vilcan* — Buletin informativ CCSS, 4, p. 96—111.
- MITROFAN H. (1982) — *Note concernant quelques indices morphologiques de la genèse des cavités verticales des zones karstiques de Roumanie* — Trav. Inst. Speol. „E. Racovitza”, XXI, p. 77—86.
- POP GR. (1973) — *Depozitele mezozoice din munții Vilcan*, — Ed. Acad. R.S.R., București, 156 pp.
- SILVASANU G. (1981) — *Peșterile din valea Gropu (M-ții Vilcan)* — Buletin informativ CCSS, 5, p. 14—24.
- VINTILESCU I., CONSTANTINESCU T., DIAONU G. (1970) — *Grottes, phénomènes karstiques et situation hydrologique dans la vallée de Susița Verde (monts du Vilcan)* — Trav. Inst. Speol. „E. Racovitza”, IX, p. 9—34.

CAVITĂȚI VERTICALE ÎN VILCANUL DE SUD-EST (JUD. GORJ)

Rezumat

În bordura nordică a masivului Vilcan au fost identificate doar puțuri cu denivelări de 30—40 m, distribuite relativ uniform pe o direcție E—W, etajate pe nivelele de 1120 m, 1070 m, 820 m. O fostă cumpănă de ape subterane, marcată de aflorarea granitelor și a rocilor cristaline din văile Gropul, Sohodol și Bulbucul separă această zonă nordică de una sudică unde apar concentrate în muntele Pleșa, cel puțin 3 nivele de puțuri: 1120 m, 1070 m (Scoaba Sărăturii), și 910 m (Cracul Scurt și Circa Pereților). Dimensiunile puțurilor (58—121 m) reflectă o suprafață de alimentare crescută pentru sistemul de drenaj subteran corespun-

zător fiecăruia, deci o densitate redusă a drenajului superficial. Condiții favorabile în acest sens a furnizat transgresiunea tortoniană, marcată de depozitele izolate ale paleogolfului din fața Pleșei și de platforma Riu Ses, careia i se racordează în zonă nivelul 1120 m.

Începînd cu nivelul de 850 m avenele nu mai apar dispuse doar pe bordură ci și în interiorul masivului, numărul lor crește considerabil, iar denivelările se reduc sever (sub 15 m). Aceste fenomene se corelează cu îndesirea rețelei de drenaj epigeu, marcată de primele nivele de umeri de vale ai Gropului cu Apă și ai Sușiței Seci. Suprafețele de drenaj subteran mici specifice fiecărui sistem carstic s-au perpetuat în etapele următoare, pînă în actual, cu excepția nivelelor de 700—720 m, unde au fost identificate structuri verticale între 50 și 60 m denivelare (Peștera cu Ciur și Urloiul).

Addresses of the authors: Horia MITROFAN — *Întreprinderea de Prospekțiuni Geologice și Geofizice*, Str. Caransebeș 1, București. Viorel LASCU, Ilie BOLOVESCHI, Costache ROMAN, Ștefan ANDREESCU — *Clubul de Speologie „Emil Racoviță”*, Calea Plevnei 61, București, România.

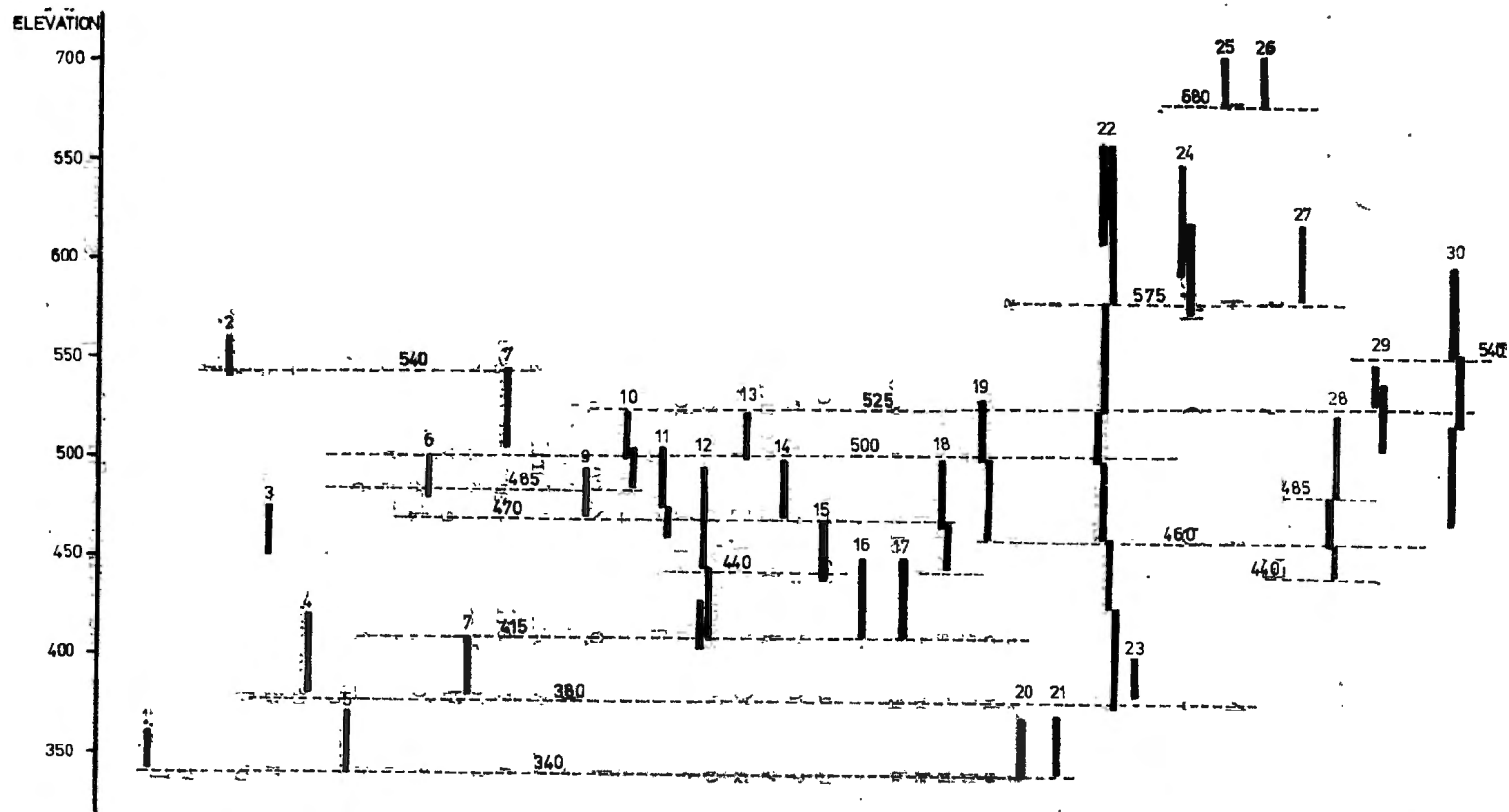


Fig. 1 — Vertical structures in South — Western Pădurea Craiului mountains: altimetric distribution diagram. 1. Ticlului cave; 2. Ti-
 Țas pothole; 3. Frîntura Surdului pothole; 4. Jîloașa pothole; 5. Din Curba Runcului pothole; 6. De la Fața Chișului pothole;
 7. Din Dealul Țiliței pothole; 8. Băroaia pothole; 9. Dolina prăbușită; 10. Birlogul Lupilor pothole; 11. Duțu Chioreanu pothole;
 12. Nelu Fetilă pothole; 13. Gemenele pothole; 14. Din Dealul cu Clopoței pothole; 15. De la Cariera Lender pothole; 16. Din
 Galeria 130 pothole; 17. Din Dealul Frij pothole; 18. Boului pothole; 19. Săhodol pothole; 20. Ghigi de Osoaie pothole; 21. Peștera
 Vacii din Cheile Cuților; 22. Stanu Roncei pothole; 23. Peștera Roșie din Valea Lazuri; 24. Cioroai pothole; 25. Toaderea Fanului
 pothole; 26. Ministerului pothole; 27. Din Coasta Rea pothole; 28. Onestilor pothole; 29. Din Gruiu Meghii pothole; 30. Fanea
 Babii pothole.

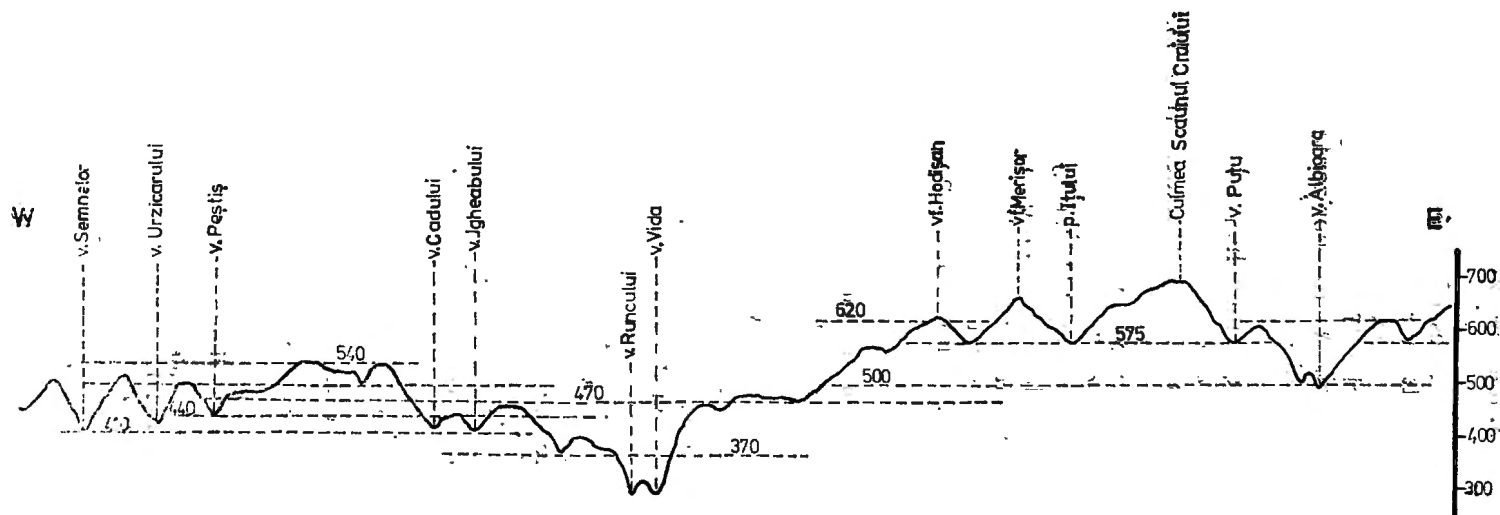


Fig. 2 — Topographic profile across main drainage basins from South — Western Pădurea Craiului mountains.

ON KARSTIC CAVITIES VERTICAL DISTRIBUTION REGULARITIES IN SOUTHERN AND SOUTH - WESTERN PĂDUREA CRAIULUI MOUNTAINS

BY

A. IURKIEWICZ, H. MITROFAN

In most cases caves developments and potholes vertical extents are controlled by local base level. Taking into account some 50 major caves and potholes from Southern and South - Western Pădurea Craiului mountains, a correlation is proposed between pits bottoms and caves floors elevations on the one hand and erosional levels derived from surface drainage network evolution on the other hand.

Several authors' investigations focussed on various matters related to Pădurea Craiului mountains karstic morphology, but only a few attempts are known of establishing the evolution in time of the fluvial erosional processes (POSEA, 1969, POSEA et al, 1974; RUSU 1973). Summarizing information acquired on erosional surfaces in Pădurea Craiului, there are 4 such features to be mentioned, according to POSEA's mapping in Crișul Repede basin. The two upper ones, called "Vișag" and "Traniș" are developed at 700—800 m elevation and show scarce occurrence. Widely developed is "Zece Hotare" surface, situated at 500—600 m elevation. It is followed by a valley shoulders level, extending at 550—600 m elevation, called "Fertișag" surface.

Obviously, since carbonatic rocks are an outstanding lithologic component of the area under study, the surface drainage network has undergone severe modifications either by flow directions diverting or by river beds getting fossil. Under these circumstances of surface flow restricting itself in the benefit of underground drainage, it would be of interest to weight the possibility of relating old erosion levels to karstic cavities vertical distribution.

In this respect, karstic cavities from South—Western Pădurea Craiului (Crișul Negru basin, without Meziad valley) were analyzed¹. For the potholes the lower elevation of each complete vertical structure (shaft or aven together with the dipping passage at its bottom) and for the caves the elevation range they are included in were taken into account. Of the 30 vertical cavities under study (Fig. 1) some are one stage features including a single vertical structure as for instance Coasta Rea, Prii, Dealul Țilii, Jiloasa and Frîntura Surdului potholes, while others

¹ Since accurate elevations of some important caves and potholes (Gruiețului, Vizu 2.3) had not been available, it was not possible to take them into account.

are multistage, including a series of connected vertical structures, either complete or incomplete (bottom passage lacking) as for instance Stanul Foncii, Cioroale, Sohodol, Fanea Băbiț, Oneștilor, Nelu Fetilă, Duțu Chioreanu potholes etc. Of the 47 vertical structures 2—6 samples were related to each erosion level. As for horizontal cavities, table 1 shows the cumulative lengths of the passages developed at certain favorable elevations.

Paleoerosion levels, though they had not been subjected to detailed investigations, were recognized as perched valleys, horizontal ridges, plateaus or in a few cases as valley shoulders (Fig. 2). Valleys lacking shoulders indicate that, as already mentioned, for each period surface drainage network was activated on different routes, while previously dating valleys were fossilized. The only exception is Vida Valley, displaying adjoining plateaus at 480, 460, 400, 380, 320 m elevations.

Vertical cavities elevation distribution analysis with reference to paleolevels shows that the latest regularly occurred at 680, 575, 525 and 500 m elevations. Starting from the next erosion level (480 m elevation) down to the 410 m elevation level a much poorer correlation between

Table 1

Altimetric distribution of the cumulative length of the horizontal passages in the main caves of South — Western Pădurea Craiului

Elevation	Cave	Length (m)	Cumulative Length (m)
540	Avenul Sohodol	45	
530	Peștera Ciur-Izbuț	700	745
485	Peștera din Urzici	100	
480	Avenul de la Stanul Foncii	70	170
475	Peștera cu apă din valea Letii	235	
470	Peștera cu apă din valea Videi	91	
470	Peștera Aurica	2700	
460—470	Peștera din Urzici	150	
467—442	Peștera lui Dobos	300	3476
440—450	Peștera Hirtopul Bonchii	2100	
445	Peștera de la Izvorul Gabor	2707	4807
430	Peștera cu put	200	
430	Peștera Cubles	350	
420	Peștera aven din piriul Caprei	170	720
400—410	Peștera Osoi	3000	
405	Peștera Hândrii	200	3200
380	Peștera din valea Cadului	245	
375	Peștera Ticlului	200	
380	Peștera Jilosa	600	
370	Peștera Vacii din Cheile Cuților	80	1125
350	Peștera care cîntă	167	
350	Peștera Vacii din Cheile Cuților	100	
340	Peștera Vacii din Cheile Albioarei	159	436

Table 2

**Main karstic springs in South—Western Pădurea Craiului
altimetric distribution**

Karstic springs	Elevation (m)
Izvoarele din valea Letii	495
Izbucul Groieșu	480
Izvorul Tambii	465
Cioroaiele Țircului	450
Izvorul Vichii	445
Izvorul Gabor	440
Izvorul Albastru	440
Izbucul Toplicioarei	430
Izvorul Oheșului	372
Izvorul de la cantonul Vida	325
Izbucul Topliței de Vida	305
Izvoarele din Cheile Videi	300
Izvorul Tarina	300
Izbucul Roșiei	290
Izvorul Toplicioarei (de Vida)	280
Izbucul Topliței de Roșia	275
Izvoarele din valea Rîului	265

the considered morphological features is noticeable. Uncertain (hesitating) levels may be recognized at 470—480, 460, 440 and 425 m elevations. For the mentioned elevation range, a few distinctions can be made:

a) an abundance of great horizontal cavities occur at these elevations (Bonchii, Șohodol, Urzici), several of which display reduced passage cross-sections (Aurica, Izvorul Gabor), while in Ciur Ponor cave passages running at different levels are confined to this interval.

b) multistage potholes only exceptionally succeed to continue beneath this elevation range (Stanul Foncii and Nelu Fetilă). Short pitches (10—20 m) are usually met at the corresponding depth, displaying an excessive abundance in the whole area under study as well.

The above mentioned features seem to indicate the existence of a period when topographic slope underwent a slow but steady increment, caused by a N—S directed tilting of the mountains range (the northern Crișul Repede basin elevation is some 100 m higher than the corresponding Southern Crișul Negru basin elevation).

Conditions were thus favorable to valleys frequency and entrenchment increasing leading to hydrostatic level being intersected and thus modifying the underground to surface drainage ratio in the benefit of the latest. As a consequence important springs occur at 430—480 m elevations (table 2) yielding some 40% of the total discharge of the area under study. Starting from the 410 m elevation downwards a new regular series of erosion levels occur, including the 380 and 340 m elevations (this being the lowest elevation at which significant pitches occur in the considered area).

The passages in Ciur Ponor, downstream the I-st tributary and at the bottom of Stanul Foncii, developed between 410—315 m and 370—340 m elevations respectively, are the main features which could not be accurately related to erosion levels, because of their continuously sloping character. The 340 m elevation level at most, which marks pits dimensions reduction too, is susceptible to have controlled erosion during a new valleys entrenchment and frequency increasing period.

Tectonism and erosional dissection were thus proved to be reflected in karstic cavities and springs distribution. Regular uplifts lead to successive rows of pitches with strictly aligned bottoms while tilting and surface drainage network frequency increasing is expressed as small pitches, not so strictly correlated, long horizontal passages and lines of perched strong springs.

BIBLIOGRAPHY

- POSEA AURORA (1969) — *Terasele Crişului Repede*, Lucrări Ştiinţifice Inst. Ped. Oradea, seria A.
- POSEA G., POPESCU N., IELENICZ M. (1974) — *Relieful României*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti, 484 pp.
- RUSU T. (1973) — *La genèse et l'évolution du réseau hydrographique des Monts Pădurea Craiului*, Livre du Cinquantenaire de l'Institut de Spéologie „Emile Racovitza”, Ed. Academiei R.S.R. Bucureşti, p. 575—589.

ASUPRA ETAJĂRII ENDOCARSTULUI DIN PARTEA DE SUD VEST A MUNTILOR PĂDUREA CRAIULUI

Rezumat

Evoluţia în timp a proceselor de eroziune fluvială în cadrul unui masiv pune în evidenţă existenţa unor suprafeţe de nivelare. În cazul munţilor Pădurea Craiului, masiv predominant calcaros, reţeaua de suprafaţă a suferit însă modificări importante, fiind limitată în favoarea celei subterane.

Pentru a urmări posibilitatea corelării altimetrice dintre nivelele de eroziune şi distribuţia pe verticală a cavităţilor carstice a fost luată în considerare jumătatea de sud-vest a masivului (bazinul Crişului Negru fără valea Mezladului). Astfel pentru a veni au fost corelate cotele minime ale fiecărei structuri verticale complete (puţ sau horn, împreună cu galeria în pantă de la bază), iar pentru peşteri cotele între care acestea se dezvoltă predominant orizontal. În urma analizei efectuate asupra 30 cavităţi verticale şi 21 cavităţi orizontale, au fost evidenţiate nivele la cotele de 680, 575, 525, 500, 380 şi 340 m corelabile cu suprafeţe de nivelare ale zonei. Între cotele de 480 şi 410 m se remarcă o mai slabă corelare a nivelelor datorită instalării unei perioade de accentuare lentă dar continuă a pantei topografice. Acest lucru s-a materializat prin interceptarea de către văi a nivelului hidrostatic şi apariţia unor izvoare carstice situate la cote de 430—480 m şi care deţin 40% din debitul total cedat de masiv în zona studiată. Tot în această bandă de altitudine (410—480 m) apar şi majoritatea cavităţilor carstice orizontale luate în considerare.

Address of the authors: Adrian IURKIEWICZ, Horia MITROFAN — *Întreprinderea de Prospekţiuni Geologice şi Geofizice*, Str. Caransebeş 1, Bucureşti, România.

LE RAPPORT ENTRE L'EXTENSION ET LE DÉNIVELLEMENT DU CAVERNEMENT, UN INDICE SPÉLÉOMÉTRIQUE ÉLOQUENT

PAR
C. GÖRAN

L'auteur propose un nouvel indice spéleométrique, tout en démontrant l'utilité de celui-ci dans la classification du cavernement et dans les interprétations de géomorphologie du karst.

Il est devenu un fait courant que toute présentation de grotte ou caractérisation de zone karstique comprenne aussi des indices spéleométriques. Du grand nombre d'indices connus (CORBEL 1959, RENAULT 1972, DUBLYANSKI et al. 1980, MAIRE 1980), l'on préfère d'habitude les indices de ramification et de verticalité ; leur calcul, basé sur des valeurs faciles à obtenir, est très simple, d'où la large utilisation de ceux-ci, au détriment des autres plus éloquents mais qui supposeraient des calculs plus compliqués. Plus d'un spéleologue cherche à deviner la configuration des réseaux souterrains à partir des deux indices et l'on est arrivé même à établir, en vertu du même critère, des classements (GIURGIU 1983) et à pousser les explorations en vue de l'amélioration des records.

L'indice de ramification exprime le rapport entre le développement de tout le cavernement et l'extension en plan horizontal : $IR = D/E$. Plus la valeur du coefficient obtenu est grande, plus le réseau est considéré labyrinthique et on lui confère une signification morphologique à part. Au cas des réseaux horizontaux ou ayant des petits dénivelllements, l'IR est suggestif. Mais pour les dénivelllements moyens et grands, sa valeur peut conférer un caractère labyrinthique à un réseau développé en réalité dans un volume très grand de calcaire, pour arriver dans le cas des avens sans galeries horizontales jusqu'à des valeurs aberrantes. C'est ainsi que, pour la Roumanie, la valeur maximum $IR = 23,91$ apparaît dans la grotte de Pîriul Hodobanei, développée sur un dénivelllement de 173 m ; la grotte de Limanu, dont l'IR = 11,11 et dont le dénivelllement n'est que de 5 m, occuperait la dixième place, bien qu'au point de vue de la densité du réseau souterrain, le labyrinthe au développement horizontal de Limanu soit beaucoup plus ramifié que celui à trois dimensions de Hodobana. Si l'on faisait le rapport entre l'IR et le dénivelllement (un autre indice spéleométrique possible), la valeur pour Limanu serait 2,22 et pour Hodobana 0,14.

L'indice de verticalité représente le rapport entre le dénivellement total du cavernement et le dénivellement vertical, $IV = D_v/D$, étant l'expression du poids des secteurs verticaux dans le dénivellement. La valeur maximum de l'indice est 1, chaque fois que $D_v = D$, mais elle reste la même, soit qu'il s'agisse d'un aven à pic, d'un aven à gradins ou d'une grotte à galeries horizontales continuées par des puits ou des cheminées. L'extension du cavernement, qui n'est pas prise dans le calcul, diminue toujours la valeur indicative de cet indice.

Le rapport entre l'extension et le dénivellement

Du fait de la validité limitée des indices de verticalité et de ramification, nous considérons opportun de faire recours à un autre indice, calculé à partir des mêmes paramètres, c'est à dire l'extension et le dénivellement qui, comme nous l'avons déjà vu, perturbaient les deux autres indices (l'IR et l'IV). Il exprime le rapport entre l'extension sur l'horizontale du cavernement et l'extension sur la verticale et c'est pourquoi on va le nommer *indice d'extension*. L'utilisation de cet indice,

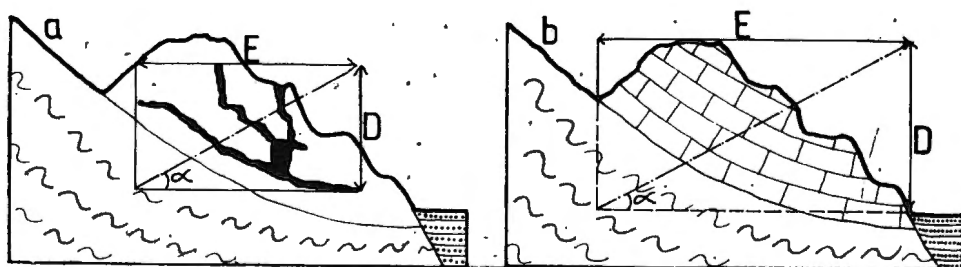


Fig. 1 — Le quadrilatère de l'extension : a) pour l'endokarst, b) pour l'exokarst. E = extension, D = dénivellement, α = angle de la diagonale avec l'horizontale.

dont le calcul suppose des valeurs faciles à obtenir, n'exclut pas l'utilisation des indices de verticalité et de ramification étant, au contraire, un complément.

Transposés graphiquement, le dénivellement et l'extension délimitent un quadrilatère — le *quadrilatère de l'extension* (fig. 1), dont la forme et la valeur est identique à la tranche de calcaire (roche) qui délimite la grotte. La diagonale de ce quadrilatère forme avec l'horizontale un angle dont la valeur est la modalité angulaire d'expression de l'indice d'extension, $\cotg \alpha = IE$. La connaissance du quadrilatère de l'extension est, selon nous, très utile, particulièrement pour les raccords et les interprétations de morphologie et d'hydrologie karstique.

Du point de vue strictement spéléologique, l'indice d'extension permet une classification du cavernement selon son degré de verticalité, en offrant donc une solution partielle à la controverse entre ce que nous considérons „grotte“ et ce que nous considérons „aven“ dans le cas des

réseaux développées aussi bien en plan horizontal qu'en plan vertical (fig. 2). Entre les situations extrêmes, c'est à dire la grotte et l'aven typiques, on distingue les suivants types et sous-types de cavernement :

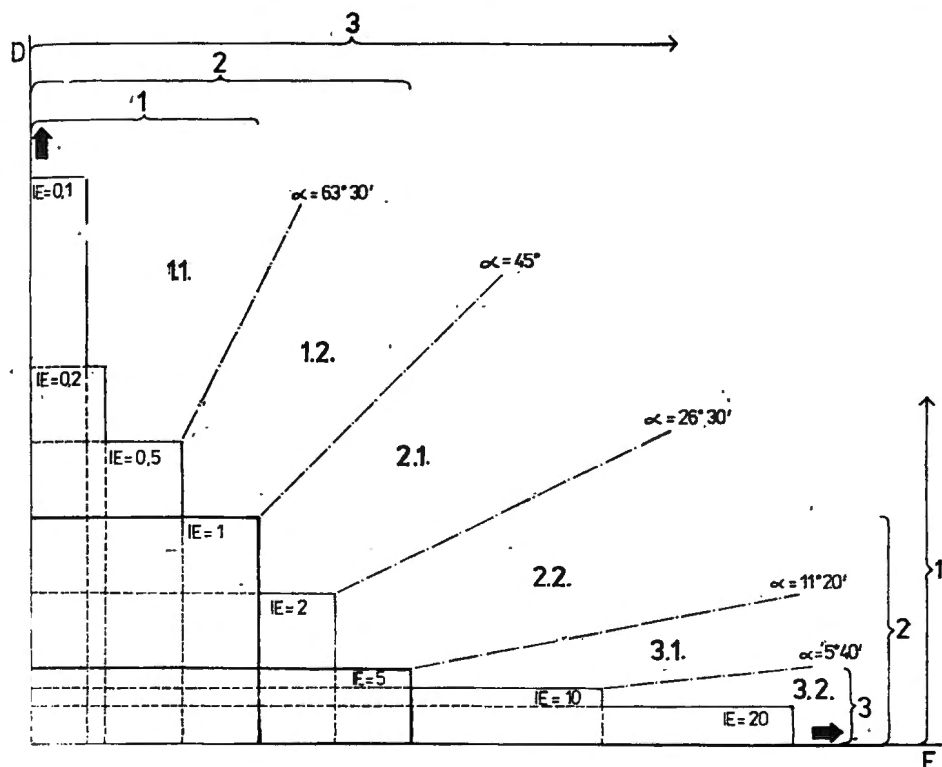


Fig. 2 — Types et sous-types de cavernement pour les différentes valeurs de l'IE et de α .

1. Réseaux verticaux $IE < 1$

1.1. Cavernement vertical, $IE < 0,5$; angle de la diagonale $> 63^{\circ}30'$

1.2. Cavernement ayant une configuration à caractère prédominant vertical, IE entre 0,5 et 1 ; angle de la diagonale entre $63^{\circ}30'$ et 45° .

2. Réseaux mixtes IE entre 1 et 5

2.1. Cavernement ayant une configuration modérément verticale, IE entre 1 et 2 ; angle de la diagonale entre 45° et $26^{\circ}30'$.

2.2. Cavernement ayant une configuration modérément horizontale, IE entre 2 et 5 ; angle de la diagonale entre $26^{\circ}30'$ et $11^{\circ}20'$.

3. Réseaux horizontaux $IE > 5$

3.1. Cavernement ayant une configuration à caractère prédominant horizontal, IE entre 5 et 10 ; angle de la diagonale entre $11^{\circ}20'$ et $5^{\circ}40'$.

3.2. Cavernement horizontal, $IE > 10$; angle de la diagonale $< 5^{\circ}40'$.

Les valeurs de l'IE pour la Roumanie s'inscrivent entre un minimum de 0,009 dans l'aven de Dealul Dănilă et un maximum de 72,0 dans la grotte de Limanu. Le tableau 1 comprend les grottes les plus développées et les plus dénivellées de Roumanie, dans l'ordre des valeurs de l'IE. L'analyse de ce tableau permet de constater que, sur les 15 cavités ayant des développements maximums, 9 présentent un cavernement horizontal, 4 un cavernement à caractère prédominant horizontal, les deux autres ayant un caractère modérément horizontal et respectivement vertical. Sur les 15 cavités présentant un dénivellement maximum, une est horizontale, 5 ont un caractère prédominant horizontal, 2 sont modérément horizontales, 3 modérément verticales, 3 ont un caractère prédominant vertical et 2 sont verticales. Cette même liste nous permet de tirer quelques conclusions à caractère général : la valeur de l'IE est semblable dans la même unité de relief — par exemple dans les Monts de Bihor

Tableau 1

IE pour les plus développées et les plus dénivellées grottes de Roumanie

No.	Dénomination de la grotte	Développement (m)	Dénivellement (m)	IE
1	P. Bulba	5160		42,30
2	P. Buhui	6547		33,98
3	P. Comarnic	5241		25,76
4	P. Polovragi	9186		19,20
5	P. Vintului	31339		17,65
6	P. Topolnița	20500		16,40
7	P. Micula	8000		12,77
8	P. Rătei	7660		11,14
9	P. Ciurului-Ponor	10456	191	11,10
10	P. Ponorici — Cioclovina cu Apă	7890	174	8,22
11	P. de la Zăpodie — P. Neagră	12048	178	5,56
12	Cetățile Ponorului		201	5,47
13	Av. din Șesuri		220	5,44
14	P. Cornilor	10200		5,36
15	P. din Pîrîul Hodobanei	22018	173	5,21
16	P. de la Jghiabul lui Zalion		242	4,86
17	Réseau Coiba Mare — Coiba Mică	5920		4,83
18	P. de la Izvoru Tăușoarelor	10100	376	2,69
19	Av. din Stanul Foncii		313	1,90
20	Av. din Cuculata		186	1,22
21	Av. Pobraz		185	0,78
22	Av. din Poiana Gropii		236	0,76
23	Av. din Dosul Lăcșorului		268	0,59
24	Av. din Hoanca Urzicărului		288	0,49
25	Av. Șohodol II		193	0,38

prédominant les valeurs autour de 5 (1) ; elle est inversement proportionnelle avec l'altitude absolue et relative (2) et plus élevée pour les grottes débitrices et les percées hydrologiques que, pour les grottes réceptrices (3).

Ces trois dernières conclusions nous ont déterminé, en dépit de la connaissance incomplète des vides karstiques pénétrables, d'examiner par l'intermédiaire de l'indice d'extension le rapport entre la configuration du relief karstique (donc de l'ensemble) et celle du réseau souterrain pénétrable (donc la partie). Nos analyses ont porté sur le Plateau de Mehedinți, une barre calcaire d'une longueur de 40 km, compartimentée tectoniquement en 4 parties distinctes, fragmentées à leur tour en zones et secteurs karstiques. Notre choix a été déterminé par sa karstification avancée, par la bonne connaissance du karst de cette région, par l'exploration intensive des grottes et par la perspective de nouvelles découvertes spéléologiques. Dans cette barre calcaire le drainage souterrain est longitudinal et le réseau endocarstique bien développé, avec des grottes à grandes dimensions, reliées génétiquement; le développement moyen des grottes est de 375 m, par rapport à 97 m, la valeur moyenne en Roumanie (GORAN, 1978, 1982).

Dans les lignes qui suivent nous allons présenter quelques constatations à caractère préliminaire, portant sur les similitudes ou différences entre l'IE des surfaces calcaires de différentes catégories et l'IE de leur réseau souterrain.

A. *L'indice d'extension moyen des grottes* d'une zone calcaire diffère de beaucoup de l'indice d'extension du corps calcaire respectif, aussi bien si l'analyse porte sur toute la zone calcaire ou sur les systèmes hydrokarstiques indépendants. Le nombre restreint des cas et des situations analysées ne nous a pas permis d'arriver à une conclusion édifiante.

B. *L'indice d'extension des grottes à grandes dimensions* est très semblable à l'indice d'extension du relief karstique qui les englobe (fig. 3), dans les conditions suivantes :

— si l'extension du calcaire est calculée entre les limites du système hydrokarstique auquel appartient la grotte et non pas entre les limites géologiques ;

— si en calculant le dénivèlement du karst on ne prend pas en considération les éventuels témoins d'érosion, dépourvus de grottes ou de formes négatives et ayant des surfaces restreintes qui dominent le plateau karstique ; dans de tels cas, le niveau maximum a été considéré la surface du plateau ;

— si l'extension de la grotte représente au moins un quart de l'extension de la surface avec laquelle elle est comparée.

Les grandes grottes analysées sont toutes des grottes débitrices et représentent les principales résurgences des zones karstiques du Plateau de Mehedinți. Les résultats obtenus sont les suivants :

La grotte de Bulba, IE = 42,30 ; le karst, IE = 40,61 (extension entre la confluence de la vallée de Gheorghiești avec la Valea Mare et la confluence de la vallée de Bulba avec la vallée de Găina ; cote minimum la confluence Bulba—Găinii, cote maximum l'ensellement de Zăton).

La grotte de Dealul Căurea, IE = 18,03 ; le karst, IE = 17,27 (l'extension entre le ponor de la vallée Ponorul et la confluence de la vallée de Căurea avec la vallée de Topolnița ; cote minimum la confluence, cote maximum la cime de Băbic).

La grotte de Sfodea, $IE=17,50$; le karst, $IE=16,00$ (extension entre le Ponor de Fața Radului et la confluence de Topolnița avec Pîrîul Băltii ; cote minimum la confluence, cote maximum la cime de Sfodea).

La grotte de Topolnița, $IE=16,43$; le karst, $IE=15,09$ (extension entre la vallée de Cusău Mic et le Trou de Ciocîrdie, cote minimum Ciocîrdie, cote maximum Cornetul Jupîneștilor).

La grande ressemblance des valeurs de l'indice d'extension entre les grottes de grande taille et le relief karstique afférent témoigne, pour les cas analysés, que, dans le modèle endokarstique, le cavernement pénétrable du collecteur principal respecte la proportionnalité du corps de calcaire en ce qui concerne le rapport entre l'extension et le dénivellement.

C. L'indice d'extension des réseaux souterrains pénétrables reliés génétiquement a été analysé en calculant sur les cartes topographiques l'extension entre les extrémités du groupe des grottes et le dénivellement entre les cotes extrêmes de celles-ci (fig. 3). Les grottes appartenant à un tel groupe (système) sont situées dans le secteur amont et aval de la barre calcaire (par rapport à la direction du drainage dans le calcaire). La grotte située en aval est grande, et son IE est semblable à celui du relief karstique. Les valeurs obtenues sont les suivantes :

la grotte de Bulba ($IE=42,30$) + la grotte Peștera Podului ($IE=10,12$) : $IE=42,42$;

la grotte de Topolnița ($IE=16,43$) + la grotte d'Epuran ($IE=7,59$) + l'aven de Spînzoița ($IE=1,56$) : $IE=15,19$. Il en résulte donc, dans le cadre de la barre calcaire du Plateau de Mehedinți, un nouveau rapport de proportionnalité, à savoir celui entre un système de grottes reliées génétiquement et le relief karstique qui les englobe.

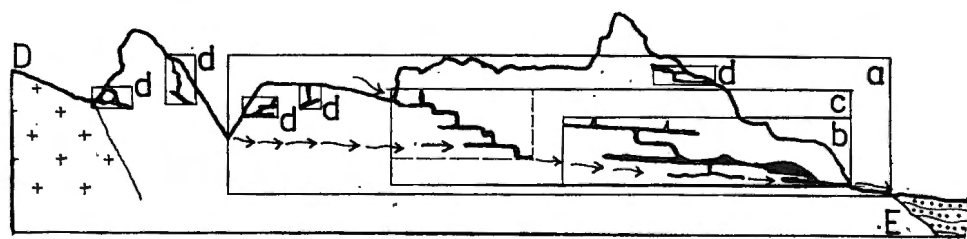


Fig. 3 — Rapport entre l'IE du relief karstique (a) et l'IE du réseau souterrain : b) grotte à grandes dimensions ; c) grottes reliées génétiquement ; d) d'autres grottes.

En conclusion, toutes ces analyses préliminaires sur des grottes du Plateau de Mehedinți témoignent de l'importance que puisse avoir l'utilisation de l'indice d'extension, aussi bien dans les interprétations de géomorphologie et d'hydrologie du karst que dans le pronostic des découvertes dans les explorations du réseau souterrain.

BIBLIOGRAPHIE

- CORBEL J. (1959) — *Les grandes cavités de France et leurs relations avec les facteurs climatiques*. Ann. Spéleo., 14, p. 31—47.
- DUBLYANSKI V. N., ILYUSHIN V. V., LOBANOV Yu. E. (1980) — *Morphometric characteristics of caves*. British caver., 76, p. 29—38.
- GIURGIU I. (1983) — Top România, suppl. Bul. C.S.E.R.
- GORAN C. (1978) — *Le karst du Plateau Mehedinți I. Partie nord*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovița”, XVII, p. 165—183.
- GORAN C. (1982) — *Catalogul sistematic al peșterilor din România — 1981*. Ed. C.N.E.F.S., 496 p.
- RENAULT PH. (1972) — *La morphométrie spéléologique*. Spelunca, 2, p. 51—57.

RAPORTUL DINTRE EXTENSIA ȘI DENIVELAREA CAVERNAMENTULUI,
UN INDICE SPELEOMETRIC ELOCVENT

Rezumat

Plecînd de la constatarea că indicele de ramificație al unei rețele subterane, în cazul unor denivelări mari, și indicele de verticalitate, în cazul unor extensii mari, își pierde din expresivitate, autorul propune un nou indice speleometric pe baza raportului dintre cei doi parametri perturbatori: extensia și denivelarea. Noul indice, care îi poate completa pe ceilalți doi, a fost numit *indice de extensie*, deoarece reprezintă raportul dintre extensia orizontală și cea verticală a unei rețele subterane. Transpuse grafic, pe un profil longitudinal, cele două extensii formează un patrulater — *patrulaterul extensiei* — a cărui diagonală face cu orizontala un unghi α (fig. 1). În funcție de valorile lui IE sau α se propune o clasificare a cavernamentului după gradul său de verticalitate (fig. 2). În continuare sînt comentate valorile lui IE pentru cele mai dezvoltate și cele mai denivelate peșteri din România și se face o analiză preliminară a cavernamentului din Podișul Mehedinți pe baza utilizării indicelui de extensie.

Address of the author: Cristian GORAN, Institutul de Speologie „Emil Racovița”, Str. Moxa Mihail 9, 78109, București, România.

TYPES GÉNÉTIQUES DE GORGES DANS LE KARST DES MONTS APUSENI

PAR

P. COCEAN, T. RUSU

Dans le karst des Monts Apuseni on distingue quatre catégories de gorges au point de vue génétique à savoir : épigénétiques, de capture karstique souterraine, antécédentes et de subsidence périphérique. La majorité de ces formes appartiennent au type épigénétique. On apporte aussi des contributions à la définition des gorges de capture karstique souterraine et à celles de subsidence périphérique.

Dans la morphologie majeure du karst des Monts Apuseni, les gorges s'inscrivent comme des formes caractéristiques par leur nombre appréciable (38), leur développement spatial et la variété des types morphogénétiques qu'elles présentent. Etant donné que le karst n'occupe dans les Monts Apuseni que 6,7% de la superficie de toute la région montagneuse la fréquence prononcée des gorges modelées dans des calcaires, nous conduit à les considérer comme des formes typiques pour le relief de dissolution. Leur modelage dans des roches non-karstifiables aussi, exclut la possibilité de leur intégration dans la catégorie des formes karstiques proprement-dites. Cet aspect relève le fait que la genèse des gorges doit être mise en premier lieu sur le compte de l'évolution générale du réseau hydrographique et seulement en second lieu sur celui de l'apport morphogénétique des types de roches qu'elles traversent.

Dans le cas des calcaires, la fissuration avancée et la corrosion en tant qu'agent modelleur de grande efficacité ont favorisé l'approfondissement rapide des réseaux hydrographiques — la principale cause de la genèse des gorges. D'autre côté, la résistance des roches carbonatées à l'action des agents physiques externes a constitué une condition favorable pour la conservation prolongée des formes sculptées, fait qui ne se réalise que difficilement en d'autres types de roches.

Les observations effectuées sur les gorges des Monts Apuseni nous ont conduit à les grouper en quatre types génétiques, à savoir : 1. gorges épigénétiques ; 2. gorges de capture karstique souterraine ; 3. gorges antécédentes ; 4. gorges de subsidence périphérique.

Les gorges épigénétiques. Ce type comprend les gorges de Tur, Turda, Borzești, Urdaș, Bedeleu, Aiud, Ocoliș, Runc, Pociovaliște, Poșaga, Mănăstirea, Prav, Geoagiu, Galda, Găldița, Teoșești, Cetea, Ampoița dans les Monts Trascău, de Mața, Cibu et Râbicioara dans les Monts

Metaliferi et les gorges de Sighiștel, Ordîncușa et Albac dans les Monts Bihor.

On remarque que, du total de 38 secteurs de gorges pris en considération, la plupart (63%) appartiennent à ce type. La cause doit être cherchée dans les conditions propices que les processus d'épigenèse ont notamment dans les Monts Trascău, où le réseau hydrographique, organisé dans les roches non-karstifiables situées à l'ouest de la chaîne calcaire, s'est approfondi graduellement dans ces sédiments, en modelant les secteurs actuels de gorges. Le grand nombre de gorges des Monts Trascău est lié aussi à la forte fragmentation du karst de la zone, à la disposition généralement perpendiculaire des drainages aux chaînes calcaires et à la densité relativement grande des réseaux hydrographiques. Le karst des Monts Trascău ne s'est pas constitué (comme dans les plateaux de Vașcău et de Poieni) en tant que périmètre de désorganisation des réseaux superficiels — directement responsables du modelage des gorges —, mais dans une zone de „transit“, lithologiquement conditionnée, d'encastrement vertical de ces réseaux. La longueur de cette zone, respectivement des gorges, diffère en fonction de la largeur de la barre calcaire percée, variant entre 150—250 m (gorges de Tecsești, Mănăstirea etc.) et 2—2,50 km (gorges de Tur ou de Turda).

Il y a actuellement des précieuses références sur l'origine épigénétique de certaines gorges, dues à *Emm. de Martonne* (1921), *Ficheux* (1971), *Argeșel* (1977) etc. Contrairement au dernier de ces auteurs, nous avons inclu dans ce type les gorges d'Aiud aussi, dans le cas desquelles l'hypothèse de la capture ne peut être soutenue à cause de l'impossibilité du phénomène de régression hydrographique des sources barrées par des calcaires. Le classique coude de capture présent d'habitude dans de telles situations manque également. Ces gorges se trouvent en divers stades d'évolution, certaines ayant un caractère typique de formes jeunes, à versants rapprochés, escarpés, avec de nombreux seuils rocheux et cascades (les gorges de Tur, Ceta) tandis que les gorges de Mănăstirea relèvent un profil transversal large, vieilli, avec les deux versants très éloignés de sorte qu'elles méritent à peine le nom de gorges.

Les gorges de Cibul, Măda et Râbicioara ont été sculptées par les rivières du même nom qui, organisées initialement sur des dépôts de flysch crétacé, ont continué leur approfondissement dans les calcaires jurassiques de Pleașa Ardeului, Pleașa Mare, respectivement de l'extrémité ouest du sommet Grohot-Tomnatic-Piatra Helenească. Elles se caractérisent par des profils transversaux étroits, et des profils longitudinaux avec de nombreuses ruptures de pente ce qui dénote leur jeunesse.

Dans les Monts Bihor se détachent comme formes épigénétiques les gorges de Sighiștel, Ordîncușa et Albac. L'organisation des réseaux sur des terrains non-karstifiables et la conservation de la direction du drainage à l'intersection des calcaires sont spécifiques en tous ces cas. La remarquable énergie de relief des gorges d'Ordîncușa ainsi que l'aspect de véritable canyon des gorges de Sighiștel, illustrent avec prégnance l'ampleur des percées épigénétiques.

Les gorges de capture karstique souterraine. Le processus de remaniement des réseaux hydrographiques par la voie des phénomènes de

capture se matérialise, dans le relief par des éléments morphologiques caractéristiques. De nombreux géographes ont mis en évidence parmi d'autres formes, le type génétique des gorges de capture. Étant donné que la capture est considérée comme un processus „d'avancement régressif“ de certaines rivières (qui aboutissent de cette manière à intersecter le cours des rivières voisines), nous considérons utile de mettre en discussion ce phénomène, en partant des réalités du relief karstique.

On connaît le fait que les roches carbonatées, notamment les calcaires, sont très résistantes à l'érosion. „L'avancement régressif“ dans de telles roches est extrêmement limité. Au contact avec elles, les rivières ralentissent leur avancement et, implicitement, le sous-creusement (reculées). Par conséquent, les lignes de partage des eaux sont rarement dépassées par érosion remontante pour pouvoir parler de captures classiques.

Un autre aspect. Les couches aquifères sont d'habitude cantonnées dans le karst à la base des couches calcaires, au contact avec les formations non-karstifiées. Même si un processus de drainage se produit comme suite de l'intersection de ces accumulations, ce fait a une faible importance dans le modelage des gorges. L'approfondissement se produira à partir de ce niveau, la masse de calcaire qui se trouve au-dessus du point de capture (du niveau de base) restant intacte.

Par conséquent, les captures des zones karstiques ne doivent pas être comprises dans le sens général de capture de surface, mais plutôt dans le sens de captures karstiques souterraines. Le changement du sens d'écoulement des rivières ne se réalise pas ici par l'érosion remontante, mais par la capture souterraine. Le maintien prolongé de ces eaux sur des tracés souterrains bien organisés a conduit à la formation des systèmes karstiques et des grottes étagées qui, en général, n'engendrent pas des gorges, à cause de la réduction graduelle du bassin de réception et de l'abaissement de l'écoulement à des niveaux de plus en plus bas. Les cours d'eaux allochtones peuvent toutefois sculpter des grottes de grandes dimensions qui, par l'écroulement des plafonds, se transforment en gorges spectaculaires. Ce phénomène de sous-creusement endokarstique se conjugue dans le modelage des gorges avec celui de dénudation générale du relief de surface qui, en se déployant de haut en bas, approche le moment de l'intersection avec la cavité souterraine, c'est à dire la formation des gorges. C'est de cette manière que nous comprenons la genèse des gorges respectives. Elles ne sont pas de ce fait des gorges de capture proprement dite, mais des gorges de capture karstique souterraine.

De telles formes sont les gorges de Rîmeț, Uibărești, Galbena et Someșul Cald.

Les gorges de Rîmeț se sont formées par la capture souterraine des eaux de la rivière qui drainait l'ouest de la chaîne calcaire des Monts Trascău (et non pas par „l'avancement régressif“ de l'un des affluents de Mureș comme l'affirme Argeșel, 1977). L'évolution souterraine prolongée de la rivière captée de cette manière a conduit au modelage d'une grotte dont la voûte s'est effondrée ultérieurement, en générant les gorges actuelles, la preuve en étant représentée par les arcades, les surplombs et les portails conservés dans la morphologie de ces gorges.

Les gorges d'Uibărești se sont formées le long de la rivière d'Uibărești dans la partie ouest du sommet de Grohot-Tomnatic. La présence du pont naturel de Grohot dans le périmètre de ces gorges met en évidence leur origine typique de capture souterraine.

Les gorges de Galbena représentent la forme la plus impressionnante de ce genre des Monts Apuseni. Elles ont pris naissance par suite d'un processus prolongé d'évolution endokarstique des eaux qui constituent actuellement le cours de Luncșoara, aussi bien que de celles qui drainent le bassin endoréique de Padiș—Cetățile Ponorului. Le rythme accéléré de l'évolution dû au grand potentiel dénudatif de la rivière, a conduit à l'approfondissement du talweg, et à l'éloignement des parois de la galerie, facteur déterminant dans l'effondrement de la voûte de cette galerie.

Les gorges de Someșul Cald se sont formées dans la partie nord-est du karst des Monts Bihor par l'intersection de la rivière du même nom avec les calcaires jurassiques de la zone. Leur genèse est étroitement liée aux processus de pénétration sous terre des eaux organisées sur le versant nord du sommet de Măgura Vinătă. L'évolution souterraine de grande ampleur peut être observée et prouvée par l'existence des Cetățile Rădesei — tunnel souterrain naturel de 212 m de longueur —; une relique de l'ancienne grotte qui part l'effondrement, a généré les gorges actuelles. Les „fenêtres“ de la voûte de la galerie attestent une imminente tendance de parachèvement du processus de modelage de la forme respective.

Il faut souligner le fait que, dans la genèse des gorges de capture karstique souterraine, le facteur hydrologique n'est pas le seul responsable de leur formation. Les processus de gravitation et la tectonique active des masses calcaires s'y joignent dans une proportion qui varie d'une forme à l'autre. Ils définitivement l'apparition de la forme en soi.

Les gorges antécédentes. L'antécédence est un processus fréquemment invoqué dans l'explication de la genèse des vallées transversales carpatiques. Il est cependant très difficile de préciser son poids dans le modelage des gorges. La difficulté provient de l'impossibilité de préciser strictement l'intervalle de temps dans lequel les montagnes se sont formées et le réseau hydrographique a été influencé par leur soulèvement. La morphologie des gorges ne garde pas des traces spécifiques de ces étapes d'approfondissement accéléré, les profils transversaux étroits, propres aux phases d'évolution rapide, étant élargis ultérieurement par l'action des facteurs extérieurs. En outre, les processus de soulèvement ont eu une durée déterminée, en dehors de laquelle les vallées ont évolué sous l'influence d'autres causes. Par la suite, le nombre de formes considérées d'origine antécédente (ou avec une participation majeure de l'antécédence) est beaucoup plus petit, en ne comprenant que les gorges de Intregalde et Feneș.

Les gorges d'Intregalde sont considérées par Argeșel (1977) comme le résultat des processus de capture de surface. En ce qui nous concerne, nous considérons ces gorges comme antécédentes, les mouvements de soulèvement des chaînes montagneuses du miocène n'arrivant pas à orienter le cours de Galda en d'autres directions. La morphologie

des gorges ne justifie pas une genèse par capture souterraine, le profil extrêmement large dans la partie supérieure et rétréci progressivement vers la base attestant une évolution sous-aérienne prolongée. Dans le profil transversal des gorges apparaissent une série de niveaux qui se raccordent altimétriquement sur les deux versants, ce qui pourrait correspondre à autant de phases d'approfondissement. Il reste encore à établir si cet approfondissement est dû aux mouvements de soulèvement de la barre calcaire ou s'il a été déterminé par le jeu du niveau de base, respectivement par les subsidences du couloir de Mureș. Les mouvements de la zone ayant le plus souvent un déroulement compensatoire, le phénomène d'antécédence ne doit pas être mis en doute.

Les gorges de Feneș se sont développées dans la zone de soulèvement altimétrique maximum de la barre calcaire des Monts Trascău. Elles séparent les plus hauts massifs du groupe montagneux (Corabia, 1307 m et Dîmbău, 1369 m). La rivière de Feneș a conservé, malgré tous ces mouvements de soulèvement, son cours initial en sculptant les gorges antécédentes actuelles (Argeșel, 1977).

Les gorges de subsidence périphérique. À l'encontre des gorges analysées ci-dessus, où le facteur génétique déterminant peut être identifié facilement, il y a une catégorie de gorges qui ne peuvent pas être mises sur le compte de l'épigenèse, des captures souterraines ou de l'antécédence. Ce sont les gorges résultées de l'approfondissement normal des réseaux hydrographiques dans les dépôts carbonatés. Le rythme de cet approfondissement n'a pas été dicté, comme dans le cas de l'antécédence, par le soulèvement des massifs montagneux, mais par la descente accentuée des zones périphériques, des bassins de sédimentation, équivalentes à des niveaux de base locaux. De tels réseaux sont, en premier lieu, ceux des Monts Pădurea Craiului, une zone montagneuse qui a subi moins de soulèvements tectoniques, mais qui est flanquée par les deux bassins dépressionnaires — de Beiuș et de Vad-Borod — caractérisés par des affaissements d'ampleur. Nous avons affaire dans ce cas à un phénomène opposé à l'antécédence, mais avec le même résultat morphodynamique : l'intensification de l'érosion profonde par l'augmentation de la pente du profil longitudinal des rivières en question.

L'influence de la subsidence du bassin néogène de Beiuș sur le modelage des gorges est facilement décélable dans la configuration des secteurs de gorges le long des vallées de Peștera (Meziad), Lazuri, Cuților, Albioara Vida et Topa-Rîu (les gorges de Corbești) : un arc de cercle ayant la convexité vers l'ouest (l'ancien sens de drainage des réseaux en question — Rusu, 1979) et avec les secteurs inférieurs courbés vers le sud-est, vers le bassin de sédimentation respectif. Les glacis existants au débouché des rivières dans la base dépressionnaire témoignent du rythme accéléré d'approfondissement des vallées de surface comme suite de l'abaissement du niveau de base local.

Parmi ces formes, les gorges de Vida se détachent nettement avec une longueur de 10 km (les plus longues gorges des Monts Apuseni) et une profondeur de 125—250 m. C'est à cause de la pente réduite du ruisseau (0,915‰) que les gorges sont fortement méandrées, ayant un

coefficient de sinuosité de 1,03. On remarque aussi l'étroitesse du profil transversal, fait qui dénote leur jeunesse.

Dans le cas des gorges d'Albioara, leur évolution a été interrompue à cause d'une succession de captures karstiques, qui ont fini par l'ouverture de l'actuel ponor de la vallée de Runcșor, la vallée primaire restant en relief comme une forme fossile exposée seulement aux processus de versant.

A peu près sans exception, les vallées tributaires de Crișul Repede s'approfondissent progressivement vers la zone de confluence, indifféremment si elles traversent des formations karstifiables ou non-karstifiables. Cet approfondissement a été dicté par la présence dans le voisinage du bassin de sédimentation de Vad-Borod et finalement par le niveau de base local, représenté par le Crișul Repede.

L'évolution des affluents de Crișul Repede dans les calcaires de la partie nord des Monts Pădurea Craiului a conduit à l'individualisation des gorges de Mișid, Brătcuța et Boiu. Elles sont moins imposantes que les formes de la bordure sud, à cause du potentiel dénudatif plus limité des rivières qui les ont modelées.

Le profil longitudinal de la vallée de Boiu présente, dans le périmètre des gorges, de nombreux seuils rocheux et cascades, tandis que les gorges de Mișid, temporairement actives, se trouvent dans un stade avancé de maturité fait refléter par la désorganisation accentuée due aux captures souterraines, du réseau hydrographique primaire.

A l'encontre des vallées de Boiu et de Mișid, les gorges de Brătcuța ont un développement plus avancé. Elles se déploient à peu près en ligne droite, présentent d'importants cônes d'éboulis et sont traversées par un cours d'eau à caractère permanent, dont le débit est doublé par les eaux de quelques drainages souterrains provenant des bassins hydrographiques limitrophes.

On remarque que presque tous les secteurs de gorges des Monts Pădurea Craiului sont dépourvus d'affluents sous-aériens à caractère permanent et n'ont que peu d'affluents temporairement actifs. En échange, les vallées dolinnaires suspendues et les ouvaies, nées le long de quelques affluents très courts, sont très fréquentes.

En ce qui concerne le sens d'évolution, on peut supposer que dans les conditions géomorphologiques et climatiques actuelles, les points de capture karstique des cours d'eau continueront à avancer vers les sources, jusqu'au contact avec les surfaces non-karstifiables, en privant les principaux collecteurs d'un écoulement épigé normal, ce qui conduira à leur mise hors de l'action de l'érosion fluviale.

BIBLIOGRAPHIE

- FICHEUX R. (1971) — *Autour de la Cheia Turzi*. Studia Universitatis Babeș-Bolyai, 2.
MARTONNE EMM. de (1922) — *Résultats des excursions géographiques*. Lucr. Inst. Univ. Cluj, I.

- POPESCU ARGÈSEL I. (1977) — *Munții Trascăului*. Edit. Academiei RSR, București, 174 p.
- RUSU T. (1979) — *Carstul din Munții Pădurea Craiului*. Teză de doctorat, Cluj-Napoca.

TIPURI GENETICE DE CHEI DIN CARSTUL MUNȚILOR APUSENI

Rezumat

În morfologia majoră a carstului din Munții Apuseni, cheile se înscriu ca forme caracteristice prin numărul lor apreciabil, dezvoltarea spațială și varietatea tipurilor morfologice. Luînd în discuție acest ultim aspect, au fost deosebite patru categorii de chei și anume: epigenetice, de captare carstică subterană, antecedente și chei de subsidență periferică.

Tipul cel mai reprezentativ este cel al cheilor epigenetice, larg răspîndite mai ales în Trascău și Metaliferi. Cauza rezidă în condițiile favorabile desfășurării proceselor epigenetice întîlnite aici.

Lucrarea aduce precizări de natură morfogenetică în ceea ce privește cheile de captare carstică subterană, precizîndu-se faptul că în carst este greu realizabilă o captare clasică (prin avansarea regresivă a rîurilor), ea fiind substituită de captările carstice subterane și modelarea unor peșteri care, prin intermediul subsăpărilor și proceselor gravitaționale se transformă în chei spectaculoase.

De asemenea, se definește un tip de chei și anume cheile de subsidență periferică, unde adîncirea rîurilor în masivele calcaroase s-a datorat în principal coborîrii accentuate a zonelor periferice, respectiv a nivelelor de bază locale. În această categorie au fost înglobate cheile de Munții Pădurea Craiului unde scufundarea bazinelor sedimentare limitrofe, ale Beiușului și Vad-Borodului, au dus la creșterea pantei profilului longitudinal al rîurilor, respectiv la adîncirea accentuată a acestora în calcarele zonei montane.

Address of the authors: dr. Pompei COCEAN, dr. Teodor RUSU, *Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Clincilor 5, 3400 Cluj-Napoca, România.*

LE MASSIF DE PIATRA CRAIULUI

GENÈSE ET ÉVOLUTION DES TORRENTS DES VERSANTS NORD-OUEST ET NORD ; GLACIATION PLÉISTOCÈNE

PAR

T. CONSTANTINESCU

On relève le fait que les torrents creusés sur les versants nord-ouest et nord du massif de Piatra Craiului sont des formes spécifiques de cette unité, montagneuse. Pour ces formes, non encore signalées dans la littérature géographique roumaine, l'auteur propose la dénomination de „vlădușcă”. On signale, aussi, pour la première fois, le phénomène de la glaciation dans le massif de Piatra Craiului.

Le massif de Piatra Craiului, individualité géographique des Carpates roumaines (Carpates de Courbure), se caractérise par une série de particularités, dont la morphologie d'ensemble s'impose à la première vue : une crête calcaire arquée sur une longueur d'environ 20 km, orientée NNE—SSO, ayant des altitudes de plus 2000 m et des pentes dépassant 35°. Entouré d'unités de relief d'une déclivité beaucoup plus réduite qu'il domine de 500—1000 m, c'est là un massif montagneux parfaitement individualisé.

Du point de vue géologique, le massif de Piatra Craiului représente le flanc occidental du synclinal du même nom (ONCESCU, 1943), constitué de calcaires kimmeridgien-tithoniques, d'une épaisseur de 300—1200 m et de conglomérats d'âge aptien-vraconien-cénomaniens, de 600—700 m d'épaisseur (POPESCU, 1967).

Morphologiquement, Piatra Craiului est un *synclinal perché*, redressé en grande partie à la verticale, ayant un évident caractère de *hogback* (MICALEVICH-VELCEA, 1961).

Parmi les nombreuses particularités de ce *hogback* (CONSTANTINESCU, 1980) nous ne mentionnons que deux :

a) les calcaires occupent la partie supérieure du massif et mettent en évidence une stratification extrêmement accentuée (*c'est la zone calcaire ayant la plus intense stratification de Roumanie*) ; l'inclinaison des couches augmente vers le N ; au S l'angle d'inclinaison est 35—40°, tandis qu'au N de 100—110° (couches renversées).

b) le versant occidental est constitué seulement de calcaires, qui présentent, dans la plus grande partie, une position verticale ou presque verticale (Fig. 1) et une très grande fragmentation, représentatif dans ce sens étant le secteur nordique, c'est à dire le versant nord-ouest.

Ce secteur est traversé par des torrents qui présentent une grande densité ; il s'agit en fait de la plus fragmentée zone calcaire de Roumanie (la densité de la fragmentation dépasse 7 km/km^2). En plus de cet aspect d'ensemble, qui s'impose dans le paysage, les torrents présentent aussi une morphologie spécifique : le profil longitudinal a une déclivité moyenne dépassant 40° et présente de nombreuses ruptures de pente (dénommées „săritori“), formées sur les têtes des couches, emplacées en position verticale ou presque verticale ; il s'agit des vallées courtes ($1,0\text{—}1,5 \text{ km}$), tout leur trajet se développant dans les calcaires ; le profil transversal est semblable à une „V“ largement ouverte à la partie supérieure, mais ayant des parois verticales ($80\text{—}90^\circ$) à la partie inférieure (les torrents apparaissent comme des formes négatives, fortement approfondies dans les calcaires) ; de nos jours toutes ces vallées sont sèches, l'écoulement sous forme de rivière ne se manifestant qu'à titre exceptionnel (en cas de pluies torrentielles).

Ces caractéristiques et d'autres de nature tectono-structurale, identifiées en terrain, n'ont pas été sans nous permettre de déduire la genèse et l'évolution des torrents.

En premier lieu, nous mentionnons que tous les torrents se sont formés sur les discontinuités tectoniques (d'aclases ou failles, aspect mis partiellement en évidence par la carte géologique à l'échelle 1/50.000).

En second lieu, les traits mentionnés nous permettent d'affirmer qu'il y a eu sur le trajet des actuels torrents de petits cours souterrains et des grottes de faibles dimensions, emplacés de règle à proximité de la surface topographique. Le phénomène a eu une intensité maximale dans les périodes humides et chaudes du Pléistocène, alors que les petites grottes ont été détruites par l'effondrement du plafond, pour faire place à une vallée à parois verticales (une gorge) et à une rupture de pente ou „săritoare“ (Fig. 2). La dégradation des grottes a été l'œuvre simultanée des processus karstiques et périglaciaires (gélifraction et nivation) et des autres forces de modelage, le rôle essentiel revenant aux premières.

Le phénomène mentionné, surtout la karstification, présente aujourd'hui une intensité extrêmement réduite du fait de l'absence des cours d'eau permanentes. En revanche dans la Pléistocène, l'existence des cours d'eau était assurée par la fonte des glaciers de cirque. Car, à l'encontre des opinions émises jusqu'à présent, nous considérons que sur les versants nord-ouest et nord il y avait des modestes glaciers de cirque.

Ultérieurement, la morphologie des cirques glaciaires a été fortement modifiée par l'action conjuguée des processus périglaciaires et karstiques, mais aujourd'hui encore il y a certains indices, directs ou indirects, qui trahissent l'existence du phénomène.

a) La littérature géographique roumaine considère que du fait de la morphologie du massif, c'est à dire de sa forme de crête, l'installation des glaciers dans Piatra Craiului n'a pas été possible. Cette affirmation tient compte aussi de ce qu'aujourd'hui il n'y a pas de relief glaciaire.

La connaissance de l'évolution du massif nous fait considérer qu'au début du Pléistocène la partie supérieure de Piatra Craiului se présentait

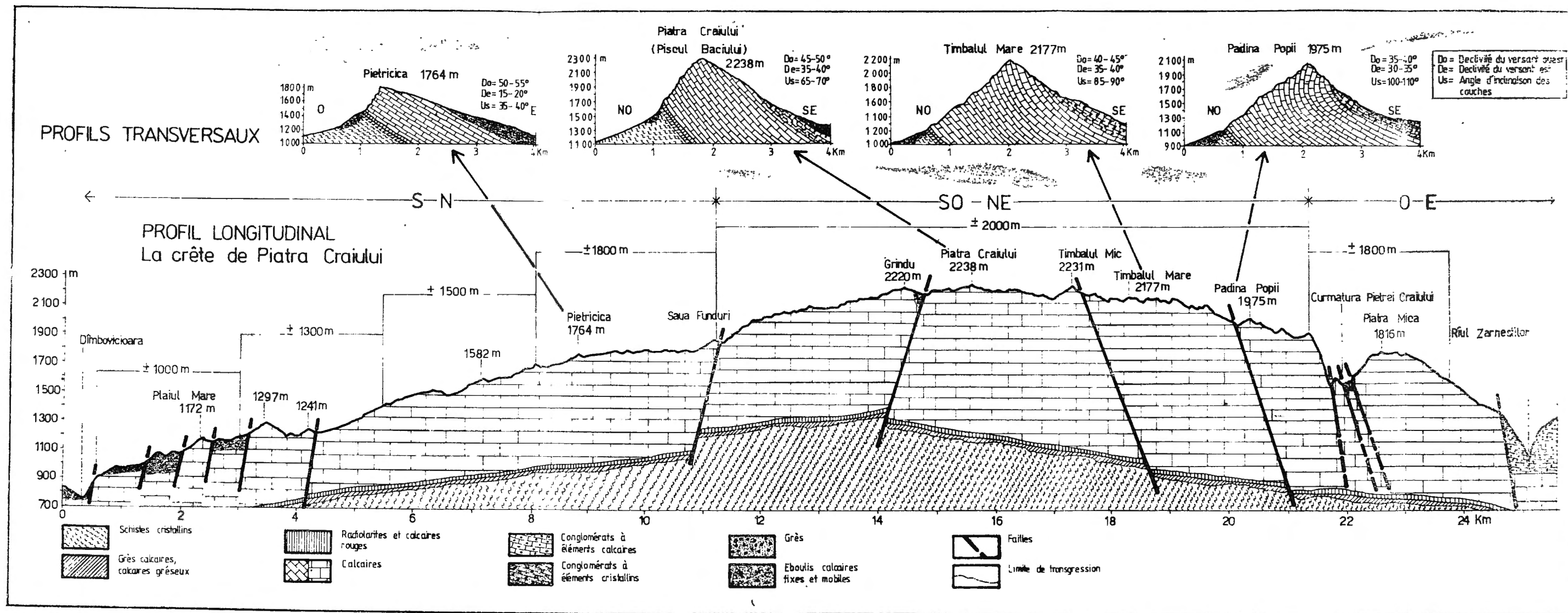


Fig. 1. Le Massif de Piatra Craiului; profils transversaux (dessus) et profil longitudinal de la crête (dessous).

que les glaciers de cirque, par leur forme, représentaient des sources d'eau qui formaient des cours permanents (superficiels et souterrains), déterminant une évolution comme celle présentée dans la Fig. 2.

c) Les bassins de réception du N sont suspendus, tandis que ceux du S ne présentent pas ce caractère.

sous la forme d'une surface d'érosion étroite (ayant une déclivité beaucoup plus réduite que celle d'aujourd'hui), qui permettait l'installation des petits glaciers de cirque. L'existence d'une ancienne surface est attestée par le niveau de ± 2000 m, assez évident aujourd'hui dans la partie septentrionale, qui de par ses traits tectono-structuraux a présenté dès le commencement une prédisposition au nivellement par rapport à la zone méridionale. Ceci veut dire que l'unique cause invoquée, qui excluait l'installation des glaciers n'est pas conforme à la réalité. Autant dire, que la formation des glaciers était non seulement possible, mais même obligatoire, vu que dans tous les massifs voisins de grande altitude (Făgăraș, Iezer-Păpușa, Bucegi) il y avait des glaciers développés.

Les pentes très grandes du hogback n'ont pas permis la formation des glaciers de vallée, de sorte que dans le massif de Piatra Craiului il n'y avait que des glaciers de cirque.

b) *L'approfondissement beaucoup plus prononcé des torrents dans la partie nord par rapport à ceux du sud.* Le trait mentionné porte aussi bien sur les canaux d'écoulement que sur les bassins de réception.

Le phénomène est sans doute aussi l'effet d'une prédisposition structurale (au N les torrents ont le caractère des vallées conséquentes-subséquentes ou subséquentes-conséquentes, tandis qu'au S des vallées obséquentes), mais l'approfondissement si accentué ne peut être mis qu'au compte d'un régime de rivières permanentes. Ce phénomène, à son tour, ne peut être expliqué que par l'existence des sources d'alimentation d'eau de type glaciers, évidemment dans les périodes de fonte de ceux-ci.

L'approfondissement pendant l'Holocène, dû à l'eau provenue de la fonte des neiges accumulées dans la partie supérieure, dans les actuels bassins de réception, est exclu, vu que celle-ci s'infiltre à l'intérieur du massif ou se perd par évapotranspiration, dans une proportion de 90 %. Les recherches, effectuées le long de plus 10 années ont abouti à la conclusion que l'écoulement superficiel, dans la période actuelle, est plus grand dans la partie méridionale, dû à la position des couches et à la pente plus prononcée; au S les couches présentent une inclinaison ouest-est sous un angle de $40-55^\circ$, les valeurs des pentes étant de $50-55^\circ$ et au N les couches sont presque verticales ou même verticales, les pentes ayant seulement $34-40^\circ$ d'inclinaison (Fig. 1). Nous rappelons que la position verticale des couches favorise l'infiltration des eaux (CONSTANTINESCU, 1980).

Par conséquent, à l'étape holocène, (postglaciaire) les torrents méridionaux ont connu un approfondissement plus avancé que ceux du nord. Contrairement à cette action, les torrents du nord sont aujourd'hui beaucoup plus enfoncés dans la masse de calcaire. Il en résulte que cet approfondissement est d'âge antéholocène, c'est à dire pléistocène, alors que les glaciers de cirque, par leur fonte, représentaient des sources d'eau qui formaient des cours permanents (superficiels et souterrains), déterminant une évolution comme celle présentée dans la Fig. 2.

c) *Les bassins de réception du N sont suspendus*, tandis que ceux du S ne présentent pas ce caractère.

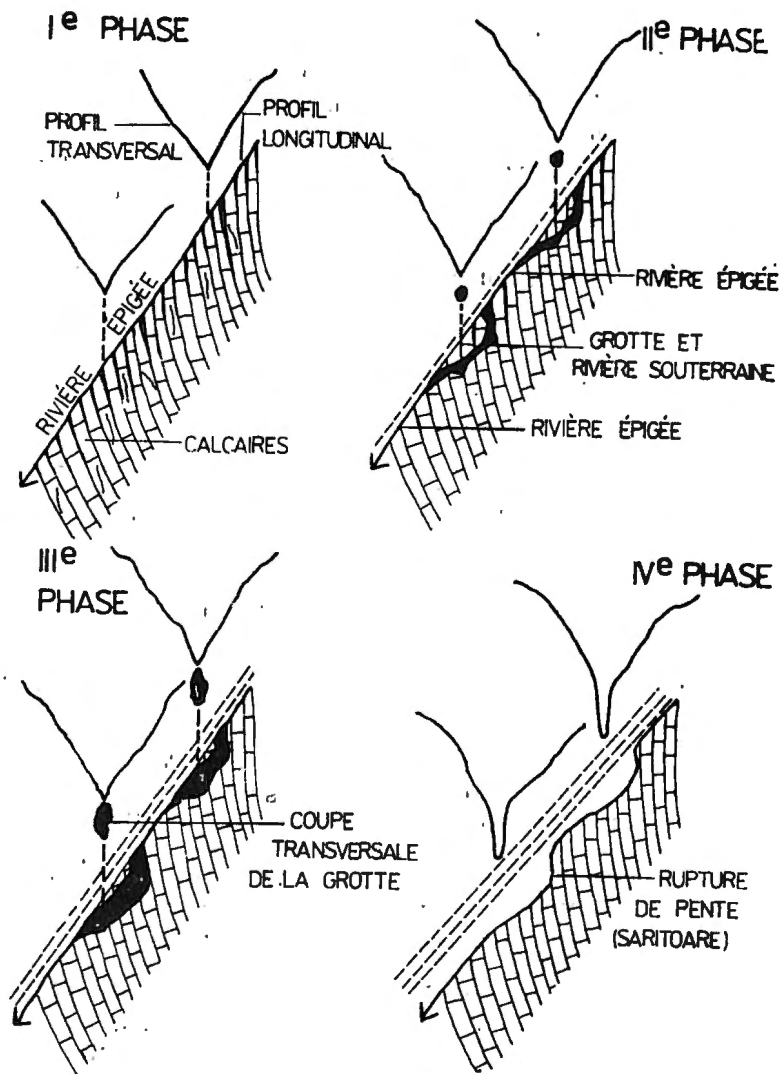


Fig. 2. Évolution des torrents pendant la fonte des glaciers de cirque (Pléistocène). I^e phase — rivière épigée. II^e phase — la formation des rivières souterraines et des grottes. III^e phase — agrandissement des grottes. IV^e phase — effondrement du plafond des grottes et formation des ruptures de pente (saritori) et des gorges.

Bien que la morphologie spécifique des cirques glaciaires ait été „supprimée“ dans la majorité des cas, il y a quand même des bassins dont la morphologie rappelle celle des cirques glaciaires (représentatif dans ce sens étant „Căldarea Ocolită“).

En guise de conclusion il faut préciser qu'à cause de la forte détérioration postglaciaire ces formes de relief ne peuvent pas être nommées

cirques glaciaires. Du point de vue génétique, elles sont le résultat d'une activité complexe (glaciaire-karstique-périglaciaire). Nous proposons pour cette forme la dénomination de „bassin structural-polygénétique“.

En revenant aux torrents (les formes principales) on peut affirmer en toute certitude qu'ils sont de nature *polygénétique* (karstique-périglaciaire-glaciaire), développées sur un fond litho-structural favorable (calcaires intensément stratifiés et les couches en position verticale). En essence, la karstification s'est manifestée de préférence lors du creusement des vallées (torrents), tandis que les processus périglaciaire lors de leur élargissement; l'action des glaciers s'est fait ressentie uniquement dans le cadre des bassins de réception (bassins structural-polygénétiques).

L'évolution des torrents, anticipée déjà, est elle aussi assez compliquée. Le modelage d'ensemble, présenté dans la Fig. 2, est en fait une „combinaison“ entre l'évolution d'une vallée aveugle et celle d'une vallée reculée.

En faisant la synthèse, il est permis de considérer que du point de vue morphogénétique les torrents analysés constituent un type de vallée à part, non encore signalé dans la littérature géographique roumaine, pour lequel nous proposons la dénomination de „vlădușcă“ ou „torrent de type vlădușcă“, d'après le nom d'un des plus représentatifs torrents du versant nord-ouest.

Succinctement, *vlădușca* peut être définie comme suit : torrent développé en calcaires, dont le bassin de réception (bassin structural polygénétique) est un ancien cirque glaciaire et le canal d'écoulement, fortement approfondi, est largement ouvert dans la partie supérieure et très étroit et vertical à la partie inférieure ; il présente des traits tectono-structuraux évidents, ayant un caractère polygénétique, karstique-périglaciaire-glaciaire (Fig. 3).

Dans un sens plus large, il se caractérise ainsi : torrent (vallée) structural-polygénétique (karstique-périglaciaire-glaciaire), développé le long de tout son trajet en calcaire ; le profil longitudinal court (1,0—1,5 km), présente une déclivité moyenne dépassant 40° et de nombreuses ruptures de pente (săritori), formées sur les têtes des couches, située en position verticale ; le profil transversal a la forme d'une „V“ largement ouverte à la partie supérieure, mais présentant des parois verticales dans la partie inférieure ; il est axé sur une faille ou diaclase.

Au traits mentionnés ci-dessus il faut ajouter encore trois caractéristiques géographiques :

- ces torrents (vallées) présentent dans le massif de Piatra Craiului le plus large et typique développement en Roumanie ;
- l'ensemble des ces torrents et des crêtes qui les séparent, constitué un type de paysage unique en Roumanie ;
- étant donné que le creusement de „vlădușcă“ est en essence une action karstique, nous considérons ce type de torrent, comme une forme exokarstique, spécifique du massif de Piatra Craiului.

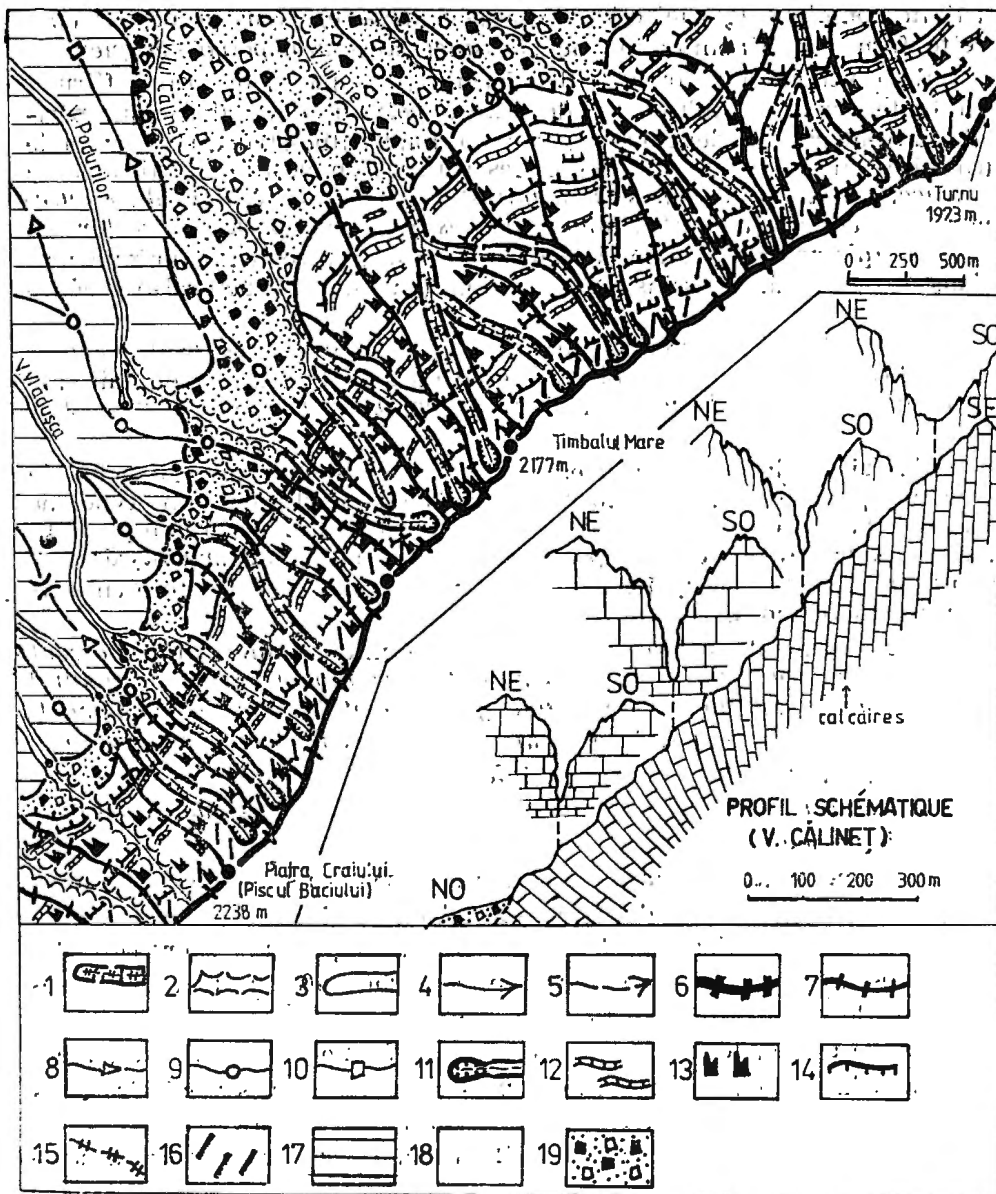


Fig. 3. — La carte morphologique du versant nord-ouest. 1. Vlădușcă (Torrent de type vlădușcă); 2. Torrent développé en calcaires; 3. Vallée développée en schistes cristallins; 4. Rivière permanente; 5. Rivière temporaire; 6. La crête de Piatra Craiului; 7. Crête secondaire; 8. Interfluve aigu; 9. Interfluve arrondi; 10. Interfluve aplati; 11. Bassinet structural-polygénétique; 12. Terrasse structural-polygénétique (dénommée „Bfriuri”); 13. Relief résiduel; 14. Abrupt calcaire; 15. Rupture de pente (sărtoare); 16. Lapiés de stratification; 17. Schistes cristallins; 18. Calcaires; 19. Eboulis calcaires.

BIBLIOGRAPHIE

- CONSTANTINESCU T. (1980) — *Le karst de Piatra Craiului. Particularités de la genèse et de l'évolution du karst. Note I.* Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, 19, p. 203—217.
- ONCESCU N. (1943) — *Région de Piatra Craiului — Bucegi. Etude géologique.* An. Inst. Geologic al României, 22, p. 1—124.
- POPESCU I. (1967) — *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a masivului Piatra Craiului.* D.S. Com. Stat. Geol. 52, p. 157—176.
- MICALEVICH-VELCEA V. (1961) — *Piatra Craiului. Considerații geomorfologice,* Anal. Univ. București, 27, p. 64—78.

MASIVUL PIATRA CRAIULUI
GENEZA ȘI EVOLUȚIA TORENȚILOR DE PE VERSANȚII
NORD-VESTIC ȘI NORDIC ; GLACIAȚIUNEA PLEISTOCENA

Rezumat

Piatra Craiului se remarcă prin forma sa de creastă calcaroasă extinsă pe circa 20 km, orientată NNE—SSV. Masivul prezintă o serie de particularități geografice, dintre care 2 sînt tratate în lucrarea de față.

Se precizează astfel că torenții ce „brăzdează“ versanții nord—vestic și nordic au o morfogeneză aparte. Puternic adînciți în masa de calcar ei sînt în esență efectul unui complex modelator de natură carstică—periglaciară—glaciară. Trăsăturile lor evidențiază un tip de torent, încă nesemnlat în literatura geografică românească pentru care se propune denumirea de „vlădușcă“ („torentul tip vlădușcă“). Întrucît adîncirea vlăduștilor este, în esență, o acțiune carstică, autorul le consideră ca forme exocarstice, specifice Pietrei Craiului.

A doua problemă se referă la glaciațiunea pleistocenă. Contrar părerilor emise pînă la această dată, în lucrare se arată că pe versanții nord—vestic și nordic au existat mici ghețari de circ. Deși morfologia lor a fost distrusă aproape total de puternica acțiune conjugată carstificare—periglaciație, totuși, există unele indicii directe sau indirecte, care trădează manifestarea fenomenului.

Address of the author : Traian CONSTANTINESCU, Institutul de Speologie „Emil Racovitza“, Str. Mihail Moxa 9, 78109 București 12, România.

SUR LES MÉANDRES DE LA PEȘTERA VINTULUI (MONTS PĂDUREA CRAIULUI)

PAR

M. ȘERBAN

On décrit les méandres du niveau de karstification correspondant au premier étage de la Peștera Vintului de Șuncuiș (département de Bihor), dont la morphologie comporte des indices sur l'existence d'une ondulation verticale de la galerie primaire similaire au modèle établi par Deike (1967) dans la Mommoth Cave. L'ondulation verticale, analogue aux méandres horizontaux, est toujours une forme due au facteur hydrodynamique de la spéléogénèse.

1. INTRODUCTION

La ressemblance entre les méandres des grottes et ceux épigés a été reconnue par TROMBE (1952, p. 74), FINOCCHIARO (1956), CHOPPY (1957) et MUGNIER (1961). KADAR (1955) explique la genèse des méandres fluviaux par l'effet de l'équation de Helmholtz, qui donne le changement rythmique, dû au frottement, de la vitesse d'écoulement d'un fluide.

Dans la même période de temps, l'équipe de l'Institut de Spéologie de Cluj a exploré la grotte de Șesuri (département d'Alba) et la Peștera Neagră din Groapa de la Barsa (département de Bihor) (ȘERBAN et al., 1957), puis la Peștera cu Apă din Valea Leșului (département de Bihor) (VIEHMANN et PLEȘA, 1959) et a fait des observations sur les méandres, les vagues d'érosion et la voûte plane-horizontale, en arrivant à la conclusion que ces formes ont un déterminisme hydrodynamique (VIEHMANN et ȘERBAN, 1961), (ȘERBAN et VIEHMANN, 1961, 1963). Le problème de la genèse de la voûte plane-horizontale a été repris par COCEAN (1975, 1979 a), qui confirme la relation entre celle-ci et le niveau de base local, tel que JAKUCS (1956) l'a également montré.

Après les premiers essais de LEHMANN (1932) d'appliquer la mécanique des fluides aux eaux souterraines, le progrès dans la résolution de ce problème a été marqué par RUDNICKI (1960) et par WHITE et WHITE (1970), qui montrent que la mécanique des fluides peut être appliquée aux conduites souterraines à surface libre et que la turbulence de l'écoulement, à côté de l'agressivité de l'eau karstique, donnent naissance aux *vagues d'érosion*. Ce terme, dû à RENAULT (1961), est impropre, car un tel microrelief ne se produit pas en l'absence d'une solution agressive. Nous allons donc employer le terme de *vagues de corrosion*, en consensus avec CORBEL (1963) (scallop, flute en anglais).

Une forme particulière de géométrie hydraulique des conduites souterraines a été découverte par DEIKE (1967) dans une galerie de Mammoth Cave. Sur 1000 m de longueur, les coupes transversales de la galerie alternent entre une conduite elliptique et un cañon rectangulaire. Le relevé exact du profil longitudinal a montré l'existence d'une ondulation verticale avec une amplitude de 1,5—3 m et une longueur d'onde de 300 m, dans laquelle les sections elliptiques occupent des positions basses et celles rectangulaires des positions hautes. À partir de la longueur des vagues de corrosion, on a pu établir le fait que les sections elliptiques ont représenté des conduites sous pression, tandis que celles rectangulaires des secteurs de cañons à surface libre.

2. LES MÉANDRES DU PREMIER ÉTAGE DE LA PEȘTERA VINTULUI

Le progrès réalisé à la suite de l'application de la mécanique des fluides aux conduites souterraines nous a déterminé à reprendre dans ce travail les observations que nous avons faites sur les méandres du niveau de karstification représenté par le premier étage de la Peștera Vintului de Șuncuiș (département de Bihor). Ces méandres se trouvent en aval de la Grande Salle, découverte en mars 1959 par l'équipe de l'Institut de Spéologie de Cluj.

La description qui suit sera faite dans le sens géographique. Entre la Grande Salle et la partie méandrée se trouve une galerie à parois fortement corrodées (ȘERBAN et al., 1961, fig. 34). Ces "lapiès" prennent fin au point de station 14 (fig. 1), point à partir duquel apparaissent des vagues de corrosion qui annoncent le premier méandre (fig. 1, A—B). L'indice de développement (I.D.) de celui-ci est de 2,0. Dans la coupe transversale A—B on peut reconnaître trois phases principales d'évolution :

a) une conduite primaire sous pression, rectiligne, à section elliptique, large de 3,5 m et haute de seulement 0,6 m, sa voûte étant à peu près plane ;

b) un élargissement du côté gauche, sur une largeur de 5,5 m, de 2,5 m de profondeur, dans lequel se distinguent clairement deux niveaux de corrosion nettement séparés.

c) un approfondissement vertical de 4 m, sous forme de cañon, marquant le développement horizontal maximum du méandre avec deux niveaux de corrosion bien distincts.

Ces trois phases se répètent avec régularité dans les autres méandres, de sorte que nous avons proposé pour désigner la morphologie particulière créée par cette évolution le terme de *rotonde* (ȘERBAN, 1961).

Sur les 70 m de galerie qui suivent et dont la morphologie est complexe apparaissent à nouveau des lapiès, au delà desquels il y a une succession de trois boucles de méandre, toutes les trois du côté gauche, séparées par des galeries rectilignes (fig. 2). La boucle C—D a l'indice de développement maximum, de 3,2 ; la boucle E—F a un I.D. de 1,4 et la troisième boucle, la plus petite, qui n'est représentée qu'en plan, a l'I.D. de 1,3. Entre les boucles C—D et E—F on a également observé des lapiès.

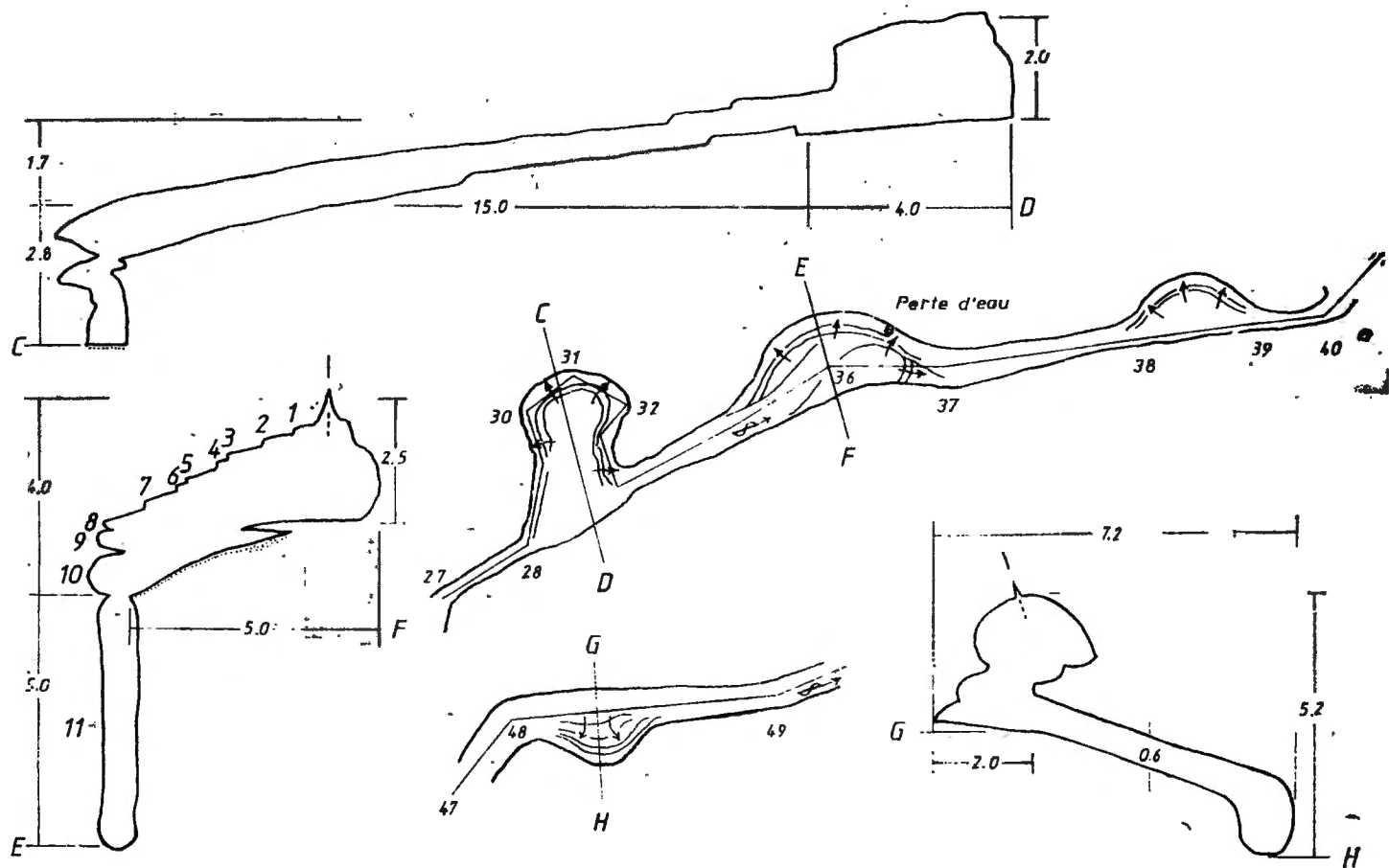


Fig. 2 a. Partie de galerie dans le prolongement de celle de la fig. 1, ayant trois boucles de méandre consécutives, développées du même côté de la galerie primaire. C—D = la boucle ayant le plus grand développement horizontal; E—D = boucle ayant une évolution surtout verticale, qui conserve le plus grand nombre de niveaux de corrosion clairement individualisés.

2 b. Partie de galerie comprenant une boucle solitaire, développée du côté droit. G—H = coupe transversale de la boucle.

qui ont ensemble un I.D. = 1,6. Leurs sections transversales sont semblables entre elles et en même temps avec la boucle G—H, ayant comme élément commun un plus faible approfondissement dans la dernière phase d'évolution, ce qui est en concordance avec le fait que leur activité s'est interrompue plus tôt que dans le cas des méandres situés en amont.

À la base des caractères morphologiques communs que présentent les six méandres décrits ci-dessus (fig. 1—3), nous avons construit la représentation tridimensionnelle d'une rotonde (fig. 4), qui montre : a) une galerie primaire, en principe rectiligne (1—1), formée le long d'une diacalse, celle-ci représentant le facteur tectonique impliqué dans la genèse de la conduite ;

b) une phase d'élargissement de la boucle, accompagné d'un approfondissement progressif (2—2), due à l'action prépondérante du facteur hydrodynamique ;

c) une phase d'approfondissement du méandre, suivie de la constitution d'une perte d'eau à l'intersection de la boucle avec la diacalse (3—3), en même temps que l'approfondissement de tout le drainage du niveau de karstification.

La divergence morphologique des six méandres se manifeste surtout dans la coupe transversale de la conduite primaire. C'est ainsi que sa forme elliptique, très aplatie dans le cas de la boucle A—B (fig. 1), contraste fortement avec le section rectangulaire et haute de la boucle C—D (fig. 2). La conduite primaire de la boucle I—J a une section elliptique de 3 m de largeur et de 1,5 m de hauteur, tandis que la conduite primaire de la boucle suivante est de type cañon, avec une largeur, de 1,2 m et une hauteur de 2 m. Nous mentionnons aussi que les observations faites le long des plus de 300 m de galerie étudiée montrent l'existence d'au moins trois secteurs de lapiès qui alternent avec autant de portions marquées de vagues de corrosion. Les surfaces concaves des lapiès peuvent être identifiés avec les vagues de corrosion de grande longueur, correspondant à des faibles vitesses d'écoulement.

3. DISCUSSIONS

Quoique l'information dont nous disposons soit limitée, nous considérons qu'elle est suffisante pour pouvoir supposer, à la base de l'alternance tant des deux types de coupes transversales de la conduite primaire que des deux formes de microrelief des parois, qu'une ondulation verticale s'est également produite dans le cas de la galerie que nous avons étudiée dans la Peștera Vîntului. La présence d'une telle ondulation doit être d'ailleurs un phénomène général dans les drainages souterrains. Étant donné que l'écoulement en conduites sous pression se déroule surtout dans le plan vertical, l'ondulation de DEIKE (1967) peut être considérée comme une vraie *succession de méandres en plan vertical*. Elle doit prendre naissance toujours comme un phénomène rythmique, décrit par l'équation de Helmholtz, de même que la *succession de méandres en plan horizontal* expliquée par KADAR (1955).

Cette conception trouve un appui dans les observations de VANIN (1973) sur plusieurs galeries méandrées de la grotte d'Inghiotitoio del

La boucle E—F se distingue par le nombre le plus grand de niveaux de corrosion (fig. 2). On peut supposer que ces niveaux représentent l'enregistrement morphologique d'un plus grand nombre de fluctuations

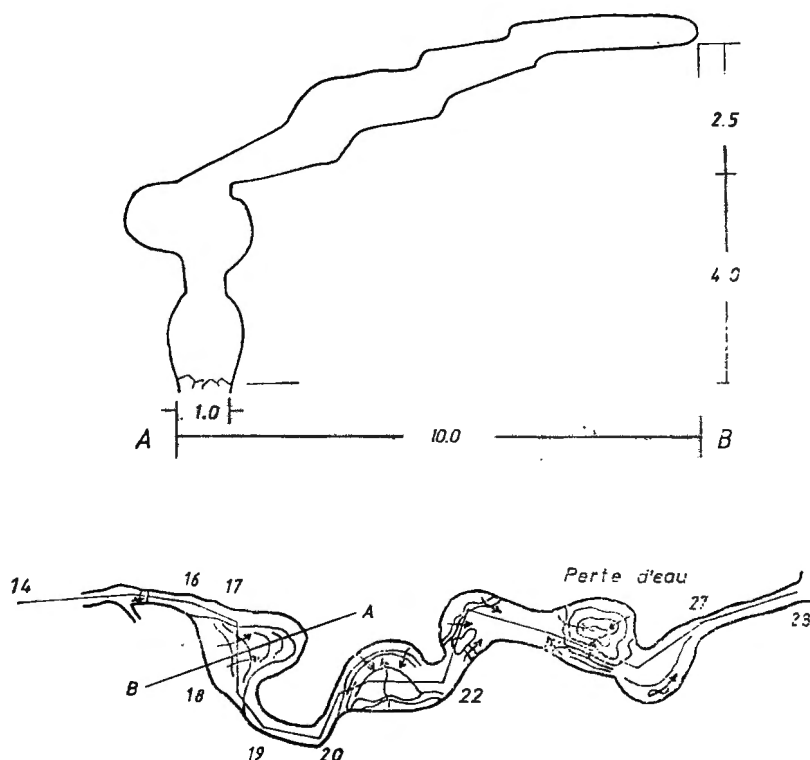


Fig. 1. Partie méandrée de la galerie du premier étage de la Peștera Vintului de Șuncuiș (département de Bihor), en aval de la Grande Salle. Les numéros représentent les points de station du relevé topographique effectué par I. Viehmann en 1959 A—B = coupe transversale de la boucle de méandre développée du côté gauche de la galerie primaire.

paleoclimatiques, dû à une évolution verticale plus rapide de la boucle. L'image photographique de la voûte corrodée de la boucle E—F est reproduite dans l'ouvrage de ȘERBAN et al., (1961, fig. 29).

Avant la boucle C—D et après la boucle E—F se trouvent des pertes d'eau, ce qui prouve que les méandres situés en aval ont eu une plus courte période d'activité que ceux du secteur amont. La perte d'eau placée en aval de la boucle E—F peut expliquer l'évolution verticale plus rapide de celle-ci.

À 114 m en aval de la perte de la rotonde E—F se trouve une boucle située du côté droit, dont l'I.D. est de seulement 1,2, mais dont la morphologie est caractéristique (fig. 2, G—H). Après encore 86 m il y a un méandre typique avec deux boucles alternatives (fig. 3, I—J et K—L)

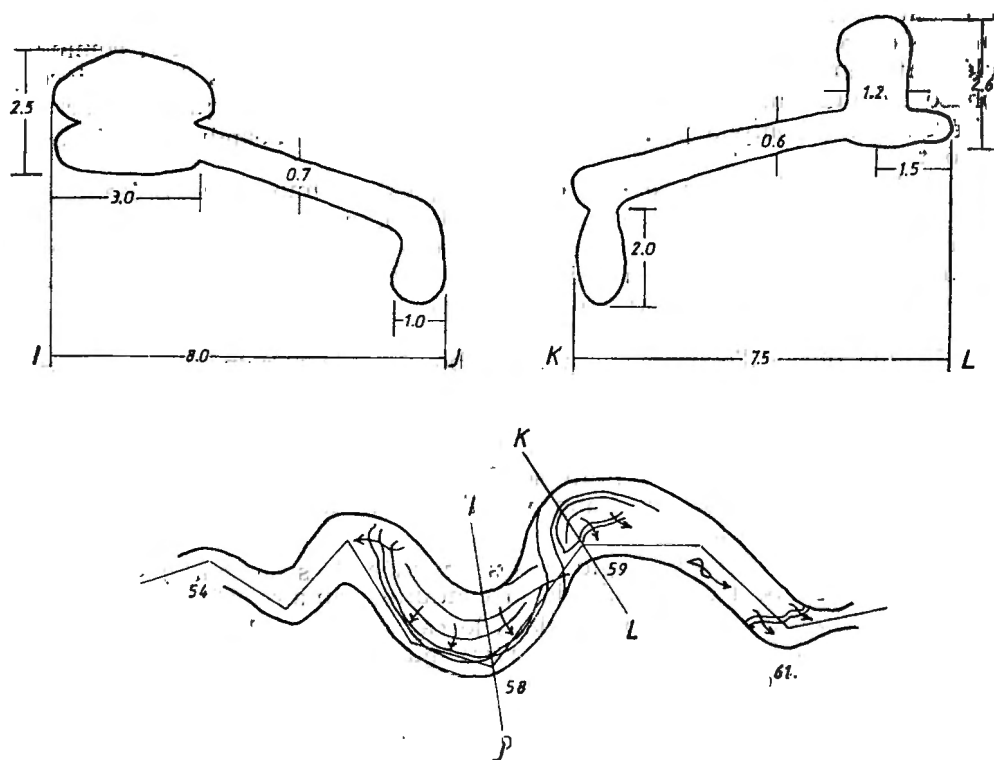


Fig. 3. — Galerie méandree à bouclés alternatifs. I-J = boucle du côté droit; K-L = boucle du côté gauche. La galerie primaire a deux niveaux de corrosion. Sa section transversale diffère d'une boucle à l'autre. Explication dans le texte.

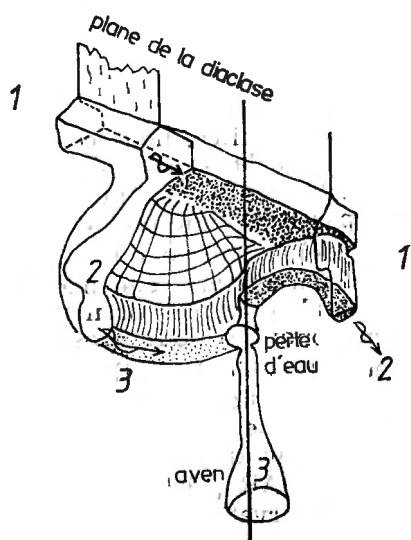


Fig. 4. Représentation tridimensionnelle d'une boucle caractéristique pour les méandres du premier étage de la Pesteră Vintului. Explication dans le texte.

En terminant, nous attirons l'attention sur la nécessité de conserver avec beaucoup de soin tout le patrimoine d'information scientifique que la Peștera Vintului détient dans le domaine de la géologie quaternaire, nécessité dont le poids augmente dans les conditions d'exploration trop intensive à laquelle cette grotte est aujourd'hui soumise.

BIBLIOGRAPHIE

- CHOPPY J. (1957) — *Deux types de méandres souterrains dans L'entre Deux Mers France* — *Speolon*, Oviedo, 7, 1—4, p. 59—66.
- COCEAN P. (1975) — *Sur la genèse de la voûte plane-horizontale de la grotte „Peștera cu Apă din Valea Lășului”*. *Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”*, Bucarest, 14, p. 189—196.
- COCEAN P. (1979a) — *Le voûtes planes-horizontales et le niveau de base karstique*. *Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”*, Bucarest, 18, p. 219—224.
- COCEAN P. (1979b) — *Carstul Munților Apuseni, Studiu de geografie aplicată*. Teză de doctorat la Fac. Biologie—Geografie a Univ. Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- COMAN D. et CRĂCIUN V. (1978) — *Peștera Vintului*. Ed. Sport-Turism, București, 1 hartă, 50 pp. 81 fotografii.
- COMAN D. (1979) — *Essai sur une interprétation écologique de l'origine des grottes*. *Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”*, Bucarest, 18, p. 191—199.
- COMAN D. (1984) — *Carstul peisaj biogeochimic*. *Theoretical and Applied Karstology*, 1, pp. 23—28.
- CORBEL J. (1963) — *Marmites de géants et microformes karstiques*. *Nprois*, 38, p. 121—132.
- DEIKE G. H. (1967) — *The Development of Caverns in the Mammoth Cave Region*. PhD Thesis, The Pennsylvania State Univ., 235 pp.
- FINOCCHIARO G. (1956) — *Morfologia di meandri nella Grotta I di la Val*. *Atti VII Congr. Naz. Speleol. Sardegna, III*, p. 171—176.
- JAKUCS L. (1956) — *Adatok az Aggteleki hegység és barlangjainak morfológiai kájához*. *Bull. Géogr.*, Budapest, 80, 1, p. 25—38.
- JAKUCS L. (1980) — *Karst — produkt biológiai és geológiai*. *Acta Univ. Szegediensis, Acta Geogr.*, Szeged, 20, p. 3—18.
- KADAR L. (1955) — *Das Problem der Flussmäander*. *Abhandl. geogr. Inst. Kossuth Univ. Debrecen*, 21, p. 1—24.
- LEHMANN O. (1932) — *Die Hydrographie des Karstes* — *Enzyklopädie der Erdkunde*, Franz Deuticke, Leipzig, 212 pp.
- MUGNIER C. (1961) — *Distinction entre deux types de galeries en méandre*. — *Act. III Congr. Nat. Spéol.*, Marseille, Spelunca, Mémoires 1, p. 33—37.
- RENAULT PH. (1961) — *Une microforme spéléologique, les vagues d'érosion* — *Spelunca*, Paris, p. 15—25.
- RODŃICKI J. (1960) — *Experimental work on flute development* — *Speologia*, Varsovie, p. 7—12.
- SZILÁGYI A., KÖMIVES E., NAGY I., VARGA A. et KERÉKES K. (1979) — *Peștera Vintului* — *Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”*, Bucarest, 18, p. 259—266, avec une carte.
- ȘERBAN M., COMAN D. et VIEHMANN I. (1957) — *Recherches spéléologiques dans les Monts Apuseni (Roumanie)* — *Ceskoslovensky Kras*, Praha, 10, 1, p. 11—25.
- ȘERBAN M. (1961) — *Die „Rotonda” eine neue Geländeform der unterirdischen Wasserläufe* — *Die Höhle*, Wien, 12, 2—3, p. 115.

- ȘERBAN M et VIEHMANN I. (1961) — *Die Gleichartigkeit der unter- und oberirdischen Wasserläufe* — Die Höhle, Wien, 12, 2—3, p. 115.
- ȘERBAN M. et VIEHMANN I. (1963) — *Shodstvo mejdu podzemnîmi i poverhnostnîmi recinîmi potokami* — Novosti karstovedeniia i speleologii, Moskva, 3, p. 80—81.
- ȘERBAN M., VIEHMANN I. et COMAN D. (1961) — *Grottes de Roumanie* — Ed. Meridiane, București, 39 pp., 143 photographs.
- TROMBE F. (1952) — *Traité de Spéléologie* — Payot, Paris, 376 pp.
- VALENAS L. et JURKIEWICZ A. (1980—1981) — *Studiu complex al carstului din zona Șuncuiș-Mișid (Munții Pădurea Craiului)* — Nymphaea, Oradea, 8—9, p. 311—378.
- VANIN A. (1973) — *L'Inghiottitoio dei Vallicelli* — Rassegna Speleol. Italiana, Como, 25, 1—4, p. 98—125.
- VIEHMANN I. et PLEȘA C. (1958) — *Peștera cu Apă din Valea Leșului, un nou monument al naturii* — Ocrotirea Naturii, București, 3, p. 162—167.
- VIEHMANN I. et ȘERBAN M. (1961) — *Über die Entstehung der flachen und horizontalen Höhlendecken* — Die Höhle, Wien, 12, 2—3, p. 72—73.
- WHITE W. B. et WHITE E. L. (1970) — *Channel hydraulics of free-surface streams in caves* — Caves and Karst, Research in Speleology, Castro Valley, Calif., 12, 6, p. 41—48.

ASUPRA MEANDRELOR DIN PEȘTERA VÎNTULUI (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)

Rezumat

Aplicarea mecanicii fluidelor la conductele subterane (White și White, 1970), suscită un nou interes pentru meandrele din nivelul de carstificare al etajului I din Peștera Vîntului de la Șuncuiș (județul Bihor), asupra cărora am făcut observații în 1959. Se descriu șase bucle de meandru, care au în comun trei faze de evoluție: o conductă primară rectilinie, dezvoltarea unei bucle cu adîncire treptată și o adîncire cu formarea unui canion, pînă la încetarea activității prin constituirea unei pierderi de apă. Caracterele comune pentru acest tip de meandre, denumit *rotondă*, sînt prezentate grafic într-o proiecție tridimensională. Meandrele diferă între ele prin secțiunea transversală a conductei primare care, alternînd de la o formă eliptică la una de canion, sugerează existența unei ondulații verticale similare modelului dat de Deike (1967) din Mammoth Cave.

Pereții meandrelor sînt acoperiți cu valuri de eroziune, microrelief pentru care se propune adoptarea termenului de *valuri de coroziune*. Între meandre, pereții galeriei sînt mai puternic corodați. Alternanța acestui microrelief cu valurile de coroziune este în consens cu ipoteza ondulației verticale. Date similare stabilite de Vanin (1973), într-o peșteră din Italia, permit concluzia că ondulația verticală trebuie să fie un fenomen general al drenajelor carstice, care dezvoltă o *meandrare verticală* în conductele sub presiune, analogă *meandrării orizontale* caracteristică extinderii unei curgeri prin conducte cu fața liberă. Meandrea verticală poate fi explicată ca un efect al ecuației lui Helmholtz, la fel cu explicația dată de Kadar (1955) pentru meandrele fluviale.

Address of the author: Ing. Mihai ȘERBAN — Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Clinicilor 5, 3400 Cluj-Napoca, România.

Vallicelli (Salerno, Italie), par lesquelles il répète jusqu'en détails les constations de DEIKE (1967), mais sans arriver à la conclusion claire de l'existence d'une ondulation verticale, car il n'a pas entrepris un relevé topographique exact du profil longitudinal de la grotte. VANIN ne cite aucun des auteurs compris dans la bibliographie donnée par WHITE et WHITE (1970) et l'analyse de son travail montre qu'il n'a certainement pas connu les progrès réalisés par les chercheurs américains, en arrivant, indépendamment de ceux-ci, à un pas de la découverte de DEIKE. Les données de VANIN sont pourtant éloquentes pour le caractère général des *méandres verticaux*.

Les méandres horizontaux se développent dans la seconde phase de l'évolution karstique, quand le drainage souterrain se déroule dans des conduites à surface libre, mais seulement si le tracé de celles-ci est conditionné par la préexistence d'une sinuosité verticale. En d'autres termes, nous considérons qu'une galerie souterraine méandrée ne peut se développer que dans les endroits où l'ensemble des conditions déterminantes a permis la constitution au préalable d'une ondulation verticale.

L'approfondissement des connaissances sur le rôle du facteur hydrodynamique dans l'évolution des conduits souterrains demande une étude plus détaillée des méandres verticaux et la Peștera Vintului est un objectif très adéquat dans ce but. On doit noter que la partie du premier étage que nous avons étudié se trouve au-dessus du secteur dans lequel se développent les Grands Méandres „Emile Racoviță” du second étage de la grotte. En dehors du plan publié par SZILAGY et al. (1979), de quelques images photographiques dues à COMAN et CRĂCIUN (1978) et des observations faites par COCEAN (1979, b) au sujet de 35 niveaux de corrosion échelonnés sur une hauteur d'environ 30 m, on n'a pas des connaissances exactes sur ces méandres, uniques dans le karst de la Roumanie non seulement en tant que monuments de la nature, mais aussi par leur riche contenu en information paléohydrologique.

Les analyses chimiques ont montré que les eaux de l'exurgence de la Peștera Vintului sont plus agressives dans la saison chaude que dans celle froide (VALENAȘ et JURKIEWICZ, 1980). Ces auteurs trouvent dans la zone de Șuncuiș-Mișid des eaux très acides, avec un fort contenu en sulfates — jusqu'à 412 mg/l —, en attribuant cette minéralisation aux associations pyritiques des couches du lias inférieur. Ces constatations raffermissent les idées de COMAN (1979, 1983) sur la contribution bactérienne dans la karstification, idées qui ont pris naissance à la suite des recherches faites dans la Peștera Vintului. La somme des facteurs agressifs établie par JAKUCS (1980) pour cinq climats différents montre que seulement 7 % de l'acidité des eaux karstiques est donnée par le CO_2 atmosphérique, tandis que 57% est due au CO_2 biogène et 36% aux acides organiques, la totalité des facteurs biogènes étant dominante dans les climats chauds. Ce modèle nous oblige à corriger l'interprétation que nous avons donnée (ȘERBAN et al., 1961) à la signification climatique des niveaux de corrosion, dans le sens que les parties élargies de ceux-ci représentent non pas des périodes froides, mais des périodes d'optimum climatique.

CONSIDÉRATIONS SUR LE KARST D'ISRAËL

PAR

I. VIEHMANN

Le travail présente plusieurs éléments caractérisant le Karst d'Israël, en insistant surtout sur la grotte de Nahal Soreq — le phénomène karstique le plus important de ce pays. Sont également mentionnées les grottes formées en sel et les cavités anthropogènes de Beit Govrin. Les données incluses dans cette note sont le résultat d'un voyage d'études entrepris en octobre-novembre 1982, comme suite d'une invitation de Nature Reserves Authority de Jérusalem.

Les roches karstifiables qu'on rencontre sur le territoire d'Israël couvrent toutes les périodes géologiques entre le miocène et le trias. La répartition la plus large, allant de la frontière nord jusqu'au bord de la Mer Rouge, appartient à ce qu'on appelle le „Groupe de Judée“, représenté par des calcaires, des dolomites et des marnes d'âge cénomanién-turonien.

Le régime climatique qui préside à l'évolution actuelle du relief karstique est de type méditerranéen dans les régions du nord et subtropical dans la partie sud du pays. Le plateau calcaire de Judée, auquel nous allons faire un plus grand nombre de références, se caractérise par un climat sub-tropical de type méditerranéen, faiblement atténué par l'altitude. Les étés sont chaudes et arides, avec une forte insolation et des faibles oscillations thermiques, tandis que les hivers sont tièdes et pluvieux.

Les caractéristiques de ce climat sont illustrées par les données moyennes multiannuelles de Jérusalem (825 m d'altitude). La température moyenne annuelle est de 16,9°C. Les valeurs moyennes mensuelles au-dessus de 20°C s'étendent sur six mois (mai—octobre), dépassant fréquemment 23°C en juillet et août. Les mois les plus chauds de l'hiver sont janvier (8,0°C) et février (8,7°C). Les températures extrêmes oscillent entre —2°C et 36°C (SOHRINA et al., 1959).

La quantité moyenne multiannuelle des précipitations est assez variable, en fonction de l'intervalle pris en considération étant comprise entre 530 et 650 mm. La répartition des précipitations le long d'une année délimite au point de vue pluviométrique deux saisons: une sèche en été et une pluvieuse en hiver. La sécheresse d'été comprend la période mai—septembre, atteignant son maximum en juin-août. La saison pluvieuse proprement-dite dure d'octobre jusqu'en avril et culmine en janvier, quand tombent en moyenne 130 mm de précipitations. Les chutes de neige, quoique rares, ne constituent pas un phénomène météorolo-

gique inhabituel, mais la couche de neige n'est pas persistante. L'humidité relative de l'atmosphère varie en moyenne entre 45% en mai et 75% en janvier (WALTER, LIETH, 1960).

Dans de telles conditions climatiques, les calcaires dénudés et surtout les champs de lapiès sont très fréquents. Presque la moitié de la surface du Karst israélien est couverte de lapiès. Les champs les plus importants se trouvent à l'est de Jérusalem, dans la partie nord du pays près des grottes marines de Rosh-Hanigra, et à l'est de Haïfa. En dehors de leur abondance, ces lapiès se caractérisent par une forte phytocorrosion. On en trouve de très beaux exemples dans le voisinage de Jérusalem, où il y a des lapiès aplatis, avec les cannelures peu profondes.

Malgré l'altitude relativement basse (100—700 m) et l'absence d'un réseau hydrographique actif, le Karst d'Israël comprend un nombre non négligeable de dolines et d'avens. C'est ainsi que, sur le territoire du Parc national Goren, situé au nord de Jérusalem, nous avons visité l'aven de Zar It. Il a une profondeur de 20 m et une largeur de 8 m; ses parois, quoique verticales, sont tapissées d'arbustes de *Ficus* et *Laurus* et son fond, à l'abri de la radiation solaire, est couvert d'une végétation luxuriante. Dans la même zone nous avons également étudié la doline de Sasa, se trouvant dans le voisinage du „Kibutz“ du même nom. La forme classique en entonnoir de cette doline, dont la profondeur est de 10 m, est désorganisée par la présence d'une grotte. La cavité est faiblement descendante et porte sur la 50^e premiers mètres les traces évidentes d'une activité hydrique trahie par une succession de quatre niveaux d'érosion. Mais à la date de notre visite, en novembre 1982, toute la zone était complètement sèche.

Parmi les phénomènes karstiques représentatifs on doit mentionner aussi les gorges de Prazim, situées dans le voisinage des grottes en sel de Har Sedom. Ces gorges représentent plutôt un cañon, qui peut être visité sur une longueur d'à peu près 1 km. Il a un net profil en „U“, avec une largeur de 2—4 m au niveau du talweg pour 20 m de hauteur des parois. Perdu dans une zone désertique, le cañon commence dans les calcaires, traverse des marnes et prend fin en craie, formant la bien connue Grotte de la Farine. Étant placé dans la partie sud du pays, il ne reçoit des précipitations que quelques dizaines de jours par an.

Parmi les cavités souterraines, d'Israël nous avons entrepris des observations dans la grotte d'Atarot, située dans la partie centrale du pays, au sud de la localité de Ramallah, à 800 m d'altitude. Elle a été découverte au cours des travaux d'une carrière de calcaire, à la suite desquels une fenêtre a été ouverte dans la voûte de la cavité. À l'entrée on descend une verticale de 18 m; jusqu'au sommet d'un immense cône de rocaïlles, formé par le matériel stérile de la carrière qui a été précipité dans la cavité, puis encore 12 m jusqu'au niveau d'un talweg fossile. En dépit d'un développement de plusieurs centaines de mètres, le haut degré de colmatage de la grotte rend pratiquement impossible toute observation sur les formations stalagmitiques.

Dans la partie nord de l'Israël, au bord de la Méditerranée, nous avons visité les grottes marines de Rosh-Hanigra. Une diaclase verticale

ouverte dans les calcaires à silex du „complexe de Judée“ a facilité ici la pénétration des eaux de la mer, qui ont excavé une assez vaste cavité. Avec les quelques galeries latérales formées sur la direction de la fissuration secondaire, la longueur de la grotte totalise un peu moins de 100 m. La voûte est tapissée de cupules d'érosion particulièrement grandes, mesurant 45/30 cm et jusqu'à 9 cm de profondeur. Les formations stalagmitiques manquent.

Au sud de la Mer Morte, dans le dépôts pliocènes de sel de Har Sedom, se trouve la Grotte à Cheminées. La cavité est connue sur une longueur de plus de 600 m. Durant les pluies d'hiver, elle est parcourue par un véritable cours d'eau souterrain, auquel s'ajoutent les torrents qui s'écoulent des collines avoisinantes par les cheminées de plus de 30 m de hauteur qui ont emprunté à la grotte son nom. Les formations stalagmitiques sont représentées surtout par des stalactites de type „macaroni“ et par des stalactites excentriques en sel.

Sans qu'il soit question d'un phénomène karstique proprement-dit, nous mentionnons encore le „Labyrinthe des grottes artificielles“ de Beit Govrin, de la partie centrale de l'Israël. Ce labyrinthe est constitué d'environ 4000 habitations souterraines, excavées dans des calcaires cénomaniens sur trois niveaux, jusqu'à plus de 30 m de profondeur. Ce cavernement anthropogène a été récemment étudié par les spéléologues du Cave Research Centre d'Israël (KLONER et COHEN en 1982). Quant à nous nous avons visité la grotte nr. 166, dans laquelle nous avons fait des observations sur les conditions d'habitation, en déterminant les températures suivantes :

à l'extérieur, le 30.X.1982,	
à 13 h., à l'ombre	27,8°C
dans le couloir d'accès	25,2°C
dans la première salle	23,3°C
dans la salle inférieure	22,0°C

On suppose que ces habitations souterraines, souvent reliées entre elles par des galeries de communication, ont été excavées par les chrétiens persécutés par les romains au cours du premier siècle de notre ère. La découverte dans le même réseau souterrain de ce qu'on croit être des columbariums, ainsi que de plusieurs chambres funéraires qui abritaient jadis des petits sarcophages en pierre, complique encore plus la datation et la reconstitution exacte des événements.

Le but principal de notre visite en Israël a été l'étude de la grotte de Nahal Soreq de Rasco quarry, localité de Bet Shemesh, district de Jérusalem. La grotte est constituée d'une salle unique, ellipsoïdale, longue de 93 m. Elle a été découverte par suite des travaux d'exploitation d'une carrière de calcaire ; elle est donc une „géode karstique“.

Conformément aux observations préliminaires que nous avons fait, l'âge de la cavité ne dépasse pas le pliocène, tandis que les formations stalagmitiques ont pu atteindre leur maturité déjà au pléistocène.

On pénètre dans la grotte par l'intermédiaire d'une salle de projections, puis à travers deux portes métalliques. Si dans cette salle le climat est agréable, il devient difficilement supportable à l'intérieur de la

cavité à cause de la chaleur et de la forte humidité (97—99 %). La grotte étant visitée par plus de 400.000 touristes par an, l'administration s'est montré inquiète au sujet des conditions de conservation des formations stalagmitiques. Par la suite, nous avons fait des mesures concernant la température de l'air, en obtenant :

à l'extérieur, le 28.X.1982, à	
16 heure 30, à l'ombre	26,2°C
dans la salle de projections	22,2°C
dans la grotte, au delà de l'entrée	23,4°C
au centre de la cavité	23,7°C
au fond de la grotte, dans le point	
le plus bas	22,8°C

Neuf ans auparavant, à la découverte de la grotte, la température souterraine a été de 20,5°C. La différence positive qu'on constate aujourd'hui peut être mise sur le compte de l'éclairage électrique à incandescence et du grand nombre de visiteurs. Nous estimons pourtant que l'exploitation touristique de la grotte ne provoque pas des modifications topoclimatiques qui puissent altérer les conditions de conservation des formations stalagmitiques. En effet, les températures mesurées lors de notre visite s'ordonnent par rapport à l'entrée de la cavité d'après une fonction exponentielle, dont la forme est

$$t = 25,2 \cdot 1,001^{-D}$$

et qui correspond à un gradient thermique normal.

Nous avons également déterminé la concentration du gaz carbonique dans l'atmosphère souterraine¹, en obtenant les valeurs suivantes :

à l'extérieur, le 28.X.1982,	
à 16 heure 30	0,02 %
dans la salle de projection	0,03 %
dans la grotte, au delà de l'entrée	0,12—0,13 %
au centre de la cavité	0,12 %
au fond de la grotte, dans le point le plus bas	0,13—0,14 %

En mesurant la concentration du CO₂ dans l'atmosphère de quelques grottes de Kentucky (E.U.A.), MIOTKE (1974) trouve les valeurs suivantes :

- dans le Mammoth Cave System :
0,04—0,08 % pendant la période de faible mouvement touristique et
0,06—0,08 % pendant la saison touristique de pointe ;
- dans la Mammoth Onyx Cave :
0,09—0,13 %.

La concentration du CO₂ a été chaque fois plus grande dans les secteurs profonds et non ventilés.

En comparant ces données avec les valeurs enregistrées dans la grotte de Nahal Soreq, nous pouvons conclure que ces dernières sont comprises au point de vue quantitatif dans les limites de l'état normal

¹ Pour la détermination du taux de CO₂ on a utilisé la fiole réactive Dräger-Lubeck, Germany, no. 257211.

pour l'atmosphère souterraine. En plus, elles s'ordonnent conformément à une fonction logarithmique, dont l'expression numérique est :

$$Q = 0,02779 \log D + 0,07659$$

Par conséquent, la distribution des valeurs de la température et de la concentration du CO_2 à l'intérieur de la grotte correspond au modèle caractéristique pour les cavités descendantes dépourvues d'un échange aérodynamique significatif avec l'extérieur (gradient négatif pour la température et positif pour le taux de CO_2). On peut donc considérer que la légère augmentation de la température souterraine a été favorisée par le système de fermeture à double porte et qu'elle peut être évitée en ouvrant ces portes lorsque la température de l'extérieur est plus faible que celle de la grotte et en intensifiant ainsi la ventilation souterraine.

En ce qui concerne les concrétions et les cristallisations de la grotte de Nahal Soreq, l'inventaire que nous avons dressé se base sur la classification adopté au VI-ème Congrès International de Spéléologie tenu à Olomouc en 1973. Conformément aux termes de cette classification, la grotte comprend les formations suivantes :

- stalactites de type „macaroni“,
- stalagmites, massifs stalagmitiques et colonnes
- disques (palettes), draperies
- clustériles, corallithes
- pellicules flottantes de calcite
- bassins de type „gours“
- planchers ou croûtes stalagmitiques „flowstone“
- hélicites, anémolithes.

À côté de ces types communs de concrétions, la grotte abrite aussi des formations particulières, spécifiques pour cette cavité. Ce sont :

- murs de stalagmites soudées en monolithe
- stalagmites à socle
- stalactites à massue, nommées par les spéléologues de Nature Reserves Authority „falusiformes“.

Les spéléothèmes de cette grotte sont formées par des structures cristallographiques mixtes de calcite-aragonite.

Un dernier problème qui nous a retenu l'attention dans la grotte de Nahal Soreq a été celui des formations stalagmitiques effondrées. Nous avons déterminé l'orientation magnétique de 19 telles formations et nous avons trouvé que la direction la plus fréquente dans laquelle celles-ci gisent est est-ouest, ce qui coïncide avec la direction des principales diaclases et fissures de la grotte. Ces observations nous mènent à considérer que :

1. Dans l'évolution de la grotte il n'y a eu qu'une seule phase d'effondrement, mais celle-ci a été relativement intense, en affectant à peu près un quart du total des formations. Les stalagmites effondrées forment parfois le support pour une génération jeune de nouvelles concrétions.

2. Les effondrements sont de date récente, pléistocènes.

CONCLUSIONS

Bien que l'Israël est dominé par un climat méditerranéen et subtropical, le relief karstique comprend des formes classiques, étant dépourvu d'éléments spécifiques aux zones tropicales.

La densité réduite des grottes connues jusqu'à présent (à peine quelques centaines) et le développement d'habitude limité de celles-ci s'explique par la faible dynamique du relief et par l'absence d'un réseau hydrographique actif.

Le fait que l'aragonite apparaît souvent et en grandes quantités dans la composition des formations stalagmitiques démontre que les paramètres spécifiques aux „géodes karstiques“ (VIEHMANN, 1975) jouent un rôle bien plus important dans la genèse de ce minéral que la présence du strontium ou les températures élevées.

BIBLIOGRAPHIE

- COHEN E., (1982) *Cave Nr. 20 in Hurvat Midras*. Journ. of cave research Centre in Israel, Nr. 5, Jerusalem.
- KLONER A., (1982) *Hurvat Midras*. Journ. of cave research Centre in Israel, Nr. 5, Jerusalem.
- MIOTKE FR. D. (1974), *Carbon dioxide and the soil atmosphere*. Abhand. zur Karst u. Höhlenkunde, Reihe A, Helf Nr. 9 München.
- SOHRINA R. F., CELPANOVA O. M., SAROVA V. J. (1959), *Davlenia vozduha, temperatura vozduha i atmosfernie osadki*. Hidrometeoizdat, Leningrad.
- VIEHMANN I. (1975), *Quelques considérations sur l'aragonite et les cristallisations excentriques des grottes*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XIV, Bucarest.
- WALTER H., LIETH. (1960), *Klimadiagram Welt Atlas*, Gustav Fischer, Jena.

CONSIDERAȚIUNI ASUPRA CARSTULUI DIN ISRAEL

Rezumat

Autorul a fost invitat de Nature Reserves Authority din Jerusalem în oct. 1982 să efectueze cercetări în peștera turistică Nahal Soreq de lângă Jerusalem pentru a stabili dacă numărul mare de vizitatori nu periclitează cumva conservarea formațiunilor stalagmitice.

Cu acest prilej au fost cercetate peșteri și avene clasice, peșteri marine și peșteri în sare. În carstul de suprafață au fost observate tipuri particulare de lapiezuri. În peștera Nahal Soreq au fost făcute măsurători de CO₂, temperatură și umiditate stabilindu-se că acestea se află în limite normale și fără vreo consecință defavorabilă asupra genezei și conservării cristalizărilor.

Pentru studiul concrețiunilor din peșteră s-au recoltat un număr de peste 10 eșantioane prin care s-au efectuat secțiuni subțiri analizate apoi la microscopul polarizant. A fost observată prezența bogată a aragonitului. În final se fac recomandări privind îmbunătățirea mediului subteran pentru sejurul turiștilor.

Address of the author: Dr. Iosif VIEHMANN, *Institutul de Speologie „Emil Racovitza“*, Str. Clinicilor 5, Cluj-Napoca, 3400, România.

SUR LA STRUCTURE MÉROCLIMATIQUE DES CAVITÉS SOUTERRAINES

PAR
GH. RĂCOVIȚĂ

Après avoir rappelé les principales unités définies en climatologie souterraine, le travail présente la structure méroclimatique fondamentale des différents types topoclimatiques de cavités, en insistant sur le cas de la grotte *Ghețarul de la Scărișoara* et en analysant les informations qui peuvent être obtenues à ce point de vue par l'étude des gradients thermiques et de l'amortissement des variations thermométriques.

Le développement, que les études de climatologie souterraine ont connu depuis une trentaine d'années a mené, entre autres, à la nécessité d'établir une hiérarchie d'unités climatiques, à l'aide de laquelle puissent être définis les niveaux successifs qui caractérisent les phénomènes physiques ayant lieu dans l'atmosphère des grottes. Dans la forme que nous avons proposée (RĂCOVIȚĂ, 1975), cette hiérarchie comprend trois unités :

1. *Le topoclimat*, englobant les échanges majeurs de masse et d'énergie qui se produisent par convection ou par conduction entre l'ensemble d'une cavité et l'extérieur.

2. *Le méroclimat*, correspondant aux particularités spécifiques à l'atmosphère et aux substrats des différents secteurs d'une grotte, délimités ou non par des éléments topographiques.

3. *Le microclimat*, comprenant les phénomènes localisés dans la couche de contact entre l'air et les différents substrats d'une cavité (ANDRIEUX, 1971).

Les caractéristiques topoclimatiques de chaque grotte sont dépendantes d'une part de la position géographique de celle-ci et d'autre part de sa topographie, ce dernier élément étant le facteur décisif pour le régime de ventilation souterraine qui, à son tour, constitue un critère pratique à la base duquel on peut dresser une classification topoclimatiques des grottes. Ces caractéristiques sont pourtant surtout de nature qualitative et permettent en premier lieu une comparaison entre divers types de cavités; elles se montrent donc insuffisantes s'il s'agit de préciser au point de vue quantitatif les phénomènes physiques qui se déroulent dans l'atmosphère souterraine, d'autant plus que ces phénomènes ne sont pas les mêmes dans n'importe quel secteur d'une grotte. C'est donc justement pour ré-

pondre à une telle nécessité que nous avons introduit la notion de méroclimat (RACOVÎȚĂ, 1975).

La pratique des études de climatologie souterraine a mis en évidence le fait que, pour définir les zones méroclimatiques qui se constituent à l'intérieur d'une cavité, le moyen le plus illustratif est de déterminer les variations temporelles et spatiales de la température, c'est-à-dire la courbe d'amortissement des amplitudes thermiques et les gradients thermiques saisonniers.

En principe, une grotte se divise en deux zones méroclimatiques : une zone de perturbation, qui occupe un secteur plus ou moins long faisant suite à l'entrée et qui est soumise directement aux influences météorologiques de l'extérieur, et une zone de stabilité, dans laquelle ces influences ne se manifestent plus et les valeurs thermo-hydrométriques deviennent à peu près constantes. Une telle structure méroclimatique est caractéristique des cavités à ventilation bidirectionnelle permanente. C'est le cas, par exemple, de la grotte de *Vadu-Crișului* (monts *Pădurea Craiului*), dans laquelle les échanges atmosphériques avec l'extérieur sont localisés dans les premiers 100 m de galerie et déterminent une zone méroclimatique de perturbation assez restreinte, tout le reste de la grotte étant occupé par un méroclimat de stabilité qui s'étend sur environ 900 m (RACOVÎȚĂ et CRĂCIUN, 1970). L'amortissement des variations thermométriques en fonction de la distance mesurée à partir de l'ouverture de la grotte suit une courbe exponentielle (fig. 1), dont l'équation numérique est :

$$A = 18,40 \cdot 1,036^{-d} \quad (1)$$

Il y a deux faits qu'on doit retenir pour le commencement. D'une part, la valeur relativement grande de la base de cette fonction exponentielle (1,036), qui correspond à un amortissement rapide des variations thermométriques, de sorte que l'extension de la courbe fonctionnelle se

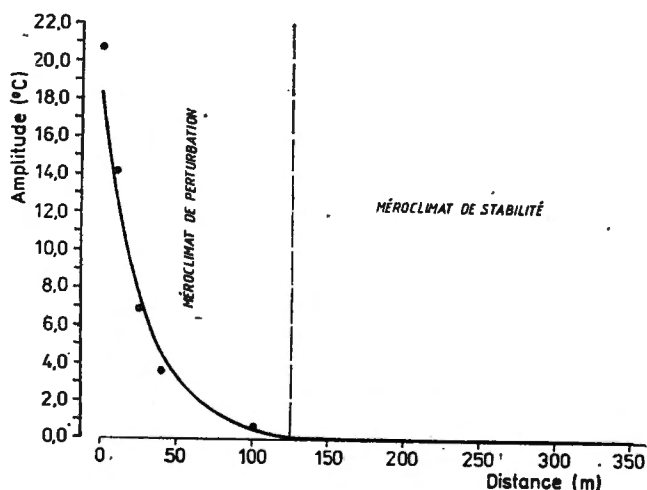


Fig. 1. Amortissement des variations thermométriques dans la grotte de *Vadu-Crișului* (amplitudes annuelles du cycle 1968—1969).

superpose exactement sur la zone à méroclimat de perturbation. D'autre part, les très faibles écarts qui existent entre les valeurs réelles et le modèle théorique, ce qui prouve l'homogénéité du comportement thermique de cette zone et, par la suite, la validité de la division de l'ensemble de la grotte en seulement deux méroclimats distincts.

La situation change si on prend en considération une cavité à ventilation unidirectionnelle. Dans la grotte de *Valea Leșului* (monts *Pădurea Craiului*) par exemple, les amplitudes thermiques décroissent d'après une fonction, toujours exponentielle, mais avec des coefficients évidemment différents :

$$A = 15,29 \cdot 1,007^{-d} \quad (2)$$

La valeur plus faible de la base (1,007) correspond à un amortissement plus lent des variations de la température à l'intérieur de la cavité (fig. 2), de sorte que, même à une distance de 300 m de l'entrée, l'amplitude annuelle reste suffisamment grande pour ne pas pouvoir parler de l'existence d'une véritable zone à méroclimat de stabilité (RACOVITĂ, COCEAN, 1977). Il faut toutefois noter que des éléments spécifiques à un tel méroclimat apparaissent périodiquement le long du réseau souterrain, mais il n'est pas le moment d'en discuter maintenant les détails.

Les exemples présentés ci-dessus correspondent à des situations simples. Il y a cependant des cas dans lesquels la structure méroclimatique

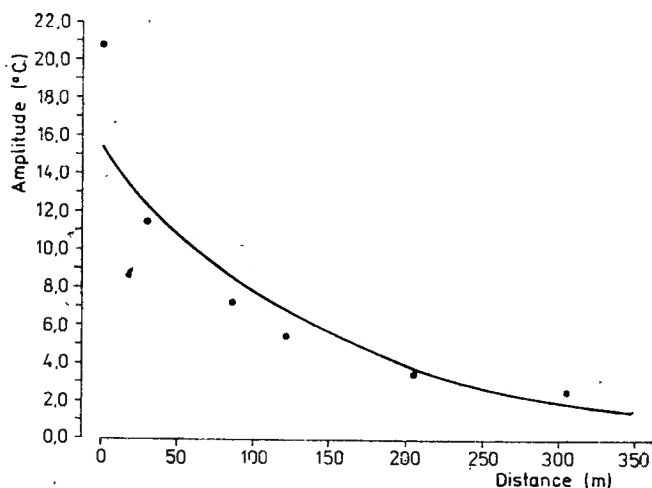


Fig. 2. Amortissement des variations thermométriques dans la grotte de *Valea Leșului* (amplitudes annuelles du cycle 1973—1974).

d'une grotte devient beaucoup plus compliquée et, justement pour cela, elle permet une analyse plus approfondie et plus significative des phénomènes physiques qui se déroulent dans l'atmosphère souterraine. Nous allons discuter en ce qui suit le cas d'une grotte glacière, à savoir celui de *Ghețarul de la Scărișoara* (monts de *Bihor*), dont la structure méroclima-

tique comprend des éléments de grande importance pour l'étude de la glaciation de caverne.

Les problèmes concernant la genèse et la dynamique du dépôt souterrain de glace perenne qui se trouve dans la grotte de *Scărișoara* ont fait l'objet d'un grand nombre de travaux et nous n'y revenons plus. Nous rappelons seulement le fait que la conservation de ce dépôt dans les conditions d'un climat externe dépourvu de caractéristiques glaciaires est le résultat d'un phénomène de sur-refroidissement de l'atmosphère et des parois de la grotte, comme suite d'une ventilation bidirectionnelle intermittente active uniquement en régime d'hiver et d'un rapport convenable entre le volume de la cavité et la section de l'ouverture par laquelle celle-ci communique avec la surface.

La distribution spatiale des divers types morphologiques que présente la glace de caverne permet de diviser l'ensemble de la grotte en quatre zones (ȘERBAN, 1970) (fig. 3) : une zone glaciaire, dans laquelle la glace se présente sous forme de bloc massif; une zone périglaciaire, dans laquelle se développent des formations stalagmitiques de glace; une zone chaude, dans laquelle la glace est remplacée par des concrétions calcitiques; enfin, une zone de transition, qui correspond à l'aven se trouvant à l'entrée de la grotte.

L'existence de ces zones trouve une correspondance particulière dans la structure méroclimatique de la cavité. En premier lieu, la courbe

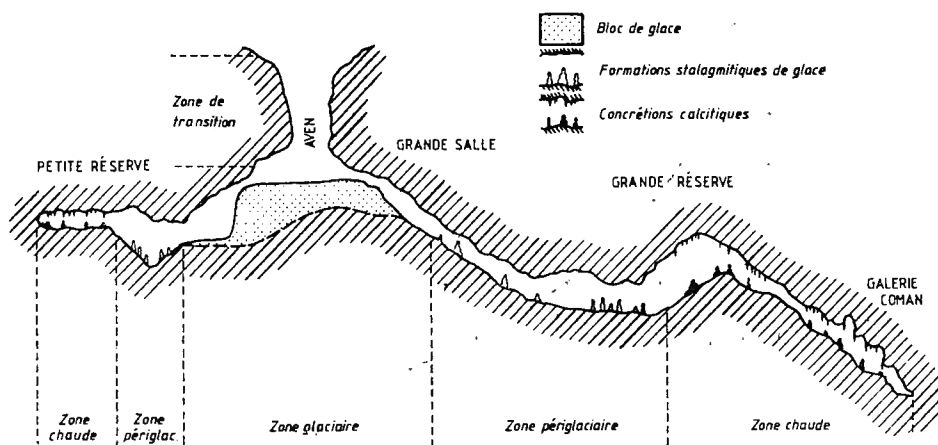


Fig. 3. Représentation schématique de la distribution des types morphologiques de spéléothèmes dans la grotte Ghețarul de la Scărișoara.

d'amortissement des variations thermométriques (fig. 4) présente une différence notable par rapport aux deux situations discutées ci-dessus. Il s'agit du fait que les valeurs réelles ne se distribuent plus d'une manière homogène le long de la courbe théorique, quoique l'expression numérique de l'exponentielle que nous avons calculé

$$A = 21,14 \cdot 1,012^{-d} \quad (3)$$

s'adapte aux amplitudes déterminées par mesure à un seuil de signification de 1%. On peut observer facilement que la succession de ces valeurs présente deux points d'inflexion, qui partagent l'ensemble de la série en trois secteurs. Il s'agit évidemment de zones à comportement

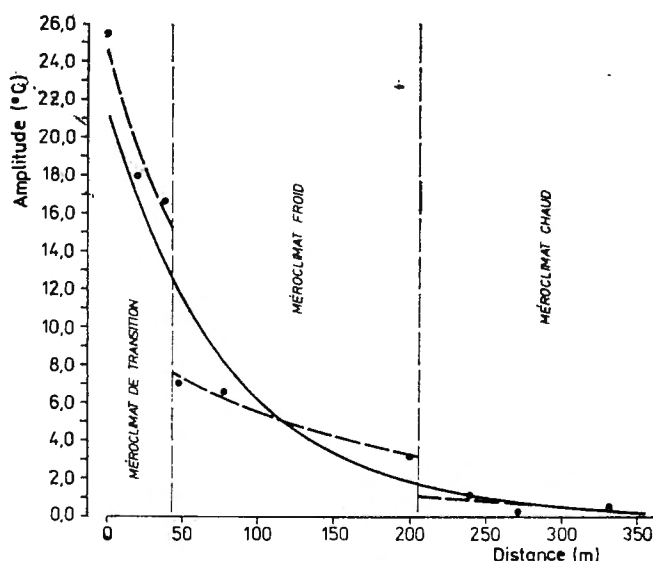


Fig. 4. Amortissement des variations thermométriques dans la grotte Ghețarul de la Scărișoara (amplitudes annuelles moyennes du cycle 1964—1965). Trait continu = courbe fonctionnelle globale; trait interrompu = courbes fonctionnelles partielles.

thermique différent, donc de zones méroclimatiques, dont la séparation est confirmée par le fait que, pour chacune d'entre elles, on peut calculer une fonction théorique qui est bien plus proche des valeurs réelles que la courbe globale. Les trois fonctions gardent l'allure exponentielle, ayant comme équations

$$A = 24,48 \cdot 1,012^{-d}; \quad A = 9,49 \cdot 1,005^{-d};$$

$$A = 4,28 \cdot 1,007^{-d} \quad (4)$$

Il est important de retenir le fait que les zones méroclimatiques ainsi définies se superposent d'une manière assez exacte sur la distribution des formations stalagmitiques, de sorte qu'on peut parler d'un méroclimat de transition dans l'aven, d'un méroclimat froid dans le secteur affecté par la glaciation de caverne (massif et formations stalagmitiques de glace) et d'un méroclimat chaud dans la zone calcitique de la grotte.

Une telle correspondance devient encore plus étroite si nous nous rapportons au gradient thermique qui s'établit dans l'atmosphère souterraine pendant l'hiver, c'est-à-dire au cours de la phase active de la ventilation bidirectionnelle intermittente (fig. 5) Le modèle mathématique

de ce gradient est une courbe toujours exponentielle, dont l'expression est ¹

$$t = 8,43 \cdot 1,001^d - 10 \quad (5)$$

et la série des valeurs réelles présente dans ce cas aussi des points de discontinuité, de sorte qu'on peut calculer des courbes partielles pour

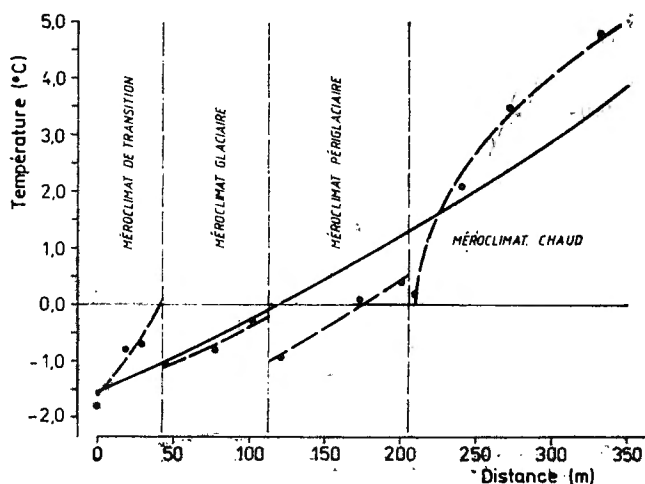


Fig. 5. Distribution spatiale de la température de l'air dans la grotte *Ghețarul de la Scărișoara* en régime d'hiver (avril 1982) (mêmes explications que pour la fig. 4).

chacune des zones méroclimatiques. Il y a cependant deux éléments nouveaux qui doivent être soulignés. D'une part, le nombre des zones méroclimatiques augmente jusqu'à quatre et la superposition sur la distribution des types morphologiques de spéléothèmes devient ainsi totale, la zone froide se divisant à son tour en un méroclimat glaciaire et un méroclimat périglaciaire. D'autre part, la forme exponentielle des courbes partielles ne se conserve que pour les trois premières zones, ayant comme équations

$$\begin{aligned} t &= 8,24 \cdot 1,005^d - 10 ; & t &= 8,39 \cdot 1,001^d - 10 ; \\ t &= 7,41 \cdot 1,002^d - 10 \end{aligned} \quad (6)$$

tandis que, pour le méroclimat chaud, la courbe qui s'y montre la plus proche des valeurs réelles devient une parabole, à axe horizontale ; son expression numérique est :

$$t = \sqrt{0,19d - 39,55} - 0,03 \quad (7)$$

La structure méroclimatique de la cavité met donc en évidence, au point de vue de la physique de l'atmosphère, une différence *qualitative*

¹ Le terme -10 apparaît à cause du fait que, afin d'éviter les valeurs négatives dans les opérations logarithmiques imposées par le calcul des coefficients, aux températures mesurées on a ajouté constamment 10°C .

entre la zone glaciaire et la zone calcitique car, d'après les données que nous possédons jusqu'à présent, c'est la forme parabolique qui paraît être caractéristique au gradient thermique des cavités descendantes (y compris des gouffres). Or, dans la grotte de Scărișoara, cette forme ne se retrouve que dans le secteur non affecté par la glaciation de caverne, ce qui montre que la présence de la glace à l'intérieur de la grotte est le résultat en premier lieu du régime de ventilation et moins du contexte météorologique de l'extérieur.

Sans entrer en détails, nous précisons que la structure méroclimatique définie par le gradient thermique se modifie partiellement au cours de l'été, quand les échanges aérodynamiques avec la surface sont supprimés, en se rapprochant de la forme déduite de l'amortissement des variations thermométriques (fig. 4), c'est-à-dire avec seulement trois zones. Cette modification dérive du fait l'uniformité thermique due à l'absence de la ventilation efface certaines différences méroclimatiques saisissables pendant l'hiver, mais elle n'affecte pas la zone calcitique, où les valeurs thermométriques continuent à s'ordonner d'après une parabole. Au plus, la distribution parabolique se retrouve dans la zone calcitique et dans deux saisons en ce qui concerne le gradient thermique de la roche aussi, ce qui représente une confirmation expérimentale de l'hypothèse que la présence de la glace est également due au sur-refroidissement des parois.

L'exemple de la grotte *Ghețarul de la Scărișoara* — qui n'a été présenté ci-dessus que dans ses traits majeurs — démontre non seulement que la notion de méroclimat est une réalité de la climatologie souterraine, mais aussi la valeur des informations qu'on peut obtenir par l'étude méroclimatique des grottes.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIEUX C. (1971) — *Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques. V — Les bilans climatiques* — Ann. Spéléol., 26, 2, p. 367—386.
- RACOVITĂ GH. (1975) — *La classification topoclimatique des cavités souterraine* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XIV, p. 197—216.
- RACOVITĂ GH., COCEAN P. (1977) — *Recherches climatologiques dans la Grotte de Valea Leșului* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XVI, p. 183—201.
- RACOVITĂ GH., CRĂCIUN V. (1970) — *Note sur le topoclimat de la grotte de Vadu-Crișului* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, IX, p. 61—80.
- ȘERBAN M. (1970) — *Morphologie comparée des stalagmites de glace de la grotte de Scărișoara (Roumanie)* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, IX, p. 35—60.

ASUPRA STRUCTURII MEROCLINATICE A CAVITĂȚILOR SUBTERANE

Rezumat

Noțiunea de meroclimat a fost propusă în climatologia subterană pentru a desemna particularitățile climatice pe care le prezintă anumite sectoare ale peșterilor, delimitate sau nu de elemente topografice. În cavitățile cu ventilație bidirecțională permanentă există, în principiu, un meroclimat de perturbație limitat

la zona ventilată și un meroclimat de stabilitate extins în restul peșterii. În cavitățile cu ventilație unidirecțională, zona meroclimatică de perturbație se lărgeste foarte mult, stabilitatea climatică devine simțitor mai complexă, așa cum se întâmplă în cazul peșterii Ghețarul de la Scărișoara. Amortizarea variațiilor termometrice în funcție de distanța față de intrare, ca și gradientii termici din atmosfera subterană, pun aici în evidență abateri ale valorilor reale față de curbele funcționale calculate, astfel încât se pot determina curbe parțiale mult mai adecvate datelor numerice. Pe această bază se ajunge la o structură meroclimatică a peșterii care se suprapune distribuției spațiale a tipurilor morfologice de speleoteme (bloc de gheață, formațiuni stalagmitice de gheață și concrețiuni calcacitice) și care completează astfel informațiile privind condițiile de manifestare a fenomenului glaciațiunii de cavernă.

Address of the author : Dr. Gheorghe RACOVÎȚĂ — *Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Clinicilor 5, 3400 Cluj-Napoca, Romania.*

RECHERCHES TOPOCLIMATIQUES DANS LA GROTTE DE PERETELE DIRNINII (VALLÉE D'ALBAC, MASSIF DU BIHOR)

PAR

Elena CABA, M. GAVRUŞ

Le travail présente les premiers résultats obtenus à la suite des études topoclimatiques effectuées dans la grotte de *Peretele Dirninii* au cours de l'année 1982, en discutant les principales particularités des paramètres physiques de l'atmosphère souterraine (température de l'air, humidité relative, vitesse de ventilation et évapocondensation).

La grotte de *Peretele Dirninii* s'ouvre dans le versant droit de la vallée d'*Albac* (secteur ouest du massif du *Bihor*), dans la zone des sources de celle-ci, en aval du lieu nommé „Fleiu“, à une altitude absolue de 1220 m et à environ 30 m au-dessus du talweg. Elle est creusée en calcaires triasiques et se présente sous forme d'un réseau à caractère dendritique, développé sur deux niveaux majeurs de karstification, dont la longueur cumulée est de plus de 4 km. Le premier niveau, fossile, est constitué de galeries généralement rectilignes et de hauteur variable (0,5—15 m), richement concrétionnées. Le second niveau est actif et a probablement à l'origine les pertes en lit de la vallée d'*Albac*, tandis que la résurgence, établie par marquage à la fluorescéine, est représentée par une source karstique se trouvant à environ 4 km en aval.

L'étude topoclimatique a été effectuée sur les 400 premiers mètres du niveau fossile, caractérisés par des sections étroites notamment dans la première partie, et par une morphologie compliquée de la voûte, avec de nombreuses cheminées. Les mesures se trouvant à la base de cette étude ont été faites mensuellement, entre janvier 1982 et décembre 1982. Elles se sont rapporté aux facteurs topoclimatiques primaires (température de l'air, humidité relative et pression atmosphérique) et ont été réalisées d'une part à l'extérieur et d'autre part en 12 stations souterraines, distribuées d'après une échelle logarithmique par rapport à l'entrée. Les appareils utilisés ont été le psychromètre Assmann (sensibilité 0,1°C pour la température et 1% pour l'humidité relative) et le baromètre anéroïde Lufft (sensibilité 0,5 mm) pour la pression atmosphérique.

RÉGIME DE VENTILATION DE LA GROTTE

La grotte de *Peretele Dirninii* se caractérise par une ventilation unidirectionnelle, étant parcourue sur toute sa longueur par un courant d'air à direction unique pour l'ensemble de la cavité, mais qui change de sens selon la saison. Il s'ensuit que la grotte doit avoir au moins deux ouvertures. La première est évidemment représentée par l'entrée, qui, compte tenu du sens de la ventilation, correspond à l'ouverture inférieure du système ; l'ouverture supérieure n'est pas connue pour l'instant, mais elle doit être en liaison avec les cheminées de la voûte de la galerie.

En régime d'hiver, la densité de l'air souterrain étant inférieure à celle de l'extérieur, la ventilation est ascendante (fig. 1), l'air étant absorbé

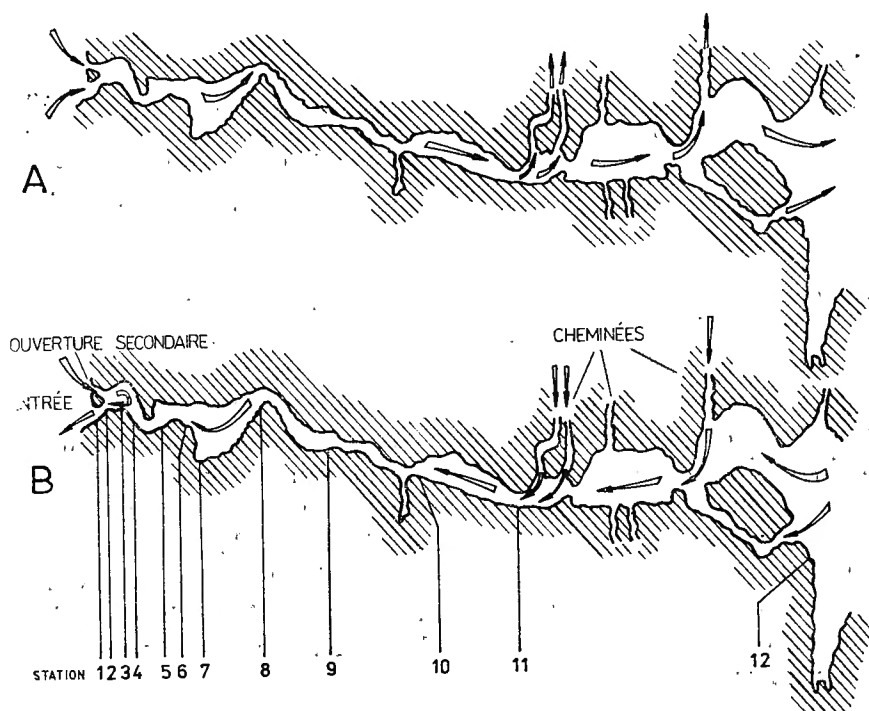


Fig. 1. Représentation schématique de la ventilation dans la grotte de *Peretele Dirninii* en régime d'hiver (A) et en régime d'été (B).

par l'ouverture inférieure et refoulé par celle supérieure. Dans ces conditions, les températures négatives de l'extérieur se transmettent dans les 50 premiers mètres du réseau souterrain aussi et déterminent l'apparition des formations saisonnières de glace. En régime d'été, parallèlement à l'inversion du rapport des densités entre l'atmosphère souterraine et celle de l'extérieur, s'inverse le sens de la ventilation aussi. Dans la zone voisine à l'entrée, la topographie des courants d'air, se complique par l'apparition d'un courant de convection, qui se manifeste sur une trentaine de mètres et qui se constitue comme suite de l'existence d'une ouverture

secondaire, située à 3 m au-dessus de l'entrée de la grotte. Ce courant ne se manifeste pas en régime d'hiver également parce que sur le trajet de la galerie se trouve une étroiture située à une trop faible distance de l'entrée pour que l'air froid puisse se réchauffer suffisamment pour former une cellule de convection.

TEMPÉRATURE DE L'AIR

Les différences saisonnières qui se manifestent dans le régime thermique de la cavité sont mises en évidence par les gradients de température de l'atmosphère souterraine. En régime d'hiver, la température de l'air augmente progressivement vers l'intérieur de la cavité, de la valeur moyenne de $-3,7^{\circ}\text{C}$ à l'entrée jusqu'à $+6,7^{\circ}\text{C}$ à la station 12, à 400 m de distance. Le modèle mathématique de ce gradient thermique correspond à une fonction logarithmique (fig. 2), ayant pour équation numérique

$$t = 4,63 \cdot \lg 0,42 d - 4 \quad (1)$$

En régime d'été, les valeurs thermométriques décroissent de $12,0^{\circ}\text{C}$ en moyenne à la station 12 jusqu'à $8,7^{\circ}\text{C}$ à la station 4, puis, à cause de l'apport d'air chaud véhiculé par le courant de convection, la température

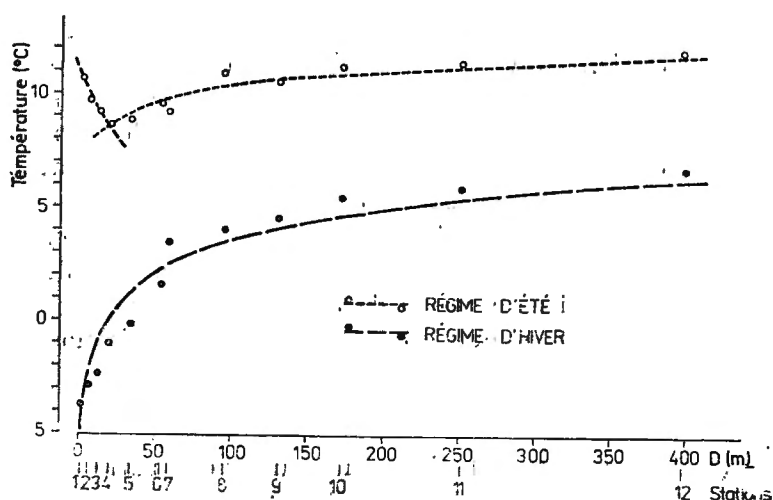


Fig. 2. Distribution spatiale de la température dans la grotte de Peretele Dirninii en fonction des saisons.

augmente à nouveau, jusqu'à la valeur moyenne de $10,7^{\circ}\text{C}$ au niveau de l'ouverture. Cette distribution des températures permet de délimiter deux zones microclimatiques : une zone de perturbation, correspondant au secteur affecté par le courant de convection, et une zone de relative stabilité, qui comprend le reste du tronçon dans lequel on a effectué les mesures.

Pour le méroclimat de relative stabilité, la courbe théorique du gradient thermique est une équation toujours logarithmique, ayant la forme,

$$t = 2,23 \cdot \lg 272,7 d \quad (2)$$

Dans le méroclimat de perturbation, ce gradient correspond à une fonction exponentielle, dont l'équation est

$$t = 10,78 \cdot 1,012^{-d} \quad (3)$$

En comparant le mode de distribution des valeurs thermométriques dans les deux régimes de ventilation, on peut constater que l'inversement des gradients thermiques se fait par rapport non pas à la topographie de la grotte, mais bien au sens de ventilation : la température augmente dans le sens des courants d'air en régime d'hiver et décroît en régime d'été. Entre les deux saisons il y a aussi des différences en ce qui concerne la grandeur des gradients thermiques, différences mises en évidence par les coefficients différents des équations (1) et (2) et qui montrent une variation plus ample de la température en régime d'hiver.

Les fortes valeurs de la température enregistrées pendant l'été dans la station 12 nous permettent de supposer que l'ouverture supérieure du système ne se trouve pas à une distance trop grande de ce point, de sorte que l'air chaud transporté de l'extérieur par le courant descendant sur un parcours relativement court ne s'approche de l'équilibre thermique que beaucoup plus loin, dans la zone de la station 4, au delà de laquelle le courant de convection induit à nouveau des perturbations thermiques.

L'absence d'un méroclimat de stabilité a des conséquences importantes sur les amplitudes thermiques enregistrées dans le tronçon étudié. Contrairement au modèle général, ces amplitudes ne tendent pas vers zéro, mais sont limitées par un palier de l'ordre de 6°C , qui est déterminé par les influences estivales mentionnées ci-dessus. Par la suite, l'amortissement des variations annuelles de température comprend deux phases distinctes. Sur la première centaine de mètres de la grotte, cet amortissement suit le modèle classique, correspondant à une fonction exponentielle ; sa forme numérique est :

$$A = 16,2 \cdot 1,01^{-d} \quad (4)$$

Dans le reste du tronçon, le palier dont nous avons parlé n'admet plus qu'une fonction linéaire, ayant pour équation

$$A = -0,003 d + 7,03 \quad (5)$$

donc avec une très légère tendance de décroissance de l'amplitude thermique (fig. 3). Cette distinction devient évidente quand on prend en considération les amplitudes saisonnières. Les perturbations déterminées par la ventilation ascendante hivernale s'amortissent le long de la galerie selon une fonction exponentielle de forme

$$A = 6,25 \cdot 1,005^{-d} \quad (6)$$

tandis que, dans les conditions de la ventilation descendante estivale, les amplitudes thermiques s'ordonnent plutôt d'après une fonction linéaire, dont l'expression est :

$$A = -0,0016 d + 5,7 \quad (7)$$

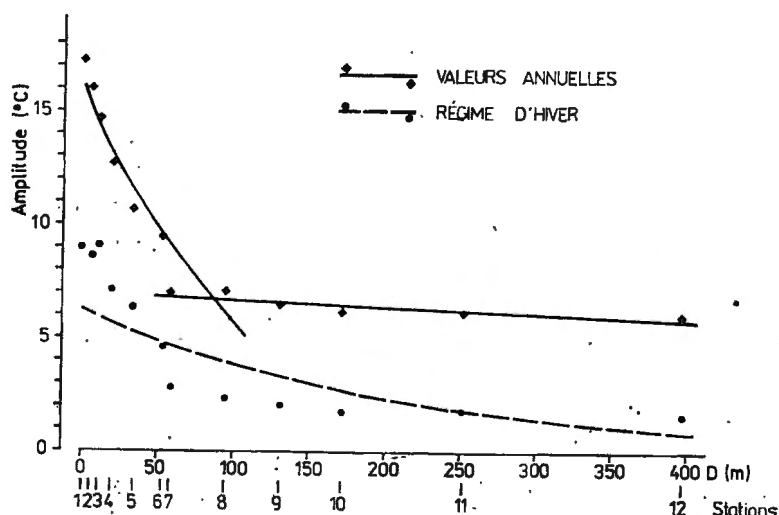


Fig. 3. Amortissement des variations de température en fonction de la distance rapportée à l'entrée de la grotte.

Une explication est ici nécessaire. L'extension dans le temps des deux régimes saisonniers de ventilation a été établie conformément aux moments d'inversion du sens des courants d'air. Dans ces conditions, le régime dit „d'été“ comprend aussi trois mois (mai, août et octobre) durant lesquels la température de l'extérieur a été anormalement basse, ayant sans doute pour effet des inversions diurnes de la ventilation souterraine et, implicitement, des perturbations dans l'évolution normale de la température à l'intérieur de la cavité.

HUMIDITÉ RELATIVE

La diversité des sources d'eau de la grotte et de la variation apériodique de l'humidité relative à l'extérieur déterminent des valeurs irrégulières de ce facteur le long de la cavité et, par la suite, l'impossibilité d'y adapter un modèle mathématique. La distribution des valeurs absolues (fig. 4) met en évidence des variations plus importantes dans la zone affectée par le courant de convection (stations 1-4) et une certaine tendance d'amortissement dans la zone de relative stabilité. Pour les mois de transition (par exemple en mai), on peut remarquer des variations asynchrones, dues à l'inversion diurne du sens de ventilation.

VITESSE DE VENTILATION

La détermination de la vitesse de ventilation par calcul en partant des différences de densité entre l'atmosphère souterraine et celle de l'extérieur (RACOVITA, 1975) suppose, comme on le sait, la mise en contact direct des deux masses d'air. Cette situation n'étant pas réalisable en

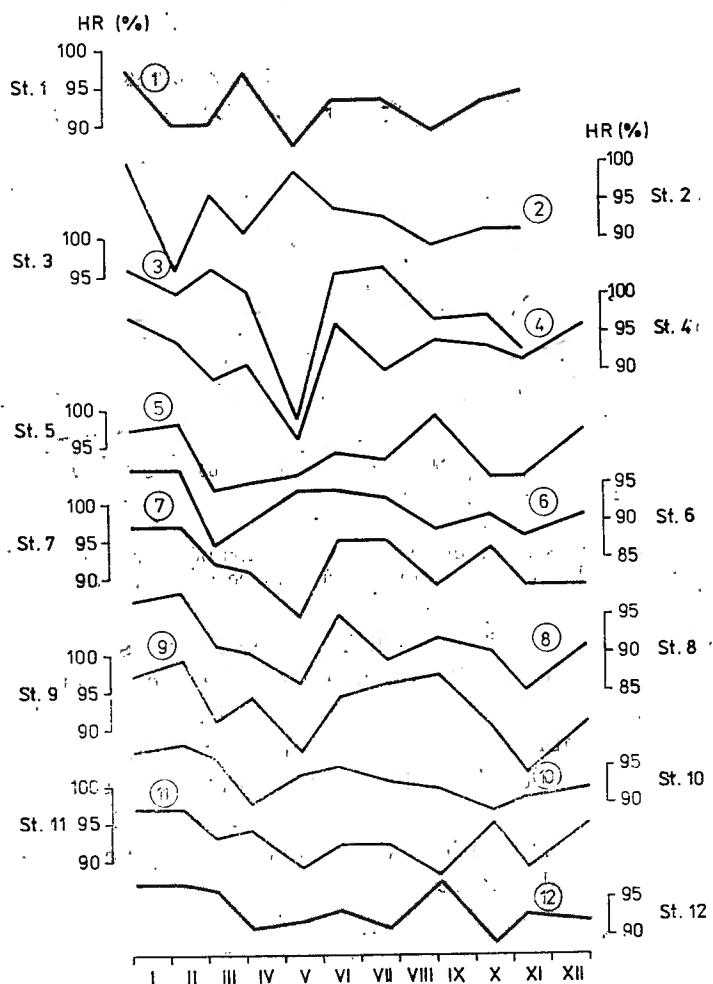
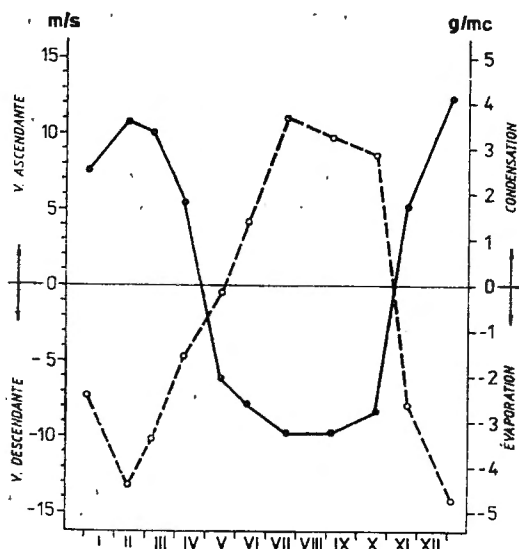


Fig. 4. Diagramme des variations de l'humidité relative.

fait, les valeurs ainsi obtenues sont constamment plus grandes que celles réelles. Le calcul abouti à des valeurs maxima de la vitesse de ventilation de 12,1 m/s en régime d'hiver et de 9,7 m/s en régime d'été, tandis qu'une détermination effectuée en février à l'aide d'un anémomètre n'a indiqué qu'une vitesse de 3,8 m/s au niveau de la section la plus étroite existante sur le trajet de la galerie. Il est de même possible que les résultats du

calcul soient exagérés à cause du fait que, la position de l'ouverture supérieure n'étant pas connue d'une façon exacte, on n'a pu évaluer qu'avec approximation (à 130 m) la différence de niveau entre les points extrêmes du réseau souterrain. Les valeurs acceptées mettent pourtant en évidence

Fig. 5. Variation au cours de l'année de la vitesse de ventilation (trait continu) et de l'évapocondensation (trait interrompu).



la variation saisonnière de la vitesse de ventilation et permettent en même temps de préciser les deux moments annuels d'inversement du sens des courants d'air. On peut établir ainsi que l'intervalle à ventilation ascendante dure de novembre jusqu'en avril, tandis que la ventilation descendante se manifeste durant la période mai—octobre (fig. 5).

ÉVAPOCONDENSATION

Les données obtenues par calcul de l'humidité absolue (RACOVITĂ, 1975) démontrent l'existence du phénomène de condensation en régime d'été et de celui d'évaporation en régime d'hiver (fig. 5). Le fait que l'humidité relative n'arrive jamais au point de saturation implique la condensation surtout sur les substratums et moins dans l'atmosphère. En effet, l'eau de condensation apparaît sous forme de gouttes dispersées sur des surfaces plus ou moins limitées, sur les parois de la galerie, surtout au niveau de la station 6 (à environ 50 m de l'entrée). Les résultats des calculs indiquent des intensités sensiblement égales pour les deux phases du phénomène d'évapocondensation, les valeurs maxima étant de l'ordre de 4 g/mc.

CONCLUSIONS

Conformément au régime de ventilation et à la distribution des valeurs thermo-hygrométriques, dans le secteur étudié au point de vue climatologique on peut distinguer deux zones méroclimatiques : la zone à méroclimat de perturbation, dans laquelle se manifeste en régime d'été

le courant de convection affectant les 30 premiers mètres de galerie, et la zone à méroclimat de relative stabilité, dont l'extension est d'environ 400 m. L'existence d'une zone à méroclimat de stabilité n'a pas pu être mise en évidence, mais, compte tenu du développement du réseau karstique, il est fort probable qu'elle se constitue en dehors du tronçon auquel se rapporte notre étude topoclimatique.

BIBLIOGRAPHIE

RACOVÎȚA GH. (1975) — *La classification topoclimatique des cavités souterraines* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XIV, p. 197—216.

CERCETĂRI TOPOCLIMATICE ÎN PEȘTERA DIN PERETELE DÎRNINII (VALEA ALBACULUI, MUNTII BIHOR)

Rezumat

Lucrarea prezintă rezultatele observațiilor efectuate în cursul unui ciclu anual de măsurători topoclimatice în Peștera din Peretele Dîrninii. Studiul climatologic a fost întreprins pe primii 400 m ai nivelului fosil al acestei peșteri și s-a bazat pe măsurători lunare ale factorilor topoclimatici primari: temperatura aerului, umiditatea relativă și presiunea atmosferică.

Tronsonul studiat se caracterizează printr-o ventilație unidirecțională, ascendentă în regim de iarnă și descendentă în regim de vară. În această ultimă perioadă, curentul principal de aer este dublat în zona intrării de un curent de convecție.

Temperatura aerului crește progresiv în regim de iarnă de la exterior spre profunzimea peșterii. În regim de vară se înregistrează o descreștere a valorilor termice în sensul de ventilație al peșterii (adică din profunzime spre suprafață), dar numai pînă la aproximativ 30 m față de intrare, după care curentul de convecție determină o ridicare a temperaturii. Umiditatea relativă prezintă valori aleatorii, determinate în primul rînd de variațiile neperiodice de la exterior. Viteza de ventilație atinge valori maxime (calculate) de ordinul a 9—12 m/s, iar evapocondensarea de 4 g/mc.

Pe baza regimului de ventilație și a distribuției valorilor termometrice se pot distinge două zone meroclimatice: un meroclimat de perturbație, corespunzător sectorului afectat de curentul de convecție estival, și un meroclimat de relativă stabilitate, cuprinzînd restul tronsonului luat în studiu.

Address of the authors: Elena CABA, Mircea GĂVRUȘ — Str. 1 Decembrie 1918, Nr. 128, Bl. D, Sc. 3, Ap. 78, 3400 Cluj-Napoca, România.

PHÉNOMÈNES DE CONDENSATION ENDOKARSTIQUE DANS LES CALCAIRES ÉOCÈNES DE LA ZONE DE MÂNĂSTIRENI-BICA (CLUJ)

PAR
V. CRĂCIUN

Le travail présente les caractères morphologiques, lithologiques et structuraux d'une île de calcaires paléogènes du bassin supérieur du Crișul Repede et discute les particularités d'une source karstique qui apparaît au bord de cette île, en mettant en évidence le rôle que la condensation endokarstique peut avoir dans l'alimentation des drainages souterrains.

Les calcaires paléogènes ont créé dans le karst de notre pays un relief et un ensemble de problèmes à part. En général, l'éocène calcaire a une répartition relativement restreinte, mais les phénomènes karstiques qui s'y sont formés sont remarquables, tant par leur ampleur que par leur complexité. Il suffit de rappeler dans ce sens que dans les monts de Rodna, où les calcaires éocènes occupent des surfaces mineures, s'est développée la cavité souterraine la plus profonde de Roumanie, la Grotte d'Izvorul Tăușoarelor, qui mesure 415 m de profondeur et 9520 m de longueur (GORAN, 1982).

La zone qui fait l'objet de ce travail est située dans le bassin supérieur du Crișul Repede, au nord de la commune de Mânăstireni, dans le voisinage immédiat du village de Bica (fig. 1). La rivière de Crișul Repede s'est approfondie ici dans une vaste surface structurale piémontane, qui s'étend entre le massif volcanique de Vlădeasa et les monts de Meseș.

Jusqu'en 1979 on admettait (MIHĂILESCU, 1963) l'existence dans le secteur ouest du Podișul Someșan d'une dépression connue sous le nom de *Depresiunea Huedin*. Les dépôts sédimentaires qui ont rempli cette dépression passent d'une manière concordante des calcaires et des grès paléogènes aux marnes, argiles et grès néogènes. Conformément à l'option de MAC (1979), la composition lithologique similaire à celle du Podișul Someșan et les caractéristiques morphologiques et morphométriques proches de celles qui caractérisent le relief au nord de Crișul Repede sont autant d'éléments qui rendent l'encadrement de la zone de Huedin dans le Podișul Someșan plus proche de la réalité, sa limite sud étant marquée par la vallée de Căpuș, les bassins dépressionnaires de Mânăstireni, Văleni et Finiciu et le „golfe“ de Călățele. En même temps, l'auteur préfère la dénomination de *Platoul Huedin* au lieu de celle de *Depresiunea Huedin*,

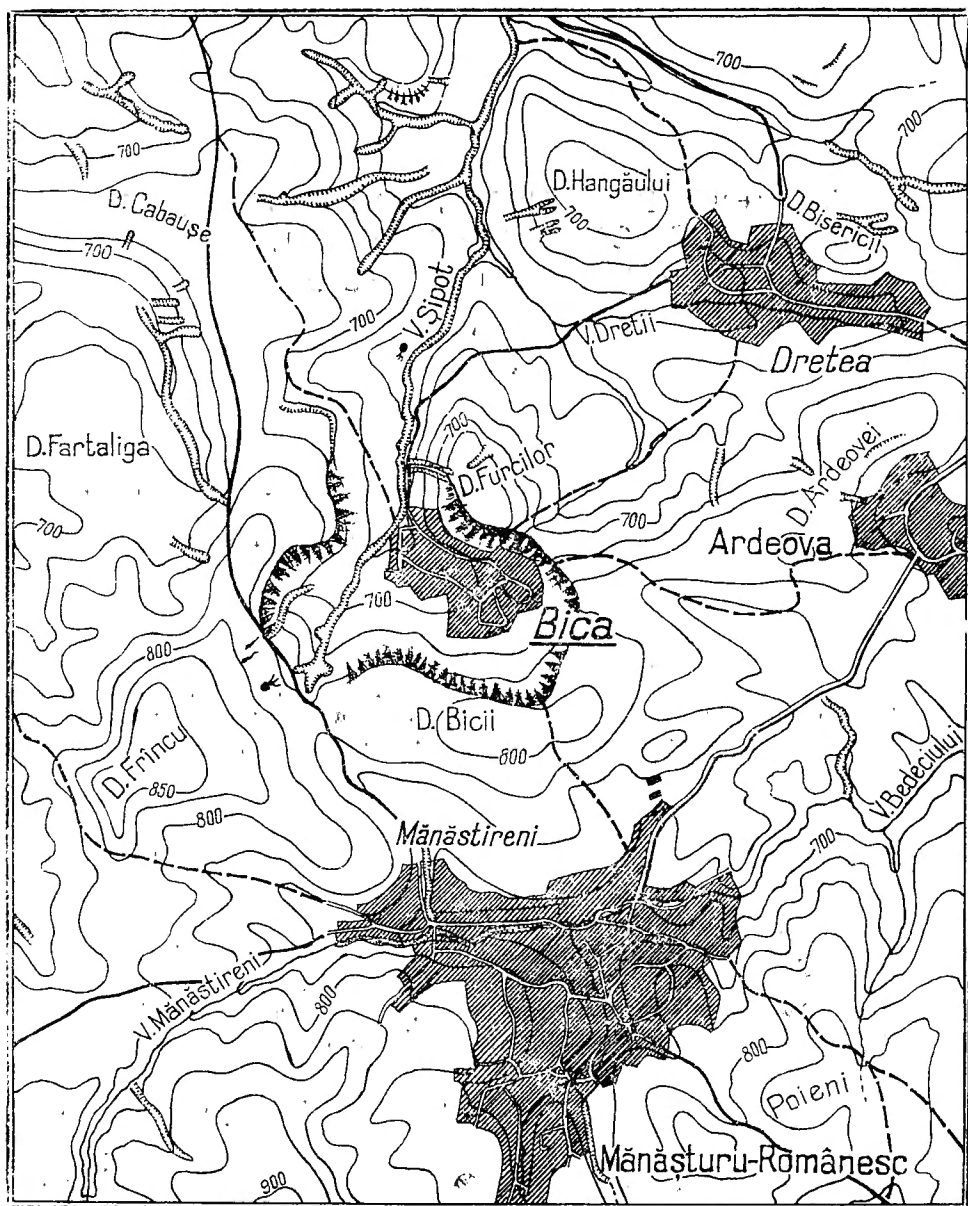


Fig. 1. Plan géomorphologique de la zone de Mănăstireni-Bica.

à cause du fait que ce périmètre comprend tant la basse aire dépressionnaire, que les cimes plus hautes interposées entre le Crișul Repede et la vallée de Câpuș. Dans le cadre de cette unité on distingue deux autres sous-unités : la Dépression de Huedin et le Plateau de Păniceni, ce dernier comprenant aussi la zone qui nous intéresse.

Le Plateau de Păniceni se remarque par un relief plus haut (600—800 m), fortement fragmenté et dominé par des formes structurales. Ses conditions lithologiques et structurales ont constitué des facteurs favorables pour le développement du relief de boutonnière. Les formations paléogènes, représentées par des argiles, des marnes et des grès en alternance avec des paquets épais de calcaires, ont permis à l'érosion fluviale, de modeler des vallées profondes, flanquées de versants abrupts qui prennent fin dans leur partie supérieure par des corniches érosivo-structurales.

L'augmentation de la fréquence des horizons de roches dures (grès et calcaires) vers la surface des dépôts s'est répercutée dans la morphologie du relief et notamment des versants, le profil de ceux-ci étant dérangé de lieu en lieu par des banquettes structurales.

Les conditions qui ont précédé la sédimentation paléogène ont déterminé une disposition non-uniforme des dépôts, ceux-ci formant des couches de grande épaisseur dans les aires dépressionnaires et bien plus minces sur les proéminences du relief. Une structure de moulage a pris ainsi naissance, l'inclinaison des couches étant plus grande en profondeur. En général, les horizons de surface ont un pendage monoclinal vers le Podișul Someșan, tandis que les couches de profondeur sont inclinées en sens radiaire, en esquissant de la sorte les bombements locaux.

La zone de Bica fait partie de ce qu'on appelle les boutonnières simples, ayant un profil transversal étroit et des versants abrupts.

Situé à une altitude de 800—850 m, le lambeau de calcaires éocènes de la colline de Frîncu a une extension d'environ 0,25 km² et une épaisseur que nous avons estimée à 12 m. L'un des éléments les plus caractéristiques et évident dans tous les affleurements est la fissuration très accentuée du calcaire, développée en direction tant verticale qu'horizontale. On peut même affirmer que cette riche fissuration a créé dans la masse calcaire un véritable réseau réticulaire. Un second élément spécifique est représenté par la très mince couche de sol qui couvre la roche et qui ne dépasse que rarement 10 cm d'épaisseur. Sur cette couche de sol s'est développée une végétation herbacée, la zone étant utilisée comme pâtis, avec quelques essais non-réussis de culture.

Dans le secteur ouest et nord-ouest de la colline de Frîncu, exposé aux courants prédominants d'air et, implicitement, à des précipitations plus fortes, l'action de modelage des facteurs météorologiques a été plus intense. Ses conséquences se traduisent par le caractère plus abrupt des versants et par une érosion différenciée plus accentuée des roches. C'est ainsi que les couches molles qui se trouvent au-dessous des calcaires ont été peu à peu désagrégées et ceux-ci sont restés suspendus, en s'effondrant progressivement, sur des alignements parallèles, au bord de cette vraie plate-forme structurale.

L'un des problèmes d'intérêt particulier que pose l'étude de la zone de Mănăstireni-Bica est celui de l'origine des eaux de la source de Bica,

affluent de gauche de la vallée de Șipot, tributaire à son tour de Crișul Repede (fig. 1).

Tel qu'on l'a montré, tout le paquet de couches qui forment la colline de Frîncu a un faible pendage vers le nord-ouest. Le drainage des eaux suit évidemment la même direction, dans laquelle se trouve la source actuelle de Bica, ainsi qu'une ancienne résurgence, placée un peu plus au nord.

Les observations que nous avons entreprises nous ont attiré l'attention sur la remarquable constance du débit de la source de Bica, qui est de l'ordre de 1 l/s. Les gens du pays nous ont d'ailleurs confirmé que cette source ne tarit jamais.

On doit noter dès maintenant que la conformation de la colline de Frîncu, ainsi, que la position et l'altitude des couches calcaires et de la source de Bica excluent tout apport d'eau d'un autre bassin hydrographique. En dominant avec sa hauteur de 850 m le périmètre environnant, qui descend jusqu'à 450 m d'altitude, cette colline constitue un vrai témoin d'érosion, dont les cours d'eau latéraux se trouvent de plus de 300 m au-dessous de la source de Bica (fig. 1). Il nous reste donc à supposer que les eaux de cette source proviennent des précipitations atmosphériques. L'idée est tentante et trouve un appui dans le fait que la zone en question se trouve dans le voisinage d'une des régions les plus riches en précipitations de notre pays — celle du massif de Vlădeasa. Mais cette supposition devient improbable lorsqu'on doit mettre d'accord la constance du débit de la source de Bica avec des longues périodes de sécheresse car, au cours même de nos recherches, on a enregistré au moins deux mois (septembre et octobre 1982) complètement dépourvus de précipitations.

La seule explication qui peut être prise encore en considération — et nous croyons que c'est aussi le facteur le plus important, sur lequel nous voulons insister — est la condensation endokarstique qui se produit dans le réseau de fissures du massif calcaire. Il va sans dire que, dans le stade actuel de nos observations (qui seront complétées ultérieurement par des mesures appropriées), cette explication reste hypothétique. Elle peut être pourtant soutenue par deux catégories d'arguments, concernant d'un côté l'absence catégorique de toute possibilité d'alimentation de la source de Bica à partir d'insurgences organisées ou des infiltrations météoriques à caractère permanent, et d'autre côté le degré de fissuration particulièrement élevé qui caractérise les calcaires éocènes de la colline de Frîncu. Un calcul théorique permet d'ailleurs d'arriver à une estimation quantitative de l'intensité de la condensation endokarstique, en illustrant ainsi la mesure dans laquelle les conditions locales sont compatibles avec l'intervention de ce phénomène dans l'alimentation d'un drainage souterrain.

Les paramètres qu'on doit prendre en considération sont les suivants:

- altitude absolue = 800 m ;
- température du massif calcaire, déduite de la corrélation qui peut s'établir entre la température des cavités souterraines et l'altitude = $8,0^{\circ}\text{C}$;
- température moyenne à l'extérieur pour les mois juillet et août (quand les conditions météorologiques sont les plus favorables pour la condensation endokarstique), établie d'après les données de la station

météorologique de Cluj-Napoca (350 m d'altitude absolue) pour l'intervalle 1961—1967 = 19,1°C ;

— température moyenne à la station de Băișoara (1450 m d'altitude absolue) établie dans les mêmes conditions = 13,5°C ;

— gradient altitudinal de température = 0,5°C/100 m ;

— température moyenne à 800 m d'altitude :

$$t = 19,1 - \frac{800 - 350}{100} \cdot 0,5 = 16,8^{\circ}\text{C}$$

— densité de l'air, calculée d'après l'équation (RĂCOVIȚĂ, 1975)

$$d = \frac{0,4645(P - e) + 0,2886 e}{273 + t}$$

dans laquelle P = pression atmosphérique, soit 690 mm à 800 m d'altitude, e = tension des vapeurs, soit 10,1 mm à l'extérieur (pour une température de 16,8°C et une humidité relative de 70%) et 8,0 mm dans les réseaux de fissures (pour une température de 8,0°C et une humidité relative de 100 %),

$$d = \frac{0,4645(690 - 10,1) + 0,2886 \cdot 10,1}{273 + 16,8} = 10,998 \text{ kg/mc}$$

à l'extérieur et

$$d = \frac{0,4645(690 - 8,0) + 0,2886 \cdot 8,0}{273 + 8,0} = 1,1356 \text{ kg/mc}$$

dans les fissures ;

— vitesse de ventilation, établie à l'aide de l'équation

$$V = \sqrt{\frac{2 \cdot g(ds - de)}{ds}}$$

dans laquelle g = accélération de la gravitation (9,81 m/s²), ds = densité de l'air dans le réseau de fissures et de = densité de l'air à l'extérieur :

$$V = \sqrt{\frac{2 \cdot 9,81(1,1356 - 1,0998)}{1,1356}} = 0,8 \text{ m/s}$$

— débit de la ventilation souterraine, en estimant la densité de la fissuration à 16 m/m², la largeur moyenne des fissures à 0,05 m et la surface du massif calcaire à 250 000 m² :

$$Q = 16 \cdot 0,05 \cdot 250000 \cdot 0,8 = 160000 \text{ m}^3/\text{s} ;$$

— humidité absolue, dont la formule de calcul est (RĂCOVIȚĂ, 1975)

$$f = e \frac{289,38}{273 + t} \quad f = 10,1 \frac{289,38}{273 + 16,8} = 10,1 \text{ g/m}^3$$

à l'extérieur et

$$f = 8,0 \frac{289,38}{273 + 8,0} = 8,2 \text{ g/m}^3$$

dans le réseau de fissurés ;

— quantité d'eau de condensation $= 10,1 - 8,2 = 1,9 \text{ g/m}^3 = 0,002 \text{ kg/m}^3$.

Le débit théorique, de l'eau qui peut prendre naissance par condensation endokarstique au niveau de l'ensemble du réseau de fissures du massif calcaire est donc de

$$160000 \cdot 0,002 = 320 \text{ l/s.}$$

Il est évident que le résultat de ce calcul ne peut pas être pris comme tel en considération, car il est sujet de plusieurs corrections, concernant surtout la surface totale de fissures ouvertes par lesquelles peut se réaliser la ventilation souterraine et, par conséquent, le débit des échanges aérodynamiques. En effet, il est pratiquement impossible que le réseau de fissures représentent un système entièrement fonctionnel et convergent vers un point final unique, constitué par la source de Bica, de sorte que le débit de l'eau de condensation est fortement surestimé. Un tel calcul est pourtant justifié, car il donne une image sur la capacité potentielle du massif calcaire au point de vue de la condensation endokarstique, en démontrant ainsi que les particularités physiques de ce massif sont parfaitement compatibles avec le conditionnement théorique du phénomène de condensation.

En somme, tout en admettant que la source de Bica a une origine complexe, dans laquelle l'infiltration des précipitations météoriques ne peut pas être négligée, nous considérons que le lambeau de calcaires éocènes de la zone de Mănăstireni représente, par sa position isolée et par son haut degré de fissuration, un exemple illustratif pour le rôle que la condensation endokarstique peut avoir dans l'alimentation des drainages souterrains.

BIBLIOGRAPHIE

- GORAN C. (1982) — *Catalogul sistematic al peșterilor din România 1981* — București, 496 pp.
- MAC I. (1979) — *Relieful de butonieră din Podișul Huedin* — Stud. Univ. „Babeș-Bolyai” — Series Geol.-Geogr., 1, 1979, p. 63—78.
- MIHĂILESCU V. (1963) — *Carpații sud-estici de pe teritoriul României* — Editura Științifică, p. 309—332.
- RACOVITĂ G. (1975) — *La classification topoclimatique des cavités souterraines* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, XIV, p. 197—216.

FENOMENE DE CONDENSARE ENDOCARSTICĂ ÎN CALCARELE EOCENE DIN ZONA MĂNĂSTIRENI-BICA (CLUJ)

Rezumat

Lucrarea de față abordează problema fenomenelor de condensare ce se produc în rețeaua de fisuri a calcarelor paleogene din bazinul superior al Crișului Repede și anume în zona Mănăstireni Bica.

Condițiile litologice și structurale ale zonei amintite, încadrată în Podișul Pănicenilor s-au constituit în factori ce au condus la dezvoltarea unui relief tipic de butonieră.

Formațiunile paleogene reprezentate prin argile, marne și gresii în alternanță cu pachete groase de calcare au permis eroziunii fluviale modelarea unor văi adânci încadrate de versanți abrupti ce se termină la partea superioară prin cornișe erozivo-structurale.

În zona Bica, luată de către noi în cercetare, petecul de calcar al dealului Frincu se găsește situat la altitudinea de 800—850 metri, cu o suprafață de cca 2,5 km². Dispus aproape orizontal calcarul prezintă o fisurație puternică și regulată, asemănătoare unei adevărate rețele reticulare.

Existența acestei rețele remarcabile, precum și poziția detașată a caloarelor ne-a condus la abordarea și cercetarea fenomenelor de condensare. Considerăm că am reușit să dăm un răspuns la problema provenienței apelor izvoarelor din regiune pe de o parte, permițând pe de altă parte detașarea unor concluzii de ordin general privind fenomenele de condensare în carst.

Address of the author : Dr. Valentin CRĂCIUN — Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Clinicilor 5, 3400 Cluj-Napoca, România.

SUR LES CONDITIONS HYDROGÉOLOGIQUES DES ACCUMULATIONS DE BAUXITE DU PLATEAU KARSTIQUE DE RĂCAȘ — SCLAVUL PLEȘ (MONST PĂDUREA CRAIULUI)

PAR

I. ORĂȘEANU, A. IURKIEWICZ, E. GAȘPAR, I. POP

Sur la base des études hydrogéologiques, complétées par des marquages à traceurs et des observations hydro-météorologiques, on a établi les principales directions d'écoulement des eaux souterraines du plateau dans lequel se trouve le gisement de bauxite d'Albioara, tout en proposant des solutions pour l'exploitation de ce gisement dans des conditions dépourvues de risque hydrogéologique.

Les recherches géologiques entreprises dans la partie sud des monts Pădurea Craiului par PATRULIUS et al. (1974) et par MUNTEANU et GUG (1976) ont mis en évidence d'importantes accumulations de bauxite à l'ouest de la cime de Scaunul Craiului, sur la bordure orientale du plateau karstique de Răcaș — Sclavul Pleș, dans la zone d'Albioara.

Le plateau karstique de Răcaș — Sclavul Pleș se développe à une altitude de 450 m, étant limité au nord et à l'ouest par les gorges de la vallée de Vida, au sud par les terrains sénoniens de la dépression de Roșia et à l'est par la vallée de Viduța et la cime Hodișanul — Merișorul — Scaunul Craiului, au relief plus éparpillé de laquelle il se raccorde progressivement.

La morphologie de la zone a fait l'objet des recherches entreprises par RUSU (1981), qui publie une carte avec l'emplacement des grottes et des avens connus à ce moment, en soulignant le rôle des processus de corrosion qui, en l'absence du modelage fluvial, ont imprimé au plateau une évolution particulière, avec un fort développement des formes négatives. On doit également aux clubs de spéléologues amateurs de Cluj-Napoca, Oradea, Timișoara et Bucarest un progrès notable en ce qui concerne l'inventaire et la topographie des cavités souterraines de cette zone.

Le plateau karstique est développé sur des calcaires appartenant à l'autochtone de Bihor, ayant à la base les dolomites, les calcaires et les schistes argileux du werrénien supérieur, — anissien et les calcaires récifogènes massifs du ladinien qui affleurent dans le bassin supérieur de Vida (Fig. 1). Sur ceux-ci se superpose d'une manière discordante une pile épaisse de dépôts jurassiques, constitués de grès quartzitiques, argiles et brèches de calcaires (Hétangien — Sinémurien inférieur) à la partie inférieure, puis d'un paquet surtout calcaire, formé de calcaires à gryphées,

calcaires à cherts et marnes à intercalations de calcaires du Sinémurien supérieur — Toarcien, de marnes, calcaires marneux et calcaires oolithiques du Aaalenien — Callovien inférieur et de calcaires massifs et stratifiés du Callovien moyen — Tithonique.

À la fin du jurassique, l'autochtone de Bihor a été exondé, son émergence, marquée par le paléokarst largement développé sur la surface des calcaires tithoniques, menant à une fissuration intense des dépôts jurassiques, fissuration que les eaux ont intensivement exploitée plus tard dans l'établissement des drainages. Les cavités résultées par suite de l'érosion et de la corrosion karstique ont été colmatées avec du matériel à partir duquel se sont ultérieurement formées les bauxites. Toujours durant le Néocomien, sur ces bauxites se sont déposés des calcaires à characées et gastéropodes, puis en Barrémien des calcaires stratifiés à pachyodontes. La succession du crétacé de l'autochtone de Bihor prend fin dans la zone avec des marnes grises, subordonnées des calcaires et des grès (Aptien).

Dans la partie sud-ouest du plateau, les dépôts de l'autochtone de Bihor sont chevauchés par les brèches de roches cristallines, les conglomérats, les schistes et les grès vermiculaires permien de la nappe d'Arieșeni, tandis que dans la partie sud ils sont couverts transgressivement par des conglomérats, des grès et des marnes sénoniens appartenant à la dépression de Beiuș.

Les dépôts quaternaires sont représentés par des graviers, des sables et des argiles.

Les processus de karstification ont généré dans la masse des calcaires de nombreuses formes exo- et endokarstiques, parmi lesquelles on remarque les champs de dolines de la zone de Sclavul Pleș et l'alignement de ponors qui jalonnent la limite d'entre les terrains karstiques et non-karstiques de l'ouest du plateau (Fig. 1).

Dans les fissures et les cavités des roches carbonatées sont localisées d'importantes accumulations aquifères, alimentées, tant par les précipitations atmosphériques que par les cours d'eau permanents ou temporaires qui se forment sur le versant ouest de la cime Hodișanul. — Scaunul Craiului, cours d'eau qui s'infiltrent totalement par des ponors dès qu'ils arrivent sur les terrains calcaires. Chaque cours de surface s'est formé une microdépression de capture karstique prévue d'une marche antithétique, à la base de laquelle l'eau disparaît sous terre par une grotte réceptrice accessible (Peștera din Urzici, Peștera de la Cantonul Preguz, Peștera Itului, Peștera Lander) ou colmatée d'alluvions (Ponorul Hodișanul, Ponorul Cărbunar, Ponorul Hulpil, Ponorul Marchiș, Ponorul Birchii). Dans le cas des cours temporaires, dont la microdépression de capture karstique se trouve à ses débuts, l'eau s'infiltre d'une manière diffuse à travers des alluvions qui s'accumulent lentement.

Le gisement de bauxite d'Albioara est situé dans le bassin de la vallée de Bădana (Jofi), vallée qui est aujourd'hui fossilisée et matérialisée dans sa partie inférieure par une chaîne de dolines, flanquée de versants inclinés indiquant l'ancien tracé vers le sud, vers le bassin de Roșia, des eaux de surface, eaux qui ont abandonné l'écoulement superficiel en faveur de celui souterrain. Le bassin supérieur de la vallée est

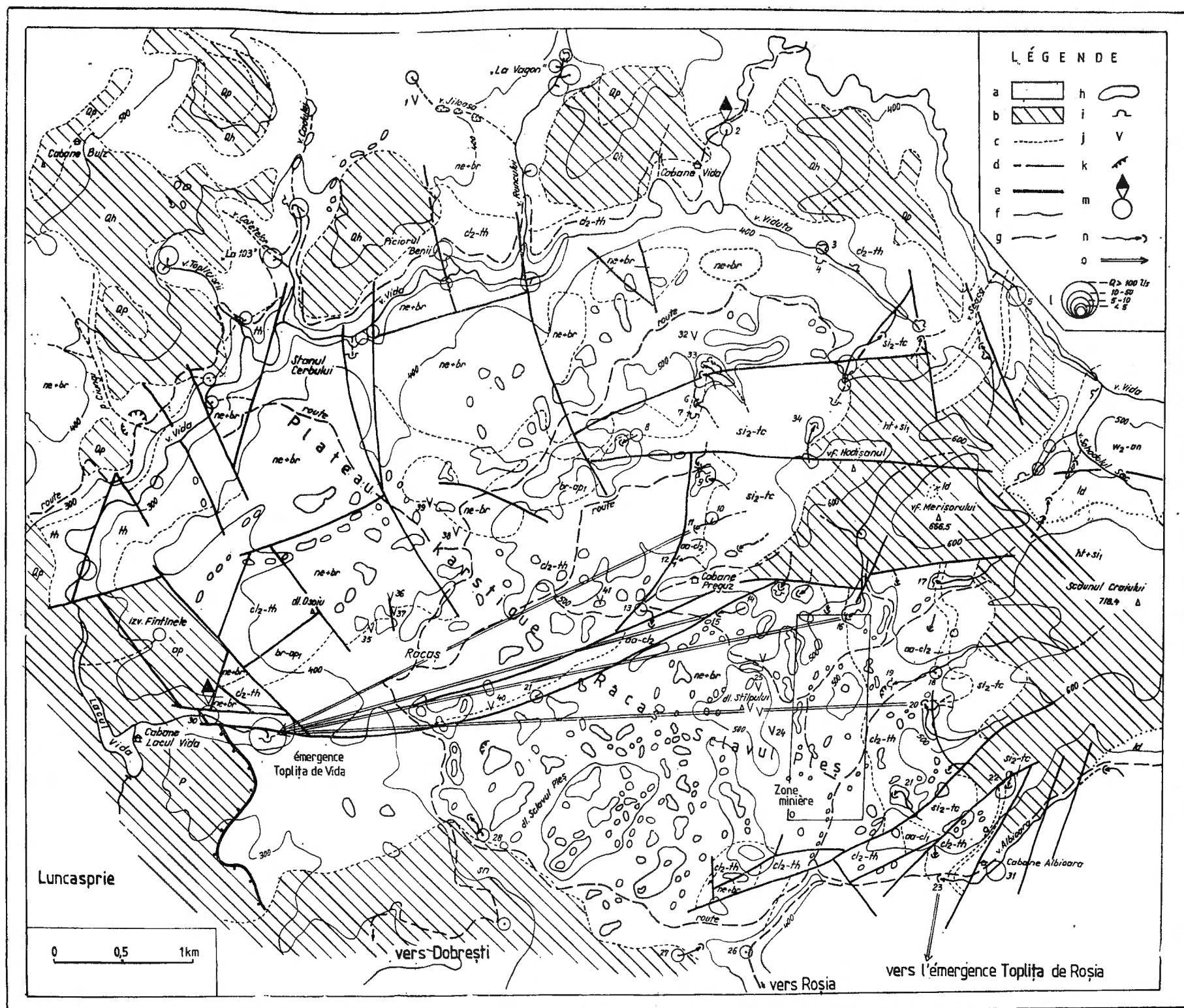


Fig. 1. Carte hidrogeologică du plateau karstique de Răcar-Sclavul Pleș (la géologie est empruntée à PATRULIUS et coll., 1974). Qh — holocène; Qp — pléistocène; sn — sénonien; ap — aptien; ne + br — néocomien + barrémien; cl₂-th — callovien moyen — tithonique; aa-cl₁ — aalénien — callovien inférieur; sl₂-tc — sinémurien supérieur — toarcien; ht + st₁ — hétangien + sinémurien inférieur; ld — ladinien; w₂-an — werfénien supérieur — anissien; P — permien; a — roches karstifiables; b — roches non-karstifiables; c — limite géologique; d — faille; e — ligne de charriage; f — cours d'eau permanent; g — cours d'eau temporaire; h — formes exokarstiques négatives (dolines, uvaes); i — grotte; j — aven; k — carrière; l — source; m — source à dégagements de gaz; n — pente d'eau; o — direction de déplacement des eaux souterraines établie avec des traceurs; 1 — Avenul Jilosa; 2 — la source de Cantonul Vida; 3 — Peștera Vizu I; 4 — Peștera Vizu II; 5 — la source de Rocodas; 6 — Ponorul de sub D. Linzului; 7 — Poșistăul din D. Linzului; 8 — la source de ponicioara; 9 — Peștera din Urzici; 10 — la source de Marchiș; 11 — Ponorul Marchiș; 12 — Peștera din Preguz; 13 — la source de Nișoara; 14 — la source de Fintina Rece; 15 — Ponorul Fintinii Reci; 16 — Ponorul Hodișanul (Merișorul); 17 — Peștera Itului; 18 — la source de Bădana; 19 — Peștera Lander; 20 — Ponorul Birchii; 21 — Ponorul Baia Nitului (Inter A-B); 22 — Ponorul Pisica Sălbatică; 23 — Ponorul Albioara; 24 — Avenul Nelu Metilă; 25 — Avenul Duți Chioreanu; 26 — la source de Vălău (La Cruce); 27 — la source de Fintina Rece; 28 — Izvorul de sub Rîtul Domnesc; 29 — Fintina Nulii; 30 — la source sous-thermale de Toplița de Vida; 31 — Izvorul Albastru; 32 — Poșistăul din D. Gîrbovu; 33 — Ponorul Hulpui; 34 — Ponorul Cărbunar; 35 — Avenul de sub D. Osoiu; 36 — Poșistăul din Copaciu Mîndru; 37 — Avenul de lîngă Poșistăul din Copaciu Mîndru; 38 — Poșistăul din Dîmbul Talpoș; 39 — Poșistăul din Dîmbul Mic; 40 — Poșistăul Pietroc; 41 — Poșistăul din Dîmbul Negril.

fortement fragmenté par de nombreuses captures karstiques, ce qui n'empêche pourtant de pouvoir reconstituer l'ancien tracé du cours principal et des affluents.

En vue d'établir les directions d'écoulement des eaux souterraines alimentées par les ponors de la bordure est du plateau karstique de Râcaș — Sclavul Pleș, on a effectué des marquages à traceurs qui ont mis en évidence les drainages karstiques suivants :

a) *Le drainage karstique Ponorul Marchiș — Izbucul Toplița de Vida.* Les eaux qui s'infiltrèrent à travers les alluvions du ponor de Marchiș (515 m d'altitude) avec un débit de 0,2 l/s ont été marquées le 24 mai 1982 avec 1,3 kg de fluorescéine. Le traceur a été identifié à l'aide des capteurs à charbon actif immergés dans l'Izbucul Toplița de Vida (305 m d'altitude), le tracé de 3460 m en vol d'oiseau étant parcouru en 168 heures, avec une vitesse moyenne de 20,6 m/h (fig. 2).

b) *Le drainage karstique Ponorul Fintina Rece — Izbucul Toplița de Vida.* Le ponor de Fintina Rece, situé à une altitude de 456,5 m, a été marqué le 24 mai 1982, pour un débit infiltré de 0,4 l/s, avec le traceur radioactif ^{131}I sous forme de NaI. Pour l'identification du traceur on a utilisé le procédé de concentration sur filtres à changeurs d'ions, les résultats obtenus montrant que le traceur a été dirigé vers l'Izbucul Toplița de Vida, situé à 3370 m de distance, avec une vitesse moyenne de 6,1 m/h (Fig. 2).

c) *Le drainage karstique Ponorul Hodișanul — Izbucul Toplița de Vida.* Le marquage du ponor de Hodișanul (458,5 m d'altitude) a été fait le 21 mai 1982, à un débit infiltré de 3 l/s, en utilisant comme traceur NaCl. L'ion Cl^- a été détecté dans les échantillons d'eau prélevés de l'Izbucul Toplița de Vida, situé à une distance de 4300 m, après 12,3 jours, la vitesse moyenne de transit étant de 15,6 m/h (fig. 2).

d) *Le drainage karstique Ponorul Birchii — Izbucul Toplița de Vida.* Pour le marquage des eaux infiltrées dans le Ponorul Birchii (altitude 458,2 m) on a utilisé le 6 août 1982 10 g. In EDTA pour un débit infiltré de 0,2 l/s. Le traceur est apparu dans l'Izbucul Toplița de Vida, situé à une distance de 4300 m, après un très long intervalle de temps. Les premières molécules d'indium ont été mises en évidence 51 jours plus tard, le maximum de concentration étant enregistré le 12 octobre (fig. 3). La vitesse de transit du traceur a été donc de 3,9 m/h.

L'Izbucul Toplița de Vida, dans lequel on a retrouvé tous les traceurs utilisés, a un débit moyen d'environ 180 l/s, avec un écart des fluctuations compris entre 26 et 1070 l/s (intervalle janvier — novembre 1982), et un bassin de réception approximé à 14 km².

Les résultats des marquages effectués montrent que les eaux du bassin de la vallée de Bădana, au début tributaire en surface du bassin du ruisseau de Roșia, ont été dirigées sous terre vers le bassin du ruisseau de Vida par des processus de capture karstique, comme suite de l'extension du bassin hydrogéologique de l'Izbucul Toplița de Vida. Dans la partie inférieure de cette vallée se place la ligne de partage des eaux souterraines de deux grandes sources du sud des monts Pădurea Craiului : les résurgences de Toplița de Vida et de Toplița de Roșia.

L'évolution de ce secteur du plateau karstique de Râcaș — Sclavul Pleș, attribué auparavant à deux bassins hydrogéologiques distincts, offre

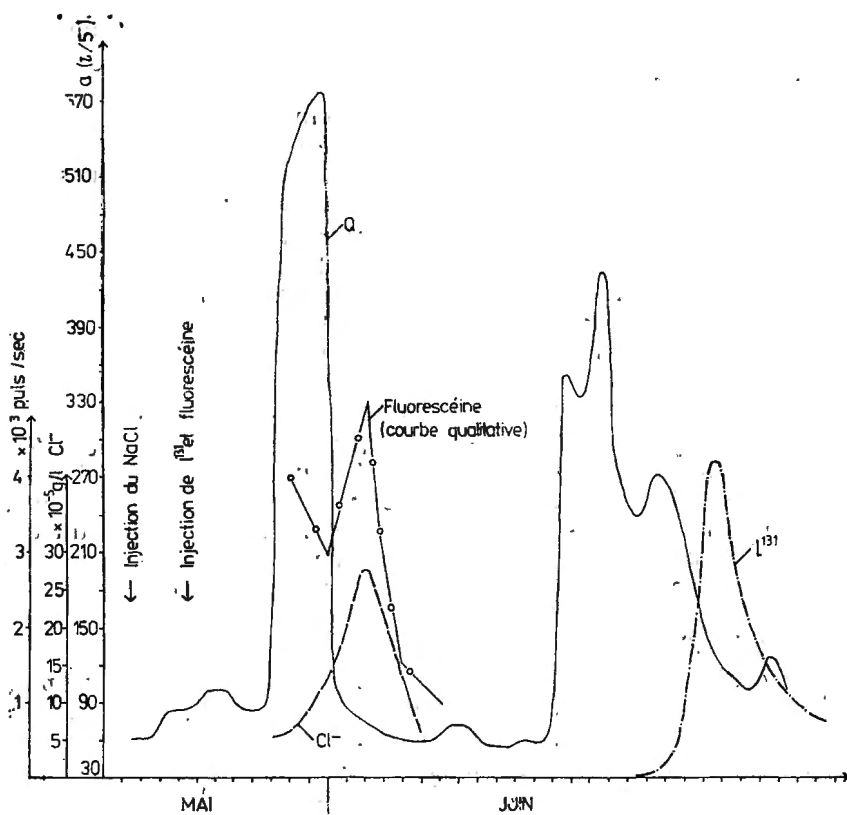


Fig. 2. Courbes d'arrivée des traceurs NaCl , ^{131}I et fluorescéine à la résurgence de Toplița de Vida et courbe de variation du débit de la résurgence.

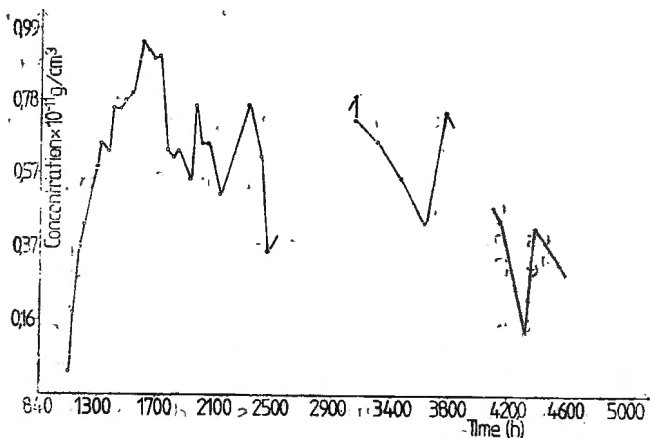


Fig. 3. Courbe d'arrivée du traceur In-EDTA à la résurgence de Toplița de Vida.

des chances pour trouver une jonction entre le système Ciur—Ponor — Toplița de Roșia, connu en grande partie, et le système de Toplița de Vida, en cours d'exploration. Sur la vallée de Toplița de Vida, d'une manière ascensionnelle par rapport au système de fractures formées dans les calcaires de l'autochtone de Bihor à la suite du chevauchement de la nappe d'Arieșeni, apparaît une source sous-thermale, avec une température de $22,5^{\circ}\text{C}$ et un débit d'environ 7 l/s. Au point de vue composition chimique, l'eau de cette source est bicarbonatée calcique magnésienne, avec une minéralisation très faible, identique aux eaux du système aquifère karstique du plateau de Râcaș — Sclavul Pleș. La source présente de forts dégagements de gaz ayant la composition suivante : $\text{N}_2 = 82,2253\%$, $\text{O}_2 = 12,1457\%$, $\text{Ar} = 0,5378\%$ et $\text{CH}_4 = 0,000606\%$ volumétriques. Des dégagements de gaz de moindre ampleur ont été également observés à la sources de Cantonul Vida ($t = 12,9^{\circ}\text{C}$, $Q = 3$ l/s).

Le périmètre minier d'Albioara est orienté nord-sud. Les travaux projetés en vue de son ouverture comprennent des galeries excavées à des différents niveaux, jusqu'à environ 90 m de profondeur. Ces galeries, orientées également nord-sud, constitueront pratiquement des drains capables de collecter les eaux souterraines dans leur déplacement entre les ponors de l'est de la zone et la résurgence de Toplița de Vida de la partie ouest. Elles pourront drainer une superficie d'environ 3 km² dans le bassin hydrogéologique de la résurgence de Toplița de Vida, avec un débit moyen d'environ 40 l/s. Si les travaux miniers du nord du périmètre intercepteront aussi les eaux infiltrées par le ponor de Hodișanul, la superficie totale drainée augmentera à 5 km² et le débit moyen affluent à 67 l/s.

Comme l'écoulement de surface est totalement absent dans le périmètre minier d'Albioara, toute la quantité d'eau provenant des précipitations et des écoulements de versant s'infiltré immédiatement sous terre, provoquant des crues importantes même à des valeurs médiocres des précipitations.

Pour l'évacuation de ces grandes quantités d'eau, nous considérons qu'il est judicieux d'ouvrir le gisement par une galerie de versant. De la sorte, l'évacuation gravitationnelle des eaux souterraines va éliminer le risque hydrogéologique dans l'exploitation du gisement et va exclure la nécessité de pomper les eaux par un puits, opération qui demande une grande consommation d'énergie et d'équipement.

BIBLIOGRAPHIE

- MUNTEANU LUCIA, GUG F. (1974) — *Raport geologic privind bauxitele din sectorul Roșia-Albioara (Munții Pădurea Craiului)* Archive d'IPEG Cluj-Napoca.
- PATRULIUS D., BORDEA S., BORDEA JOSEFINA (1974) — *Harta geologică a părții de sud-vest a Pădurii Craiului* — Archive d'IGG Bucarest.
- RUSU T. (1981) — *Les drainages souterrains des Monts Pădurea Craiului* — Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza“, XX, p. 187—205.

CONSIDERAȚII ASUPRA CONDIȚIILOR HIDROGEOLOGICE
ALE ACUMULĂRILOR DE BAUXITĂ DIN PLATOUL CARSTIC
RĂCAȘ-SCLAVUL PLEȘ (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)

Re z u m a t

Platoul carstic Răcaș-Sclavul Pleș din partea sud-estică a Munților Pădurea Craiului este modelat în calcare tithonice și crețacic inferioare cu gresii și conglomerate cuarțitice jurasic inferioare în bază, depozite bine evidențiate în relief care limitează la est dezvoltarea platoului. Cercetările geologice efectuate au pus în evidență acumulări lentiliforme de bauxită în depresiunile paleocarstului dezvoltat pe calcarele tithonice.

Platoul este lipsit de scurgere superficială, iar cursurile de apă care se formează din precipitațiile care cad pe rama estică necalcaroasă a platoului se infiltrează în subteran imediat la intrarea în zona carstică prin numeroase ponoare.

Marcările cu trasori (indiu, fluoresceină, rhodamină, NaCl) efectuate în aceste ponoare au stabilit că apele subterane se deplasează spre resurgența Toplița de Văda, intersectează lucrările miniere proiectate pentru deschiderea zăcămintului de bauxită Albioara și măresc considerabil riscul hidrogeologic în săparea acestor lucrări. În vederea diminuării acestui risc, autorii propun deschiderea zăcămintului printr-o galerie de coastă.

Addresses of the authors: Iancu ORĂȘEANU, Adrian IURKIEWICZ, *Întreprinderea de Prospekțiuni Geologice și Geofizice*, Str. Caransebeș 1, 78768 București; Dr. Emilian GASPĂR, *Institutul de Fizică și Inginerie Nucleară*, București-Măgurele CP 5206; Prof. Dr. Iuliu POP, *Institutul de Învățământ Superior Baia Mare*, Str. Dr. V. Babeș 62/A, 4800 Baia Mare, România.

HYDROGEOLOGICAL STUDY OF DÎMBOVICIOARA PASSAGE

BY

I. ORĂȘEANU, AL. BULGĂR, E. GAȘPAR, N. TERTELEAC

A comprehensive hydrogeological study was performed in a 230 km² essentially carbonatic area of Piatra Craiului massif. Based upon the classical hydrogeologic research, the microtectonic observations, the radioactive and chemical tracers and the hydrometeorological data, the surface and groundwater balance is calculated, the hydrogeological basins of the main sources are delimited, the relation between infiltration and surface drainage is established and the underground water resources are calculated.

1. INTRODUCTION

The syncline area developed between Leaota and Bucegi massifs on the east and the crystalline massif of Meridional Carpathians on the west, geologically known under the name of Dîmbovicioara passage, and including two distinct geomorphological units namely Rucăr—Bran passage and Piatra Craiului massif, has the shape of a fan widely opened to the North, to Brașov depression and closed to the south by crystalline basement uplift in Dragoslavele area.

The passage rough relief, having the western side raised in the Piatra Craiului massif, has a structure consisting of a succession of synclines and antichines strongly divided by transverse faults, forming thus three large tectonic depressions: Bran, Podul Dîmboviței and Rucăr.

The present geological and structural image of this area, schematically represented in sketch no. 1, is the result of syntheses made by PATRULIUS (1969), PATRULIUS et al. (1971, 1972, 1974), and POPESCU (1964—1965).

The crystalline basement of the passage has a continuous dipping to the north, interrupted by a transverse uplift area along the alignment Coacăza Valley — La Om peak. It supports Jurassic and Cretaceous deposits, having in their lower half massive and stratified, highly fractured limestones, 700—1200 m thick, of Kimmeridgian—Tithonic age. Two horizons having a maximum cumulated thickness of 100 m, including marly limestones, sandstones, microconglomerates and marls (lower Callovian-Bajocian) and massive limestones, marly and gresous limestones with cherts (upper Callovian—Oxfordian) are discontinuously developed between the crystalline shists and the limestones.

The cretaceous deposits have a succession consisting of glauconitic limestones, bioclastic limestones, marls and marly limestones (Haute-

rivian), marls and marly limestones with reef limestone lenses (Barremian), marls and reef limestones (lower Aptian), limestone conglomerates, polymictic conglomerates and limestone breccia (upper Aptian). The final part of the Cretaceous has a transgressive character and includes massive sandstones, polymictic conglomerates, carbonatic and micaceous sandstones alternating with siltites (Vraconian—Cenomanian) clayey marls (Turonian—lower Senonian), clays and conglomerates (upper Senonian).

To the north-east of the passage there are eocene deposits represented mainly by marls and secondarily by conglomerates and limestones. Sands, gravels and Quaternary clays have a local development.

2. HYDROGEOLOGICAL ZONES OF DÎMBOVICIOARA PASSAGE

The stratigraphic complexes in the Dîmbovicioara Passage have been distributed into 4 hydrogeological zones, according to their geological and hydrological characteristics:

- Zones of aquiferous accumulations of great extension, located in carbonatic rocks;

- Zones of aquiferous accumulations of great extension located in consolidated detritic rocks;

- Zones of unimportant or absent aquiferous accumulations.

The great extension aquiferous accumulations located in carbonatic rocks zones include the development area of the deposits of low Bajocian—Callovian age, medium Callovian—Oxfordian age, Kimmeridgian—Tithonic and Hauterivian age; these deposits are located at the bottom of Dîmbovicioara passage sedimentary series and they are transgressive across the crystalline shists of the basement. The aquiferous accumulations are located in the karstic voids and cracks of the carbonatic deposits.

The zones of great extension aquiferous accumulations located in consolidated detritic rocks occupy the largest area, and include the upper Aptian, Albian, Vraconian—Cenomanian age terranes, mainly represented by conglomerates and sandstones. Water accumulation and circulation through deposits occurs in cracks and intragranular spaces.

As there are no impervious rock packets with regional development between the carbonatic deposits and the sandstone-conglomeratic ones (the Barremian marls and low Aptian marls are thin and of local extension) the two hydrogeological zones form a unique aquiferous system, having a direct and permanent hydraulic connection.

The aquiferous system water recharge is acquired mainly from precipitation and secondarily from surface waters, collected from the crystalline frame in the passage southern part, which infiltrate totally (Fundățica Valley, Crov Valley, Rața Valley), or partially (Cheia, Ghimbav and Rudărița Valley) through alluvial deposits in river bed to the limestone or sandstone-conglomeratic sub-layer. The precipitation that fall on the limestone ridge and slopes of Piatra Craiului and Gîlma Pleșii primarily infiltrate almost directly on the outcrop surface of the limestones, the sandstones, the conglomerates and secondarily, after a short

organization and a short route, disappear through sinks (Lupu, Seaca Pietrelor, Pestera, and Izvorului Valley).

The aquiferous system is discharged by means of a series of sources (Table 1) as for example:

The main sources of the Dimbovicioara Passage

Table 1

Denomination	Discharge l/s	Remarks
Hydrographic basin of Bîrsa River		
Valea Prăpastiei sources	790 ¹⁾	75 % collected
Toplița source	100	Collected
Măgura I source	15	Collected
Măgura II source	5	Collected
The sources near Ulmului Valley and Coacăzei Valley junction	30 ¹⁾	Uncollected ⁴⁾
Valea Sbiricioarei sources	25 ¹⁾	Uncollected ⁴⁾
Valea lui Nenu source	7	Uncollected ⁴⁾
Gilgoaie sources on the Ulm Valley	10	Uncollected ⁴⁾
Valea Grădiștei sources	8	Uncollected ⁴⁾
Valea Moeciu sources (La Cascadă)	50	Uncollected ⁴⁾
Hydrographic basin of Dimbovița River		
La Gilgoaie sources on the Dimbovicioara Valley	320 ¹⁾	Uncollected ⁴⁾
Cheile de Jos ale Dimboviței sources	800 ¹⁾	Uncollected ⁵⁾
Plai sources	50	Uncollected ^{2, 4)}
Uluce Cave source	40	Uncollected ^{2, 3, 4)}
The source located in the front of Uluce Cave	60	Uncollected ⁴⁾
Valea Izvorului sources	20	Uncollected ⁴⁾

¹⁾ Cumulated discharge.

²⁾ The water muddied in the abundant precipitation period.

³⁾ Pollution danger.

⁴⁾ Optimal conditions for collect.

⁵⁾ Hard conditions for collect.

— The springs in Prăpastia Valley. The sources of Prăpastia basin have a yearly medium cumulated flow rate of 790 l/s and radially concentrate the waters infiltrated from the bottom of the limestone slopes of Piatra Craiului massif curving area and partially the waters from Piatra Mică and Măgura area. These springs appear both from limestones and from conglomerates, in a highly fractured and folded area. They are collected in a 3/4 degree for water supply of Zărnești town.

— Toplița spring. It is located on the northern slope of Piatra Craiului syncline, some 1,5 km away from Zărnești town. It emerges from colluvial deposits, having a yield of some 100 l/s and discharges the waters from the northern flank of Piatra Craiului syncline using Toplița fault and its breakage area as a drain for the accumulations discharge. It is collected for Zărnești town water supply.

— „La Gilgoaie“ springs. These springs are located on the right side of Dimbovicioara creek, about 1 km upstream the junction with

Muierea Valley and emerge in a highly tectonised area, from the bottom of a Neojurassic limestone deposit, covered by Hauterivian limestones and Barremian marls. The group is represented by 4 springs disposed on a 30 m distance, having a total flow rate of about 50 l/s and represents the southern end of a spring line extending upstream on about 400 m up to the point called "La Bile". The springs along this line are temporary or permanent, with a cumulated flow of about 20 l/s and some of them release gases having a composition similar to that of the atmospheric gas ($N_2 = 77\%$, $O_2 = 20.7\%$, $CO_2 = 1.04\%$, $Ar = 0.916\%$, $CH_4 = 0.0112\%$ — volumetric percentages).

— The springs of Plai. They are located immediately downstream the Peştera Valley and they represent partially the resurgence of the waters infiltrated through the sinks on Peştera Valley (CONSTANTINESCU, 1976). They come out on bedding planes of the Neojurassic limestones and are represented by a permanent source having a medium flow of 50 l/s and an overflow located about 10 m upstream.

— The springs in "Cheile de Jos" of Dîmboviţa river, are located on the southern end of Dîmbovicioara passage on both sides of the river, between the junctions with Cheia Valley and Ghimbav Valley, on a distance of about 2 km. By these sources, that are to be found close to the boundary with the crystalline area, in a highly tectonised environment where the crystalline basement together with the sedimentary cover was steplike uplifted along a transverse faults system, a great part of the aquiferous system of Dîmbovicioara passage is discharged. These springs come out both above stream level and in riverbed and have a cumulated flow of about 800 l/s out of which about 300 l/s belong to the first category.

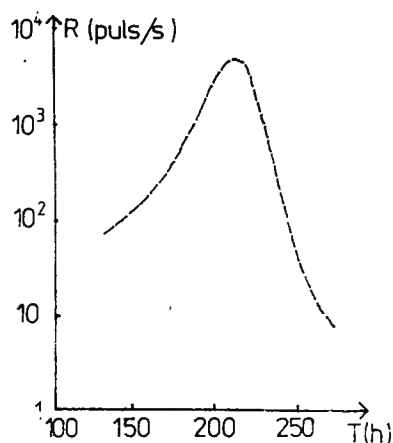
The microtectonic profiles through the limestones and the conglomerates of the Piatra Craiului syncline evidenced two main systems of open cracks: a system of cracks directed normally to the folds axis, parallel to the compression forces direction that generated the folding and a system of cracks parallel to the syncline axis. The first system has mainly the role of concentrating the ground waters to the middle of the structures wherefrom they are conducted by the second cracks system to the large discharge areas located in the axis ends of the synclinal structure (The springs from "Prăpastia Valley" and from the "Cheile de Jos" of Dîmboviţa river).

Three tracing experiments have been performed by means of radioactive and chemical tracers to establish the main directions and the hydrogeological parameters of ground waters drainage from Dîmbovicioara creek and "Cheile de Jos" of Dîmboviţa river basins. The first tracer, a Bromine — 82 solution was injected in a seepage zone through alluvial deposits in the bed of "Valea Seacă a Pietrelor" at 1265 m altitude (0.5 l/s flow rate). The tracer came out in "La Gilgoaie" springs located 4 km downstream and at 940 m altitude, after 120 hours from injection and the last labelled molecules passed through the measuring point after 260 hours (fig. 1).

The second tracing experiment was performed in the diffuse sink (975 m altitude, 5 l/s flow), in the tithonic limestones on the "Izvorului"

Valley, a left hand tributary of Dimbovicioara river. The injected tracer, Iodine-131, was detected on ions exchanger filteres located in "Cheile de Jos" of Dimbovița springs at a horizontal distance of 4.25 km. and 725 m altitude. As these springs emerge along a line of about 2 km. length, the filters have been located in three points : upstream, downs-

Fig. 1. Diagram of the counting rate variation during 29.07.1980 — 08.08.1980 at Gilgoaic springs (Dimbovicioara valley) Bromine — 82 as tracer.



stream and in the median part of the springs line. Tracer transfer curve is presented in fig. 2.

The karstic waters dynamics in Cheia area was studied with two tracers : fluorescein for tracing the waters entering in the sink of Cheia and sodium dichromate for the waters of Cheia brook, downstream the sink (Fig. 3). Both tracers have been detected in the Ulucè Cave resurgence (fig. 4). The sodium dichromate presence indicating diffuse infiltrations through the valley bed alluvial deposit.

The reduced aquiferous accumulations located in unconsolidated detritic rocks are restricted to the alluvial plains of the main rivers, to the slope detritus and to the dejection cones. The water accumulations in these deposits are reduced and have a strictly local importance.

The unimportant or absent aquiferous accumulation areas include the crystalline grounds on the frame and in the middle of the passage, as well as the surfaces covered mainly by marly deposits of Barremian, low Aptian, low Turonian—Senonian, upper Senonian and Eocene age. All these rocks have a low permeability and do not practically contain aquiferous accumulations.

3. WATER CHEMISTRY

The waters of Dimbovicioara passage sources are calcium-bicarbonate whith a very low mineral concentration. The springs emerging from Aptian conglomerates, sandstones and Vranconian-Cenomanian conglomerates have a similar chemistry variation range showing a very small difference to that of waters emerging from limestones. This uniformity

is mainly due to the very tectonised geological structure that allows the seepage waters to cross the deposits with various lithologic structures, being enriched with ions characteristic for both deposit categories.

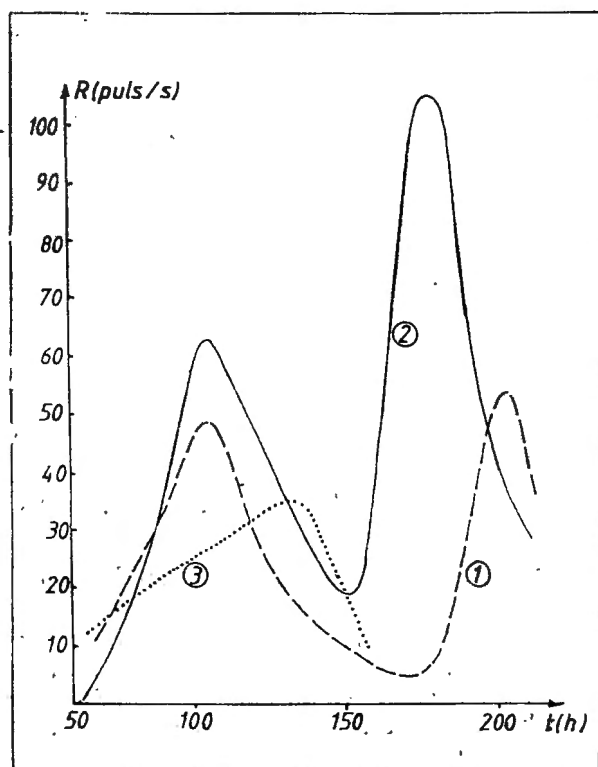


Fig. 2. Diagrams of the counting rate variation during 29.07.1980 — 07.08.1980 at the springs of the upper (1), middle (2) and lower (3) reaches of the Lower Dîmbovița Gorges. Iodine — 131 tracer.

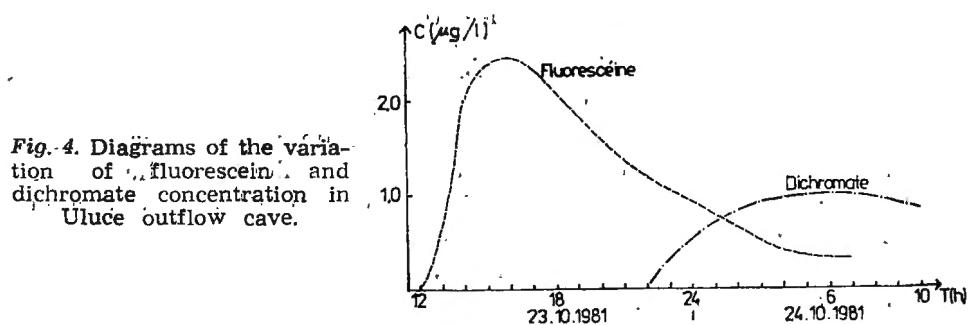
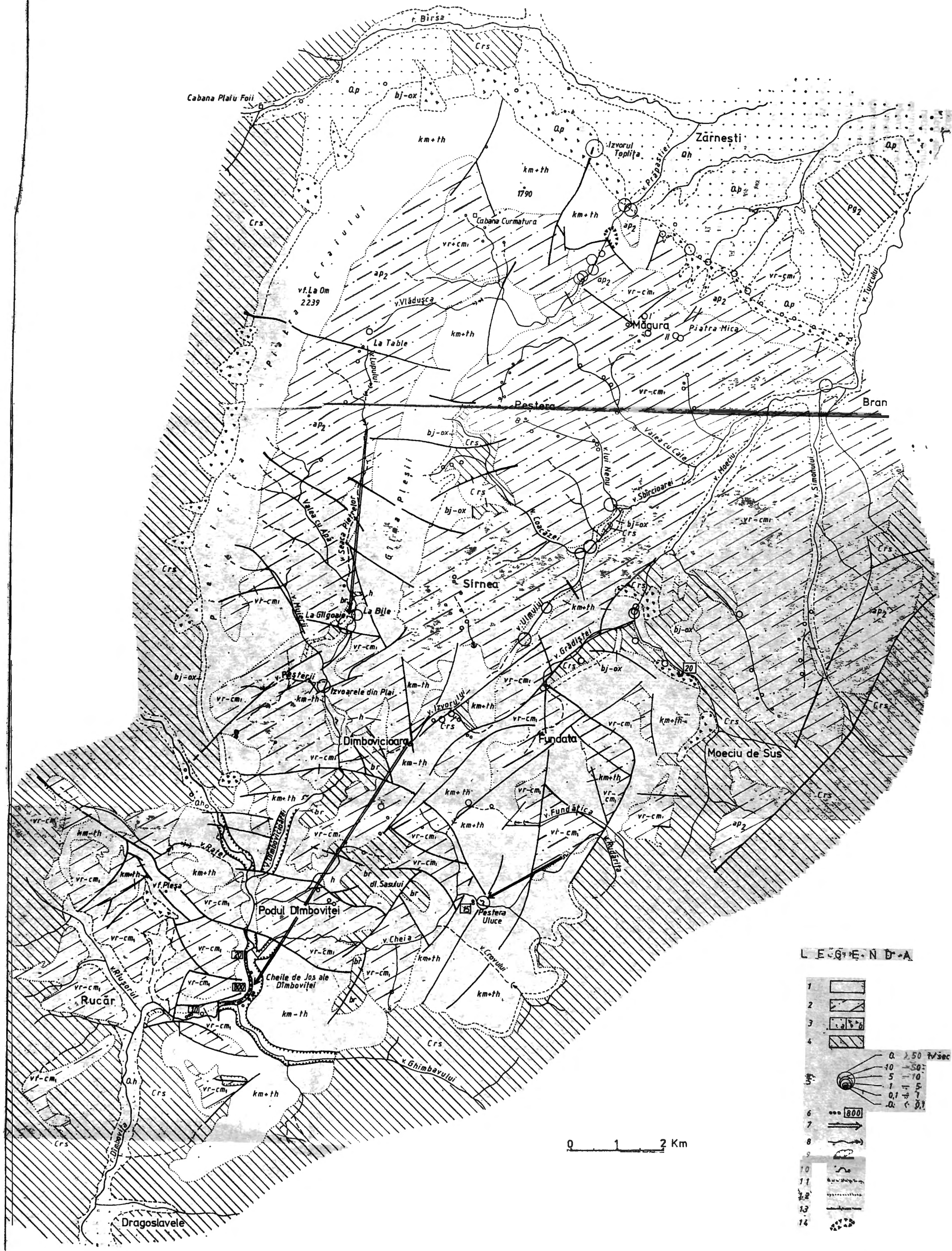


Fig. 4. Diagrams of the variation of „fluorescein” and dichromate concentration in Uluce outflow cave.

4. HYDROLOGICAL BALANCE EVALUATION OF SURFACE AND DEEP WATER

The high value of infiltration on the surface covered by carbonatic deposits produces the reduction of the quantity of the water available for runoff and evaporation. Due to the irregularity of the field of frac-



LEGENDA

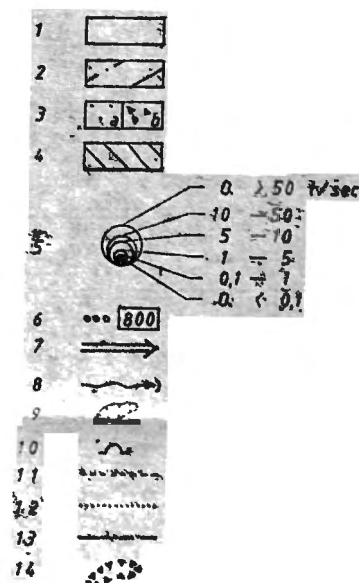


Fig. 3. Hydrogeological map of Dimbovitioara Passage (the geology, after Patrușiu et al. 1971, 1972, 1974 simplified) (Qh — Holocene, Qp — Pleistocene; Sn₁ — upper Senonian; tu—sn₁ — Turonian — lower Senonian; vr—cm₁ — Vraconian — Cenomanian; ap₂ — upper Aptian; ap₁ — lower Aptian; br — Barremian; h — Hauterivian; km—th — Kimmeridgian — Tithonic; bj—ox — Bajocian — Oxfordian; Crs — crystalline shists).

Explanation; 1 — zones of aquiferous accumulations of great extension located in carbonatic rocks; 2 — zones of aquiferous accumulations of great extension located in consolidated detritic rocks; 3 — zones of aquiferous accumulations of low extension, located in detritic unconsolidated rocks, a — in sand alluviums; b — in rocks slope debris; 4 — zones of unimportant or absent aquiferous accumulations; 5 — spring; 6 — line of springs with a cumulated flow of 800 l/s; 7 — flow direction of underground waters, as established by tracers; 8 — swallet; 9 — sinkhole; 10 — cave; 11 — normal geological boundary; 12 — transgression boundary; 13 — fault; 14 — quarry.

tures and to the different karstification degree, establishing the amount of infiltration in the karstic area is very difficult; that is why this evaluation is performed indirectly, using hydrological methods for river sections and the water balance method for surfaces.

An infiltration detailed analysis (probable maximum values, infiltration capacity of karstic areas, infiltration and circulation velocity according to the underground storage state, etc.) must take into consideration a number of short time periods (a decade, a month) when the ground water storage variation should be considered and a very accurate calculation of evapotranspiration should be performed, as the water infiltrated in the karstic areas is always to be recovered after a shorter or a longer period of time in the flows of springs or rivers from the karstic area boundary. If the period is long enough (a hydrological cycle for instance), the losses are compensated by supplies, achieving thus only a gross infiltration estimation for which the flow-rates recording is sufficient.

The runoff at the outlet of a basin is composed of several components, such as direct surface runoff, interflow and groundwater discharge, contributed by different natural storage and conveyance systems existing in the basin. These systems are not isolated from each other and are in general closely interrelated. For example, when direct surface runoff occurs as a result of a storm over the basin, change in subsurface contribution is also observed. Depletion of soil moisture also strongly influences the runoff process, etc.

The first step in studying these hydrologic systems and their interrelation is to proceed to a hydrograph analysis and separate each component.

The yearly hydrologic balance elements for surface and ground waters in a karstic area are shown in Table 2. When computing the

Table 2

Annual hydrologic balance elements of deep and surface waters from
Dimbovicioara Passage

Inputs (mil. m ³)	Outputs (mil. m ³)
Precipitation, P	Evapotranspiration, E
	Discharge, Q
	— runoff, R
	— emergences (sources), Q
	Effective infiltration, I
$I = P - E - R - Q$	

decade period balance, the ground water storage variation, S is also introduced in the calculations:

$$P = E + R + I \pm S \quad (1)$$

where P is the precipitation, E, evapotranspiration, R, direct surface runoff, I, the effective infiltration. The effective infiltration shall be

calculated by difference, using for the decade balance, the following expression :

$$I = P - E \pm S - R \quad (2)$$

and for the yearly evaluation, the following :

$$I = P - E - R \quad (3)$$

$P - E \pm S$ term, and $P - S$ respectively, from relations (2) and (3) represents the precipitation amount available for runoff and infiltration, and the difference between this quantity and the R runoff may have a negative or positive value, as a result.

A positive value of the infiltration obtained from a yearly balance indicates that the inputs into the basin are higher than the losses (outputs), that part of the water volume infiltrated on the hydrographic basin surface is directed to other hydrogeological units, that the hydrographic basin surface for which the balance is computed, is actually larger than the hydrogeological basin surface initially taken into account. When a negative value of infiltration is obtained, all elements mentioned above have a reverse significance.

In the case of a decade balance, the significance of a positive or negative value for the effective infiltration may be restricted, indicating only a taking into or releasing from storage of ground water, without mandatarily implying any hydrodynamic relations with other hydrogeological units.

The hydrogeological balance is computed for November 1979—October 1980 period. The studies performed at Curmătura (1460 m alt.), Dimbovicioara (960 m alt.), Podul Dimboviței (725 m alt.), Rucăr (695 m alt.), Zărnești (720 m alt.), Plaiu Foli (831 m alt.), Fundata (1400 m alt.) and Moeciu de Sus (1530 m alt.) have been taken into account for precipitation both vertical and yearly seasonal distribution analysis. The direct surface runoff regime was controlled by 10 hydrometric stations, the actual evapotranspiration was established based upon the studies carried out at Poiana Brașov, Moeciu de Sus and Dimbovicioara stations. The distribution of the water storage was performed according to the measurements from 8 stations located on different pedogeographic formations in respect to bedrock characteristics, altitude, slopes and afforestation degree.

Interpretation of variation graphs for efficient infiltration obtained by the decade balance computation shows for Prăpastia creek hydrographic basin (Fig. 5.1.) an infiltration value much lower than that of the discharged yields, the infiltration deficit displaying high values (up to 940 l/s) for long periods. Only during spring time, the large infiltration occurred as a consequence of snowmelting may be accounted for the value of the total volume released from this basin. For the hydrographic basin of Dimbovicioara creek an opposite phenomenon is noticed, namely the infiltration has mainly positive values and the maximum infiltrated yields may achieve 1800 l/s on the whole basin surface (Fig. 5.2.).

The yearly hydrologic balance of surface and deep waters in the Prăpastia creek hydrographic basin (Table 3) indicates an additional supply exceeding the available water quantity of the hydrographic basin surface (22,5 km²) by about 13 mil. m³ of water. The flow discharged by

the sources existing in the Prăpastia creek catchment area accounts for a basin surface of 52 km², and if the surface of about 5 km², corresponding to the Toplița spring, partly discharging the same structure, is added a total recharge surface of about 57 km² is obtained.

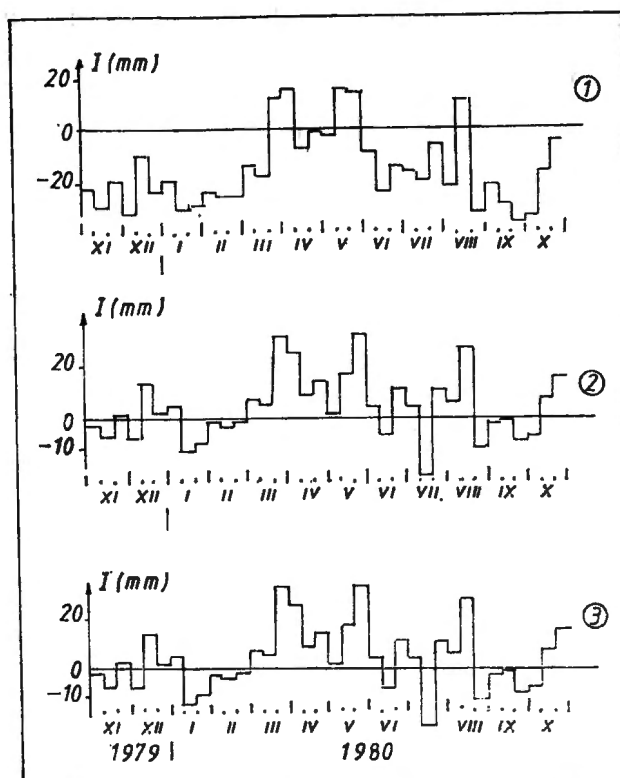


Fig. 5. Decadal variation of the efficient infiltration on the hydrographic basins of Prăpastia (1) and Dîmbovicioara (2) creeks and of the karstic area of Dîmbovița river (3).

Table 3

Annual hydrologic balance elements of deep and surface waters
from Prăpastia creek basin

Input (mil. m ³)	Output, (mil. m ³)	
Precipitation, P=19.2	Evapotranspiration,	E = 6.30
	Runoff,	R = 7.55
	Emergences,	Q _w = 18.21
	Total output	32.06
$I = P - E - R - Q_w = -12.86 \text{ mil. m}^3/\text{year}$		

The additional surface of about 34 km^2 that takes part to the supply of Prăpastia Valley and of Toplița spring sources includes the outcrop area of limestones on the northern part of the Piatra Craiului up to "La Om" peak (about 9 km^2) and a great part of Turcului brook hydrographic basin. The accurate delineating of the underground water-shed between the hydrogeological basins of Prăpastia basin sources and the Turcului brook basin is possible only in the western part where it follows the outcrop boundary of the crystalline schists.

The reduced discharge variation of sources in the Prăpastia Valley in respect to the precipitation regime (Fig. 6) suggests important under-

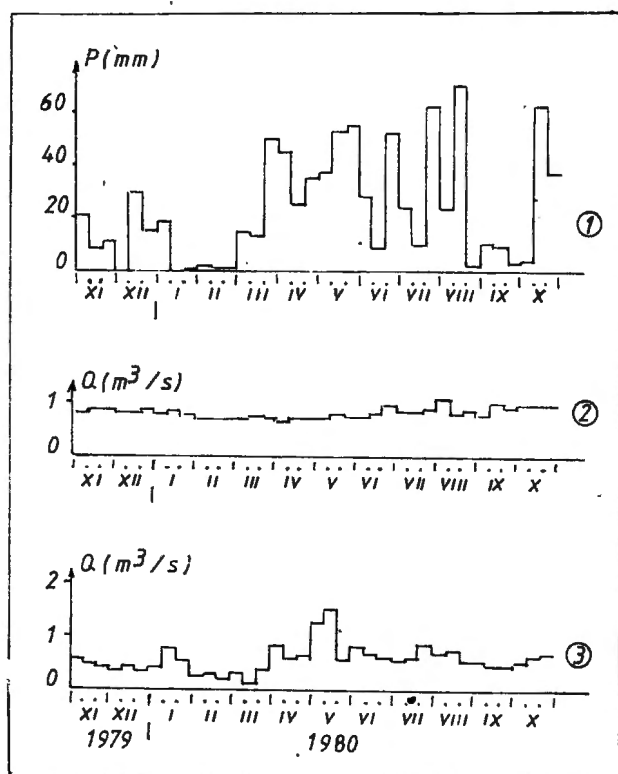


Fig. 6. Decadal variation of the rainfall on the investigated area (1) and of the cumulated yields discharged on Prăpastiei (2) and Dimbovicioarei (3) valleys.

ground water storage, located mainly in the limestone joints, in the sandstones and conglomerates joints and intergranular spaces and only secondarily in great karstic voids and pipes. These characteristics indicate at the same time the existence of a young, incipient karst in the Piatra Craiului massif.

The yearly hydrologic balance of surface and deep waters in the Dimbovicioara creek hydrographic basin (Table 4) indicates a drainage

deficit of 8.6 mil. m³ water, a water volume that is partially recovered in the "Cheile de Jos" of Dimbovița river sources discharge.

The study of the respective perimeter hydrogeological conditions evidenced that are partially directed to the sources from the "Cheile de Jos" of Dimbovița river, besides the waters infiltrated on the Dimbovi-

Table 4

**Annual hydrologic balance elements of deep and surface waters
from Dimbovicioara creek basin**

Input; (mil. m ³)	Output (mil. m ³)	
Precipitation, P=41.7	Evapotranspiration,	E = 13.60
	Runoff,	R = 9.15
	Emergences,	Q = 10.35
	Total output	33.10
$I = P - E - R - Q = 8.6 \text{ mil. m}^3/\text{year}$		

cioara basin also the waters infiltrated on the limestone surface of the Piatra Craiului western side, starting from "La Om" peak to the south (5.5 km²) as well as the surfaces covered with sedimentary deposits in the catchment areas of Cheia creek (19 km²), Ghimbav creek (5 km²) and Dimbovița river (10 km²), situated in the Podul Dimboviței — Rucăr area, away from the hydrographic basins of the above mentioned creeks.

The volume of annual infiltrations occurred on these additional surfaces of 39.5 km² is of 16.86 mil. m³; if this volume is added to that infiltrated on the hydrographic basin surface of Dimbovicioara creek, a total water volume discharged by the sources from the "Cheile de Jos" of Dimbovița river of 25.46 mil. m³ (about 800 l/s) is obtained. The hydrometric measurements performed on this section of Dimbovița river indicated similar supplies to those obtained by means of water budget calculations.

Determination of hydrogeological basins surfaces for Prăpastia and Dimbovicioara creeks as well as the knowledge of the yields discharged annually from these, permit the calculation of the specific infiltration value, $i=508 \text{ mm/year}$ (16 l/s/km²) and $i=425 \text{ mm/year}$ (13.5 l/s/km²).

On the surface covered by Dimbovicioara passage sedimentary deposits (about 230 km²) the precipitation during the hydrologic year November 1979 — October 1980 created an available amount of 571.6 mm to which a water volume of about 131 mil. m³ (4.1 m³/s) corresponds. From this volume, an amount of about 99 mil. m³ (3.1 m³/s) namely 75% has been infiltrated underground and a volume of about 32 mil. m³ (1m³/s) that is 25% was discharged by direct runoff. The infiltrated fraction contributed to the continuous rebuilding of the ground water storage, that is permanently tapped by the springs located mainly at the passage boundary.

From the total quantity of the infiltrated water, which accounts for the total dynamic reserves of the perimeter, more than one half is discharged by three big spring groups (the springs of Prăpastia Valley, the springs of „Cheile de Jos“ of Dîmbovița river and the springs „La Gilgoaie“ from the Dîmbovicioara Valley“). The dynamic reserves from the northern part of the perimeter are exploited under 75% and those from the southern half are entirely unused.

REFERENCES

- PATRULIUS D. (1969) — *Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dîmbovicioara*. Ed. Acad. R.S.R. București.
- PATRULIUS D., POPESCU ILEANA, DUMITRESCU R., SCHUSTER A. C., SÂNDULESCU M., MIHĂILĂ N. (1971, 1972, 1974) — *Harta geologică a R.S.R., scara 1:50.000, foile Rucăr, Zărnești, Moecu, Birsa Fierului*.
- POPESCU ILEANA (1964—1965) — *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii geologice a Masivului Piatra Craiului*. Dări de seamă IGG, LII, (2) București.

STUDIUL HIDROGEOLOGIC AL CULOARULUI DÎMBOVICIOARA

Rezumat

Lucrarea prezintă rezultatele studiilor hidrogeologice complexe efectuate într-o zonă muntoasă cu o suprafață de 230 km². Această zonă de formă sinclinală, cu șisturi cristaline în fundament și pe flancuri, are în bază un complex carbonatic, iar la partea superioară unul consolidat detritic (gresii și conglomerate). În cele două complexe sînt localizate acumulări acvifere cu extindere mare care formează un sistem acvifer unic, în legătură hidrolică directă și permanentă.

Pe baza cercetărilor hidrogeologice clasice, a observațiilor microtectonice, a marcărilor cu trăsori radioactivi și chimici și a datelor hidro-meteorologice este întocmit bilanțul hidrogeologic al apelor de suprafață și adîncime, sînt delimitate bazinele hidrogeologice ale principalelor surse, este stabilit raportul dintre infiltrație și scurgerea superficială și sînt calculate resursele de ape subterane.

Addresses of the authors: Iancu ORĂȘEANU, Neculai TERTELEAC, *Întreprinderea de Prospekțiuni Geologice și Geofizice, Str. Caransebeș 1, 78768 București*, Alexandru BULGĂR, *Institutul de Meteorologie și Hidrologie, Șoseaua București-Ploiești, 97, 71581 București*; Dr. Emilian GAȘPAR, *Institutul de Fizică și Inginerie Nucleară, 5206 București-Măgurele, România*.

RELATIONS BETWEEN THE FRESH- AND SALT WATERS CIRCULATION AND THE GEODYNAMICS OF THE OCNA ȘUGATAG KARSTOSALINE AND ANTHROPOSALINE LAKE AREA (MARAMUREȘ DISTRICT)

BY

V.-A. BULGĂREANU, V. FEURDEAN, AL. GUTU, Emilia OLTEANU,
A. BOGORODITA, D. HANNICH

In the present paper, a circulation pattern of fresh- and salt waters (including the surface-, ground- and lake waters) is proposed and the relations between this last pattern and the areas with relative high rates of terrain sinking is analysed, in the context of existence of a rather developed gaps system, — now flooded — belonging to the old salt mines.

The complexe limnogeological researches carried out in 1981 in Ocna Șugatag lake area¹ included also, the establishing of a circulation pattern of fresh-and saline waters in the anthroposaline (Roșu, Bătrîn, Vărăjitoarei, Elisabeta, Iuliana (Ana), Gavrilă, Tăul fără fund) and sinking karstosoline (Mihai, Vorsing, Pipiriga) lakes area from the drainage basin of Sărat brook (Fig. 1).

In this, paper, an attempt is made to correlate a water flow hydroisotopic pattern with geomorphologic changes produced by the massif salt dissolving processes.

The natural deuterium contents (noted by the symbol CD) and the salinity values (expressed as water dry residue, RF_w, at 105°C)² of water samples from rainfall, drinking water, ground water, Sărat brook, Gavrilă-Dragoș Vodă flooded salt mine and the lakes Roșu, Bătrîn, Pipiriga,

¹ BULGĂREANU C. V.-A., (1981) — *Studii limnogeologice și hidrogeologice complexe însoțite de carotațe în zona lacurilor carstosaline și antroposoline de la Ocna Șugatag și Coștiui (jud. Maramureș)*, research report, I.P.G.G. București (includes hydroisotopic and fotogrammetric data).

² CD values were measured using a mass spectrometer (measuring accuracy: ± 0.1 ppm D/H); RF_w values were computed using the formulas (BULGĂREANU, HANNICH, 1980; BULGĂREANU et al., 1981) :

$$RF_w = -4.657 \cdot 10^{-6} \cdot \rho_{25}^3 + 1.596 \cdot 10^{-2} \cdot \rho_{25}^2 - 16.809 \cdot \rho_{25} + 5505.10 (RF_w \text{ in } g \cdot l^{-1})$$

$\rho_{25} = 997.05 + \Delta \text{dens}$ (ρ_{25} and Δdens in $mg \cdot cm^{-3}$); the excess density, Δdens , was determined with a digital densimeter (measuring accuracy: $\pm 0.0001 \dots \pm 0.0003 g \cdot cm^{-3}$).

Elisabeta, Vărăitoarea, Gavrilă, Vorsing, Mihai and Tăul fără fund and also some surface outputs and inputs, are mentioned in table 1.

To establish the water flow hydroisotopic pattern, there were taken into account the following rules (BLAGA et al., 1975; BULGĂREANU, FEURDEAN, 1982):

Table 1

Natural deuterium contents (CD, ppm D/H) and water dry residue (RF_w , g·l⁻¹) in various water sampling points from the Ocna Şugatag lake area (july—october, 1981)

Water sampling points (see pl. 1)	CD	RF_w
Freshwater springs (including the Pipiriga swamp drainage)	144.05—145.60	0.81— 5.45
Salt springs	144.60—145.45	156.00—277.00
Sărat brook	144.90—146.50	0.193—103.5
Flooded salt mine Gavrilă-Dragoş Vodă (hydrogeological drilling)	144.35—144.95	276.00—276.06
Lakes	144.40—148.85	0.69—273.32
Inputs and outputs (in from lakes)	145.15—149.10	0.69—51.51
Rainfall water	148.40—150.10	0.73—0.75
Drinking water	143.40—143.85	0.81—1.18

— the waters with the same origin and which ran over a relative short distance, have deuterium contents similar in fact;

— CD values are increasing along the flow direction, fact proved both for surface and for ground waters.

The hydroisotopic pattern (Fig. 2) was made by comparing the CD values from adjacent water sampling points, taken in pairs. For the lakes, the comparison was made between both surface waters (representing, to a great extent, the epilimnion) and bottom waters (hypolimnion).

The comparison of CD values was made by computing the arithmetic means (\bar{x}) and the Pearson's variation coefficient ($cv=100 \cdot \tau_{n-1} \cdot \bar{x}^{-1}$); more details concerning this computation and its application to some similar salt lakes are mentioned in an early paper (BULGĂREANU, FEURDEAN, 1982). For the RF_w values, the method was the same, mean values and Pearson's coefficients being also computed.

The water flow pattern from Figs. 1 and 2, shows the following:

— the ground waters of CG-type („la Ciurgău“ spring), supply both the Bătrîn lake hypolimnion, B_1 (F), and the flooded salt mine Gavrilă-Dragoş Vodă (represented by the brine solution obtained from hydrogeological drilling, FH); these last waters enter the Bătrîn lake hypolim-

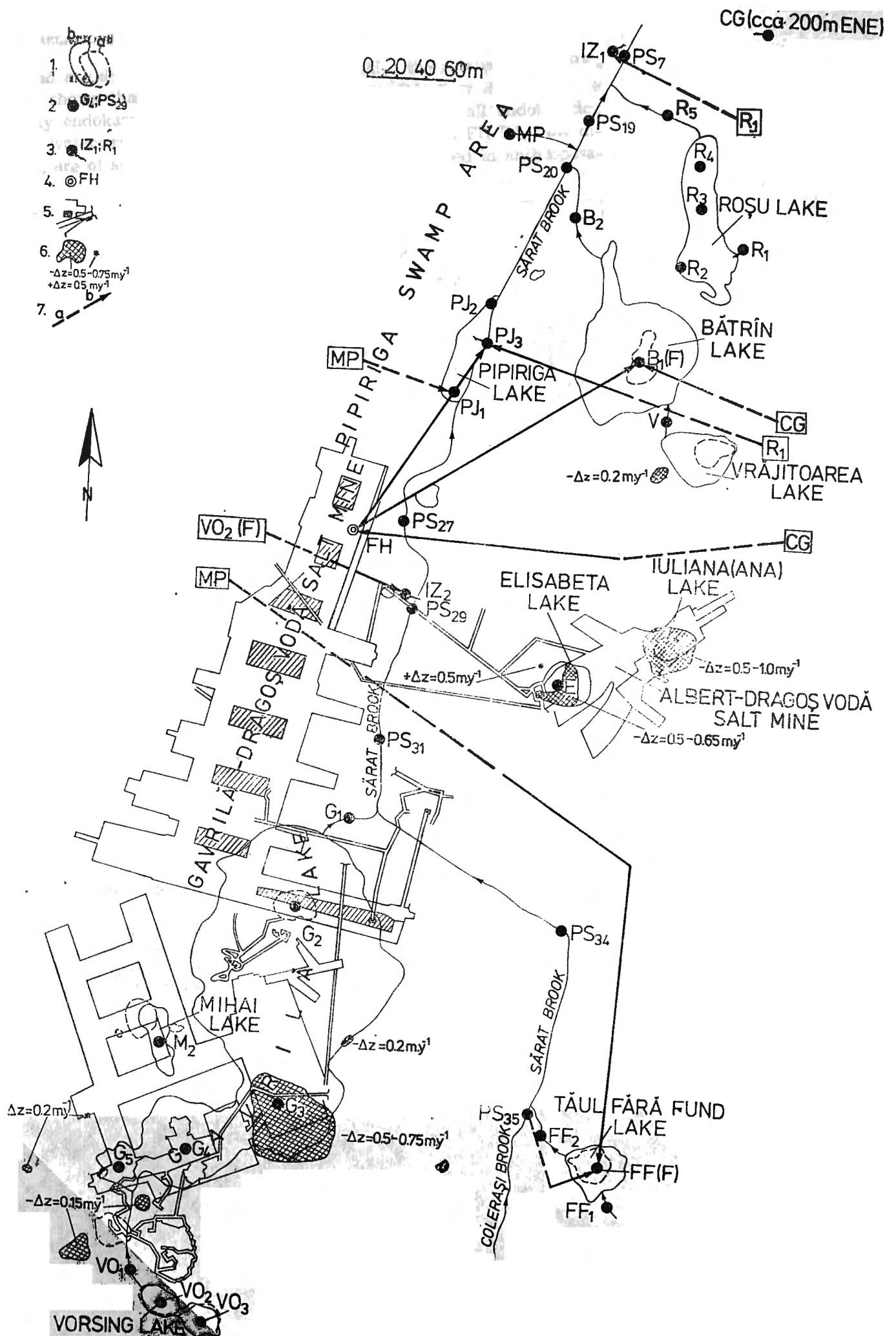


Fig. 1. Ocna Șugatag lake area (Maramureș district); 1. lake contours in 1957(a) and 1981(b); 2. water sampling points from lakes, swamps, brooks, including inputs and outputs; 3. idem, from salt and fresh-water springs; 4. hydrogeological drilling; 5. old salt mine (1489-1950, now flooded); 6. areas with relative high rate of terrain vertical movements (1962-1981): sinking ($-\Delta z$) and rising ($+\Delta z$); 7. water flow directions through sedimentary deposits unobtain by salt(a) or trough the massif salt(b).

nion and are discharged by the salt spring PJ₃₄, the comparison of RF_w values, shows that CG-B₁ (F), CG-FH and FH-PJ₃ flow directions are partially endokarstic while FH-B₁ (F) flow direction is all endokarstic; waters running at different elevations along CG-FH-PJ₃ flow direction, are of syphon-type; a similar case was described in anthroposa-

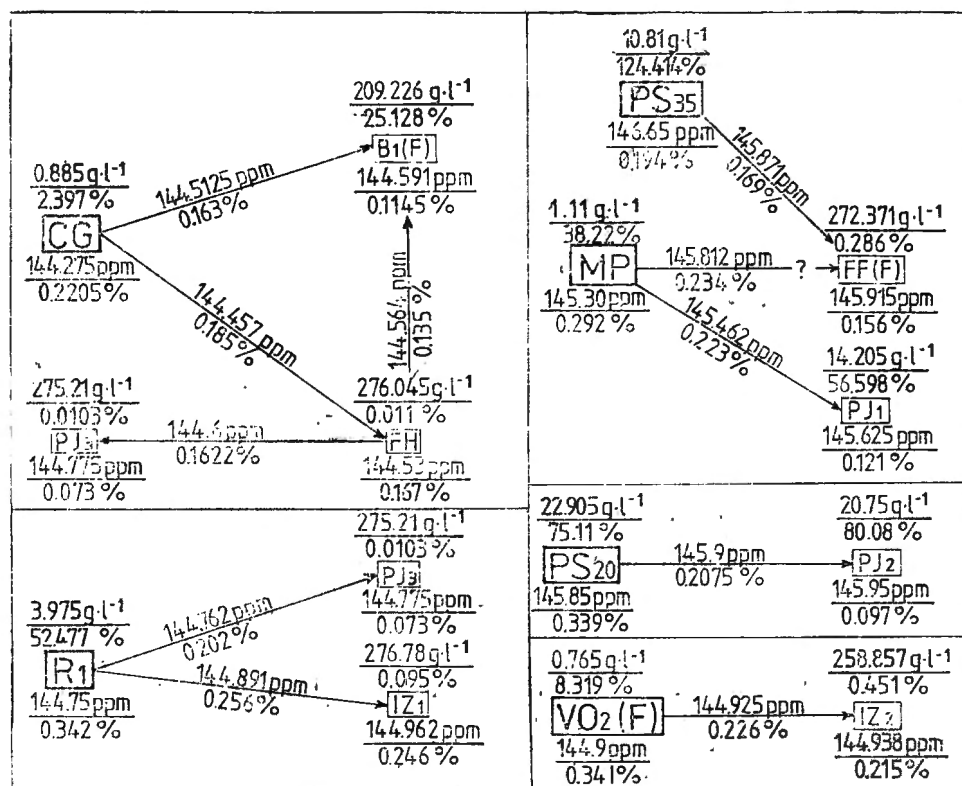


Fig. 2. Water flow hydroisotopic pattern of fresh- and salt waters in Ocna Sugatag lake area; \overline{CD} , \overline{RW} = mean values of natural deuterium content and water dry residue at 150°C; cv = Pearson's variation coefficient.

line lakes area Băile Verzi-Slănic (BULGĂREANU, FEURDEAN, 1982; POVARĂ et al., 1982);

— the large water level variation of Bătrîn lake (+17 m in 1957—1981 period), sometimes drying up for short time, the presence of an output and the water sweetening level at around 2 m deep (Fig. 3), pleads for the supply of this lake with waters of CG-and FH-types;

— the supply with CG-type freshwaters of flooded salt mine (this having FH-type waters) is attested by:

a) increasing freshwater percolation, recorded as far/as back as in 1948 (in 1950—1957 period, $Q=379 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$), when the impossibility to stop them, lead to the abandonment in 1950, of the salt mine;

b) the fact of relative high rate of salinity decrease after ca. 200 minutes from the beginning of brine pumping, proved by periodical recording of water dry residue, RF_w ;

c) the thinning with 50 m — by dissolution — of mine salt ceiling; — the brackish ground waters of the same type as the waters which supply the spring R_1 are discharged by the spring IZ_2 , after running along a partially endokarstic flow direction;

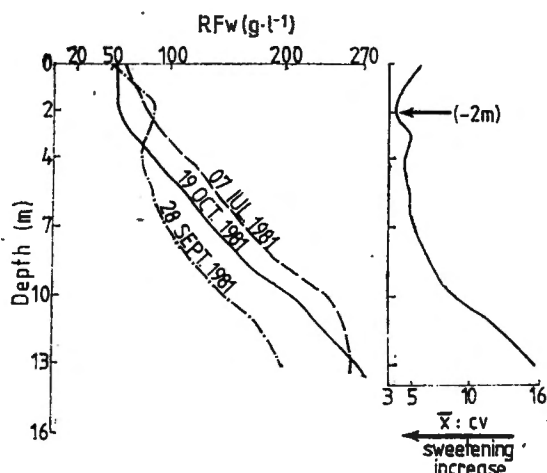


Fig. 3. Water dry residue (RF_w) variation with Bătrîn lake depth; the horizontal arrows show the relative sweetening levels (\bar{x} = mean values of water dry residue, RF_w ; cv = Pearson's variation coefficient).

— the hypolimnion of Tăul fără fund lake, $FF(F)$, is supplied, along some partially endokarstic flow directions, both by the MP-type waters of Pipiriga swamp area and by Sărat brook waters (sampling point PS_{35}); the freshwater supply levels of Tăul fără fund lake, are represented by the numerous sweetening levels both from epi- and from hypolimnion (Fig. 4); the lake supply is also proved by the presence of its output and by the lake level increase of ca. 3.5 m in 1957—1981 period;

— the two extremities of Pipiriga lake (PJ_1 , PJ_2 , pl. 1), are, finally, supplied both by MP type waters and by Sărat brook waters from PS_{20} point; in both cases, the waters seem to run at the level of sedimentary cover-salt massif limit, fact proved by the closed RF_w values and also by the near-surface position and the deepening towards South of the above-mentioned limit (CIOACĂ, MIHAI 1980).

The geomorphological changes of lake area were estimated using the geo- and aerofotograms taken in 1962—1981 period and completed by various geomorphological mappings (CIOACĂ, MIHAI, 1980).

Supposing that the above-cited mappings are detailed alike, the maps of T. Pânzaru for 1966—1968 period, those of Maramureș district council for 1976 and those of researchers CIOACĂ and MIHAI (1980) made in 1979, show the following modifications :

— for the 1966—1976 period, the major event was the Elisabeta lake formation in 1972, within the Albert-Bogdan Vodă salt mine area; the appearance of some new escarpments, especially around the Bătrîn and Roșu lakes; may be added too;

— for the 1976—1979 period: it goes on the appearing of new escarpments both around Roșu and Bătrîn lakes and around the Pipiriga, Elisabeta, Gavrilă (Southern part), Vörşing and Tăul fără fund lakes;

— the most recent major geomorphologic event is the Iuliana lake formed in august 2, 1980 (DRIGA, ZAHARIA, 1982), within the Albert-Bogdan Vodă salt mine.

The geo- and aerophotograms shows that the recent formed Iuliana and Elisabeta lakes areas, and — partially — Gavrilă lake (its gradually forming processes began in 1957) have the highest sinking rate ($-\Delta z = 0.5-1 \text{ m.y}^{-1}$) of Ocna Şugatag lake. Comparable sinking rates are known in Slănic-Prahova (max. 1.2 m.y^{-1} ; BULGĂREANU et al., 1978) and in Ocna Sibiului lake areas (0.67 m.y^{-1} ; BULGĂREANU et al., 1981).

Close to Elisabeta lake area (which has a relative high sinking rate, $-\Delta z = 0.5-0.65 \text{ m.y}^{-1}$) there is another area with a rapid rising rate ($+\Delta z = 0.5 \text{ m.y}^{-1}$); it can be probably explained by a mechanism of compensation of the two types of vertical movements.

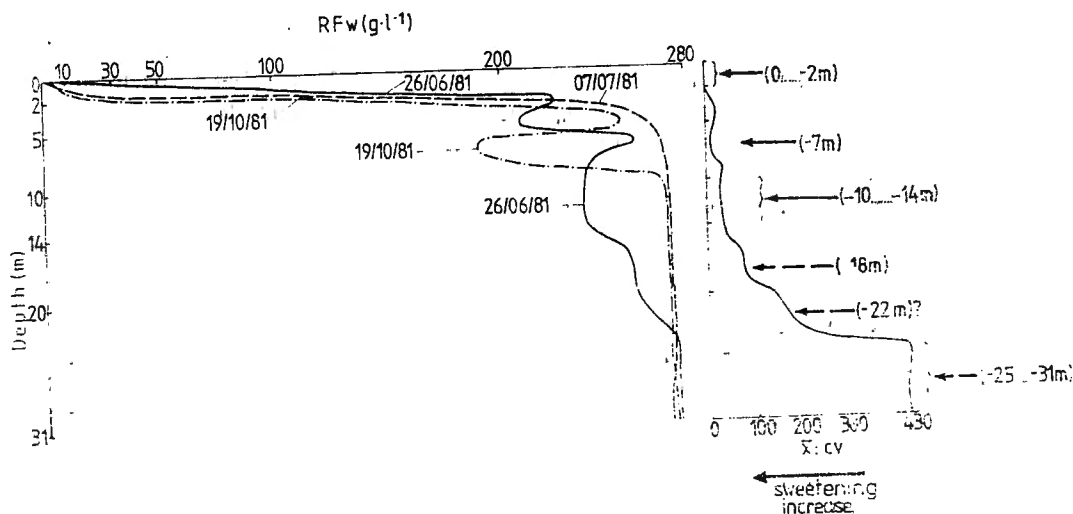


Fig. 4. Water dry residue (RF_w) variation with Tăul fără fund lake depth; the horizontal arrows show the relative sweetening levels (x = mean values of water dry residue; RF_w ; cv = Pearson's variation coefficient).

Taking into account the geodynamics and the old salt mine configuration as drawn in Fig. 1, the major geomorphologic changes above-mentioned, are, obviously correlated with the relative rapid sinking tendency (or collapse) of mining gaps; these major events are caused, subordinately, by the freshwater circulation according to the hydroisotopic pattern above mentioned (Fig. 1, 3). The terrain collapse and — as a consequence — Iuliana lake forming processes, seem to be directly caused

by the rich rainfall régime from 1980 summer, while some exocarst elements are formed in correlation with the freshwater dynamics within the above-mentioned hydroisotopic pattern. The changes of contour, area and level of Bătrîn and Vărăitoarea lakes are connected with the same freshwater dynamics, too. (Fig. 1).

It also known that extensive brine production by pumping from old salt mines can produce a partial terrain collapse and the forming of anthroposaline lakes (the case of salt domes from East Texas basin; FOGG, KREITLER, 1980); this process, highly probable to occur in southern Pipiriga area (pl. 1), is obvious only by vertical terrain movements having a rate under 0.1 m.y^{-1} (in 1962—1981 period) and by some minor modifications appearing on above-mentioned geomorphological maps (CIOACĂ, MIHAI, 1980).

REFERENCES

- BULGĂREANU V.-A. C., IONESCU-ȚECULESCU VENERA, NĂSTĂȘESCU MARIA, RACLARU P., CEHLAROV AURA, HANNICH D., MOZA D. (1978) — *Asupra limnologiei lacului suprasărat Baia Miresii („Muntele de sare”, Slănic-Prahova)* — Acta Botanica Horti Bucurestiensis, 1977—1978, p. 67—87, București.
- BULGĂREANU V.-A. C., HANNICH D., (1980) — *Metodă simplă de determinare densimetrică a mineralizării apelor salmastre și sărate* — Hidrobiologia, 16, p. 9—12, București.
- BULGĂREANU V.-A. C., BOGORODIȚĂ A., OLTEANU EMILIA, COMĂNESCU A., FEURDEAN V., BALABAN ANCA, HANNICH D. (1981) — *Procese geodinamice în zona lacustră Ocna Sibiului: cauze și efecte* — St. cerc. geol. geofiz., geogr., geologie, 26, 1, p. 147—157, București.
- BULGĂREANU V.-A. C., FEURDEAN V. (1982) — *Modelul hidroizotopic al circulației apelor în lacurile sărate Băile Verzi-Slănic, județul Prahova* — St. cerc. Fiz., 34, 4, p. 351—361, București.
- BLAGA L., BLAGA L. M., CIOBOTARU T. (1975) — *The origin and evolution of some mineral water sources estimated from their deuterium content* — Isotopenpraxis, 11, 9, p. 297—301.
- CIOACĂ A., MIHAI ELENA (1980) — *Condițiile morfohidroclimatice și procesele geomorfologice actuale în depresiunea Ocna Șugatar* — St. cerc. geol., geofiz., geogr., geografie, 27, 2, p. 251—260, București.
- DRIGA B., ZAHARIA S. (1982) — *Particularitățile hidrochimice ale bazinului pîrului Sărat (Ocna Șugatag)* — St. cerc. geol., geofiz., geogr., geografie, 29, p. 50—58, București.
- FOGG G. E., KREITLER C. W. (1980) — *Impacts of salt-brining on Palestine salt dome* — Geology and Geohydrology of the East Texas Basin, Geological Circular 80—12, Bureau of Economic Geology, 112 p., Austin.
- POVARĂ I., COSMA R., LASCU C., BULGĂREANU V.-A. C. (1982) — *Un cas particular de karst dans les dépôts de sel (Slănic-Prahova-Roumanie)* — Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza”, 21, p. 87—93, București.

RELAȚII ÎNTRE CIRCULAȚIA APELOR DULCI ȘI SĂRATE
ȘI GEODINAMICA SECTORULUI LACURILOR CARSTOSALINE
ȘI ANTROPOSALINE DE LA OCNA ȘUGATAG (MARAMUREȘ)

Rezumat

Studiile limnogeologice complexe efectuate în zona lacurilor pelogene situate pe masivul de sare de la Ocna Șugatag, au fost completate cu studii hidroizotopice prin metoda cu deuteriu natural; aceste studii au avut ca scop conturarea modelului de circulație hidroizotopică al apelor dulci și sărate care circulă: (a) în depozitele sedimentare situate pe sare, (b) pe spinarea sării și (c) în masa sării.

Prelucrarea statistico-matematică a variației conținuturilor în deuteriu natural a arătat că nivelele de îndulcire relativă din masa apelor sărate ale lacurilor Bătrîn și Tăul fără fund și scăderile sau creșterile de nivel ale apelor de lac sînt determinate de o circulație parțial endocarstică în sarea masivului; la acestea se adaugă apariția de noi doline (și chiar lacuri noi) precum și deplasări verticale ale terenului zonelor circumlacustre.

Addresses of the authors: Valentin-Alexandru C. BULGĂREANU, Dieter HANNICH — *Întreprinderea pentru Prospekțiuni Geologice și Geofizice*, Str. Caransebeș 1, București; Victor FEURDEAN — *Institutul pentru Tehnologie Izotopică și Moleculară*, Str. Donath 59, Cluj-Napoca; Alexandru GUTU, Emilia OLTEANU, Anton BOGORODITA — *Institutul de Cercetare și Inginerie Tehnologică pentru Proiectări Miniere Lignit*, Str. Biserica Amzei 23, București, România.

une vraie „bactériosphère“ qui intervient d'une manière fondamentale dans l'altération de la lithosphère, ce processus se manifestant avec une ampleur remarquable dans les régions calcaires. Le terme de „bactériosphère“ m'a été suggéré par mon collègue Gabriel Diaconu, avec l'accord duquel je vais l'employer dans les circonstances adéquates.

Je considère important de signaler dans ce contexte que, dans un article de synthèse qui porte très loin, DÉVIGNE (1979) analyse dans une manière quasi exhaustive les mécanismes intimes par lesquels la microflore détruit et réorganise l'édifice structurel des roches, en transformant chimiquement la surface de la terre par des processus dont l'ampleur et l'extension sont attribuées à l'extraordinaire vitesse des réactions biochimiques que la microflore déclenche et accomplit grâce à son système enzymatique. C'est ainsi que, d'après cet auteur, „...les thiobacilles oxydent 200 parties par millions de fer ferreux (Fe^{++}) en fer ferrique (Fe^{+++}) en trois jours. Dans les mêmes conditions physico-chimiques naturelles, la réaction chimique mettrait deux ans“. Or, tel que je l'ai affirmé (COMAN, 1979), je suis d'avis que l'oxydation biochimique du fer et du manganèse, constamment présents dans les géosystèmes formés par les roches karstifiables et non-karstifiables, est une cause de premier ordre de la production du CO_2 , respectivement de l'acide carbonique actif dans la karstification et la spéléogénèse.

Une illustration sans équivoque du pouvoir de constitution de la microflore et de son capacité d'altérer n'importe quel type de roche est donnée par les recherches de BAROSS (cité par FINDLEY, 1981), qui montre que, très peu après l'éruption du volcan de St. Helens (États Unis) en 1980, dans les eaux et le sol entièrement stérilisés par la chaleur ont apparu des algobactéries qui ont formé des croûtes d'oxydes de fer, de manganèse et de soufre en l'absence de toute substance organique.

Dans ces circonstances et en tenant compte de ce qu'on vient de voir au sujet de la capacité d'altération des roches par les microorganismes, nous pouvons expliquer la genèse de l'ahurissant paysage karstique que représente le plateau de Sarisarinama au Venezuela, localisé en grès quartzitiques. La formation des dolines géantes de ce plateau et des grottes dans lesquelles apparaissent des stalactites d'opale, de calcédoine, de fer et de manganèse et dont les cours d'eau ont un pH de 4 ne peut être attribuée qu'aux processus microbiologiques, favorisés par l'emplacement de ce karst au cœur d'une jungle tropicale à pluviosité extrême. La situation est comparable avec les extraordinaires phénomènes karstiques récemment découverts en Nouvelle Guinée, avec la réserve que ceux-ci se trouvent dans des calcaires.

De la même manière s'explique la présence des spectaculaires lapifications verticales des granites précambriens de Rapakiwi, qui forment de véritables inselbergs au Venezuela (URBANI et SZCZERBAN, 1975) et en Afrique du Sud. Dans ce cas aussi, la roche a été ou est couverte de végétation. Dans un autre cas, celui des granodiorites de Puerto-Rico, ceux-ci sont couverts d'une couche de 60 m d'épaisseur de sapropel bitumineux, sous lequel se sont développés des lapiès de type „Wandkaren“ et „Runkaren“ et des splendides „kamenitze“, qui contiennent une eau à pH de 4,8, la présence des acides organiques trahissant l'ac-

HYDROCHEMICAL CONSIDERATIONS IN THE LOWER CERNA RIVER BASIN

BY
C. MARIN

The paper deals with a series of data concerning the chemism of Cerna, karstic waters and main thermomineral sources from the area of Băile Herculane. The karstic springs are compared with the limestone surface streams. It is pointed out their more alkaline pH values as compared to those from the other karstic areas. Regarding the thermomineral sources from karstic aquifers, the salt effect is rendered evident a determinant of limestone dissolution. This situation is exemplified at Hercule spring.

1. INTRODUCTION

The area drained by Cerna in the region of Băile Herculane presents one of the most interesting hydrogeological cases. Here there are three categories of waters in a close proximity: karstic sources and streams, thermomineral sources and Cerna river. Their interferences cause important changes of primary chemical properties. The area is of major economic interest from hydroenergetic and balneotherapeutics point of view. For this reason numerous studies have been already made about the water chemism, especially of Cerna and thermomineral sources. The karstic waters have been less analysed in spite of their influence both on Cerna (*Trușeș and Marin*, 1980), and on the thermomineral deposit from Băile Herculane spa (*Povară and Lascu*, 1978; *Povară*, 1980). It is worth mentioning the data presented by *Alexandru et al.* (1981) as well as the attempt to find the limestone saturation degree. This paper points out the peculiarities of karstic waters chemism in the lower basin of Cerna River, as well as a series of factors determining them. It is also made an attempt to get a general view on the hydrochemistry of the region.

2. SAMPLING SITES AND METHOD

The analysed Karstic area belongs to the Mehedinți Mountains, on which there already are detailed geographic studies (*Sencu*, 1975; *Alexandru et al.*, 1981). The samples have been taken from both the karstic springs and the limestone surface waters which are Cerna left side affluents. The northernmost affluent is Arșasca while the southernmost point being reached is Topleț spring. The sampling stations of the Cerna have been located too between these limits. At the same time, sampling

tivité des microorganismes. Cette catamorphose des roches par l'action de la flore bactérienne est directement dépendante de l'existence d'une couverture de végétation et de sol, qui assure un milieu favorable pour le développement et l'activité de la microflore et, par la suite, la plupart des auteurs sont d'accord sur le fait que les agents biologiques ont un rôle prioritaire dans la corrosion du calcaire et affirment que la vraie forme d'évolution du karst est le karst couvert. En quantifiant l'apport du CO_2 biogène du sol à la dissolution du calcaire, JAKUCS (1973) l'estime à 49,26 %.

La découverte par DUDICH (1935) de l'existence dans les grottes d'une population microflorale chémolithoautotrophe et la mise en évidence par GUNOT (1967) du fait que la densité de cette population est aussi grande dans les grottes dans les sol arable (2,5—5 millions de germes par gramme de limon) transfère à l'intérieur du karst aussi toute la complexité des processus d'altération des roches déterminée par la microflore. Le dernier de ces auteurs a décelé la présence d'une population microflorale également dans les échantillons que nous avons prélevé de la Peștera Vintului (Roumanie).

Dans l'aquifère épi- et éukarstique, la microflore a un vaste champ d'activité et y déclenche une cascade de réactions biochimiques de réduction ou d'oxydation des ions minéraux. Les témoins évidents du déroulement dans le karst et dans les grottes de ces processus sont les nombreuses accumulations de minéralisations secondaires, dont je ne cite que les plus importantes. Le dépôt de manganèse et de fer de la Jewel Cave (États Unis) a une épaisseur d'un mètre ; son origine bactérienne est attestée. Dans la Black Cave (Angleterre) se trouve une masse minérale composée de 50% bioxyde de manganèse et 21% hématite. Des grands dépôts de tels minéraux apparaissent dans presque toutes les grottes. Le bioxyde de manganèse (wad et psilomélane) a été également trouvé dans la Peștera Vintului de Roumanie, où il y a de la limonite aussi, à côté de la bauxite (avec de l'hydrargillite, diopside et goethite) que nous supposons être autochtone. La grande Mammuthöhle d'Autriche et d'autres grottes de la même région (que j'ai eu l'occasion de visiter) abritent des dépôts de pyrite, marcassite, goethite, hématite, lépidocrocite etc., pour ne plus parler de la stalactite de fer de 3 m de longueur qui se trouve dans une grotte du Venezuela.

En consensus avec ce que nous avons signalé ci-dessus, je considère que, dans les processus de spéléogénèse, un apport essentiel revient à l'acide sulfurique, résultat de l'oxydation biochimique de la pyrite et ayant comme produit secondaire les dépôts de gypse des grandes cavités du monde, telles que le Flint Mammoth Cave System et les grottes du massif de Guadalupe (surtout la Carlsbad Cave) des États Unis ou la grotte de Castelguard du Canada et, pas en dernier lieu, la magnifique Peștera Vintului, au sujet de laquelle je me permet de citer mes propres lignes : „La Peștera Vintului se caractérise également par des dépôts importants de gypse, qui couvrent de grandes surfaces sur les parois des galeries des étages supérieurs, en formant des croûtes de diverses épaisseur et de nombreuses oulopholites. Le gypse est aussi présent sous forme de cristaux acciculaires dans les dépôts de sable de la grotte. Son origine

from the main thermomineral sources belonging to Băile Herculane spa have been carried on.

The samples from karstic waters and Cerna have been collected in two series in May and July 1978 while thermomineral water samples have been taken in March 1981 and April 1982. A special attention has been paid to Hercule spring, where the mixture of thermal and karstic waters is obvious (Povâră, 1973; Bulgăr and Povâră, 1978). There two series of sampling have been performed, each of about a hundred samples, first of them during March and April 1981 with sampling intervals between 6 and 12 hours, and the second, during March-June 1982, with daily samplings.

On each site, temperature has been measured with a mercury thermometer calibrated to 0.02°C , while the pH values and alkalinity have been electrometrically determined either in the laboratory maximum 2 hours after the sampling, or on site, in the case of Hercule spring. The calcium and magnesium have been measured by complexometric microtitration with photometric end-point determination. Sulphate has been founded by a turbidimetric procedure. Chloride has been analysed by means of mercurimetric photometric titration for karstic waters and by argentometric titration in case of thermomineral waters. The sulphuretted hydrogen has been iodometrically measured after being chemically fixed with cadmium acetate.

3. RESULTS AND INTERPRETATION

As a result of these analysis, it may be ascertained that the waters from the searched area belong to two main hydrochemical classes. Cerna river and karstic waters are carbonate waters while the thermomineral sources are chloride-sodic waters as regards their ionic structure. They are also assumed as sulphureous waters due to their high content of dissolved H_2S . Table 1 records the analytical results for some of the tested samples.

In the frame of the main categories of classification there are important difference. Thus, among the carbonate waters, the emergences and the karstic streams have higher mineralisations than Cerna, due to their more intimate contact with the karstifiable rock. For these waters there is an excellent correlation between the carbonate alkalinity expressed in HCO_3^- and Ca^{++} concentrations (Fig. 1). In their turn, karstic waters present differentiated chemical properties depending on the draining manner. From Table 2, summarizing the variation range of concentrations as well as the average concentrations of the dosed compounds for the carbonate water samples, it is to be observed that the emergence waters present usually higher concentrations than surface waters.

The draining conditions also determine the higher alkaline pH of the analysed karstic waters. pH-values higher than 8.0 (Fig. 2) are very frequent for surface wates, which indicate a short contact between water and limestone. On one hand, this is due to the relative scanty surface of the karstifiable rock areas, being run accrosby the water, and, on the

Table 1

Some chemical data on water samples collected from lower Cerna river basin

No.	Type	Sampling site	T (°C)	pH	H ₂ S	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺⁺ +K ⁺⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	TDS *
1	Karstic waters	Arșasca	10.0	7.75	—	9.8	1.4	4.8	37.0	8.3	1.4	63
2		Ogașul, cu Bolovani	9.5	8.10	—	39.9	1.3	3.9	126.5	8.4	0.6	181
3		Pișetori	9.8	8.00	—	52.7	1.6	4.7	170.4	7.3	0.7	237
4		Timna	9.6	8.40	—	59.3	1.7	2.1	180.4	10.1	0.8	254
5		Izvorul lui Birău	9.8	8.30	—	49.5	1.2	3.1	155.6	6.3	1.0	217
6		Prisacina	11.6	8.60	—	60.1	2.6	8.6	195.7	17.1	0.8	285
7		Țesna	11.3	8.10	—	43.0	1.6	0.9	126.8	9.8	1.2	183
8		Șapte Izvoare Reci (North)	9.8	7.65	—	49.7	2.0	1.4	155.3	5.2	1.8	215
9		Șapte Izvoare Reci (South)	9.3	7.55	—	69.0	2.0	8.2	227.8	9.5	1.0	318
10		Ogașul Cociului	10.5	8.25	—	47.5	2.0	1.0	141.2	11.0	1.3	204
11		Izvorul Alb	9.0	7.80	—	46.4	1.3	2.1	140.3	8.8	1.3	200
12		Fața Izvorului	8.5	8.25	—	43.6	0.8	5.2	133.5	11.8	1.2	196
13		Bîrza spring	10.5	7.85	—	33.7	3.5	5.3	113.2	14.9	1.0	172
14		Pecinișca, right outlet	10.3	7.35	—	42.1	2.5	3.8	125.9	17.4	1.8	194
15		Topleț spring	18.0	7.25	—	52.6	5.2	7.2	187.8	7.5	4.8	265
16	Cerna river	Bobot falls	8.5	6.95	—	8.7	1.2	0.2	24.8	4.0	1.8	41
17		Șapte Izvoare Reci	9.3	8.10	—	11.7	1.2	2.7	39.6	6.0	1.0	62
18		Pecinișca	—	—	—	28.0	4.8	5.0	85.7	15.7	15.2	148
19		Topleț	—	—	—	30.0	1.3	12.5	84.4	17.8	13.9	160
20	Thermomineral sources	Crucea Ghizclei, drillhole	34.0	7.50	—	49.1	10.1	3.5	201.5	4.7	1.1	270
21		Șapte Izvoare Calde, spring	36.0	7.85	—	16.0	0.7	195	61.3	130	200	603
22		Scorilo, drillhole	51.0	7.25	—	24.8	2.7	249	47.3	142	303	769
23		Hercule, spring	37.5	7.25	1.8	275	5	449	95.3	89	1069	1980
24		Apollo II, drillhole	48.0	6.70	67	318	4	639	42	108	1455	2566
25		Neptun I + IV, drillholes	48.0	6.40	99	850	3	1535	22	121	3776	6306
26		Traian, drillhole	58.0	6.50	107	1010	2	1765	21	116	4114	7327
27		Sonda 4578, drillhole	41.5	6.15	79	1092	3	1884	26	48	4793	7850

* = calculated values

Table 2

Variation ranges and averages of chemical composition for the carbonate waters sampled in the lower Cerna river basin

		Karstic waters					
		Emergence waters			Surface waters		
		n	Range	Average	n	Range	Average
T	(°C)	25	7.0 — 18.0	10.0	34	7.4 — 14.0	10.9
pH		32	7.25 — 8.25	7.77	34	7.60 — 8.60	8.23
Ca ⁺⁺	(mg/l)	32	14.8 — 75.0	48.9	34	9.8 — 65.1	46.8
Mg ⁺⁺	(mg/l)	32	0.7 — 5.2	1.9	34	0.9 — 4.9	2.1
Na ⁺ + K ⁺	(mg/l) *	20	1.4 — 8.2	4.2	22	0.9 — 8.6	3.8
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	32	52.0 — 240.5	160.0	34	37.0 — 213.6	149.1
SO ₄ ⁻	(mg/l)	20	5.1 — 18.7	9.1	22	6.3 — 34.4	11.6
Cl ⁻	(mg/l)	32	0.6 — 4.8	1.4	34	0.6 — 4.7	1.3
TDS	(mg/l) *	20	85 — 338	225	22	63 — 302	215

		Cerna river					
		upstream Băile Herculane			downstream Băile Herculane		
		n	Range	Average	n	Range	Average
T	(°C)	13	8.5 — 15.0	11.7	—	—	—
pH		13	6.95 — 8.15	7.89	—	—	—
Ca ⁺⁺	(mg/l)	14	8.7 — 22.0	14.5	36	13.4 — 53.2	30.5
Mg ⁺⁺	(mg/l)	14	0.9 — 1.9	1.3	36	0.9 — 8.5	3.0
Na ⁺ + K ⁺	(mg/l) *	8	0.1 — 3.8	1.8	36	1.5 — 49.0	14.5
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	14	24.3 — 77.8	50.2	36	61.0 — 117.9	87.7
SO ₄ ⁻	(mg/l)	8	4.0 — 9.0	6.1	36	1.6 — 65.6	15.7
Cl ⁻	(mg/l)	14	0.5 — 1.8	1.2	36	5.8 — 73.8	20.7
TDS	(mg/l) *	8	42 — 113	76	36	121 — 302	174

* = calculated values

n = number of observations

other hand, to their great velocity of running. Most of the surface waters are side flows. On the contrary, emergence waters exhibit some lower pH values owing to a prolonged contact between water and limestone, the carbonate solution tending to equilibrium. However, on the whole, the carbonate waters from the examined area, are much more alkaline than the same kind of water belonging to regions with a higher degree of karstification, as for instance Pădurea Craiului (Marin, 1981) and Anina Mountains (Sencu, 1982).

The saturation degree of the waters vs. calcite is directly related to pH values. The equilibrium diagram shown in Fig. 3 indicates that surface waters have a higher supersaturated degree than the emergence waters. The equilibrium curves are calculated according to Langmuir (1971) for the average values of temperature and ionic strength of the presented types of water. True to the diagram, the underground waters circulate especially in „closed“ system.

Cerna river having a water discharge of some cubic meters per second, presents very low mineralizations (as seen in Table 2). Its total

Fig. 1 — Relationship between HCO_3^- and Ca^{++} contents for karstic waters from the lower Cerna river basin.

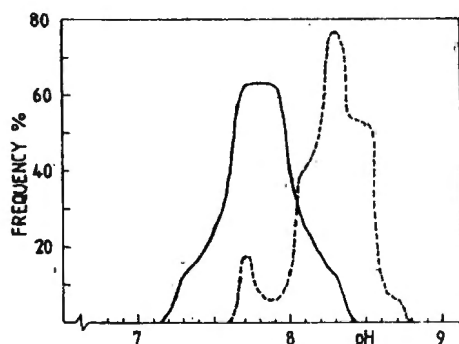
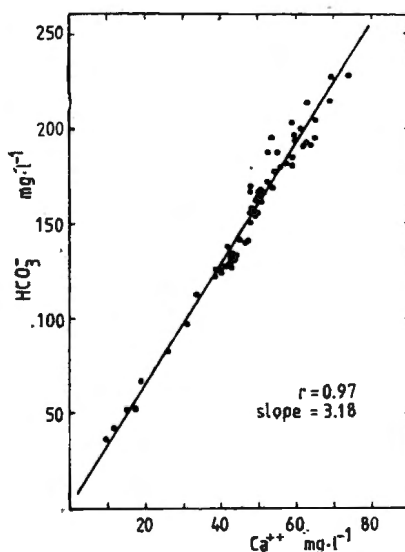


Fig. 2 — Frequency of the pH values for carbonate waters: emergence waters (solid curve) and surface waters (dotted curve).



percentual of dissolved solids is increased especially in Na^+ , K^+ , Cl^- and SO_4^{--} by the discharge of thermomineral sources from Băile Herculane, with a high mineralization. Cerna waters is understurated versus calcite on all its length.

The considered thermonineral sources include both natural springs and hydrogeological drillholes. All the drilled wells show artesianheads, increasing along the Nourth to South direction, the maximum value, +45 m was recorded at Sonda (well) 4578. They do not present an uniform chemism. Crucea Ghizelei, the northmost of them is in fact a mesothermal source and its chemical properties are very similar to those of karstic waters. The mineralizations are gradually increasing downstream, attaining maximal values at the southernmost sources. From all the thermomineral sources, Hercule spring is the most strongly affected by cold karstic waters. During the sampling periods there were recoded here

temperature fluctuations between 17.4 and 43.0°C and discharge variations between 18.2 and 93.6 l/sec. (Povară and Marin, 1984). These parameters are quasi-constants for the majority of the thermomineral sources.

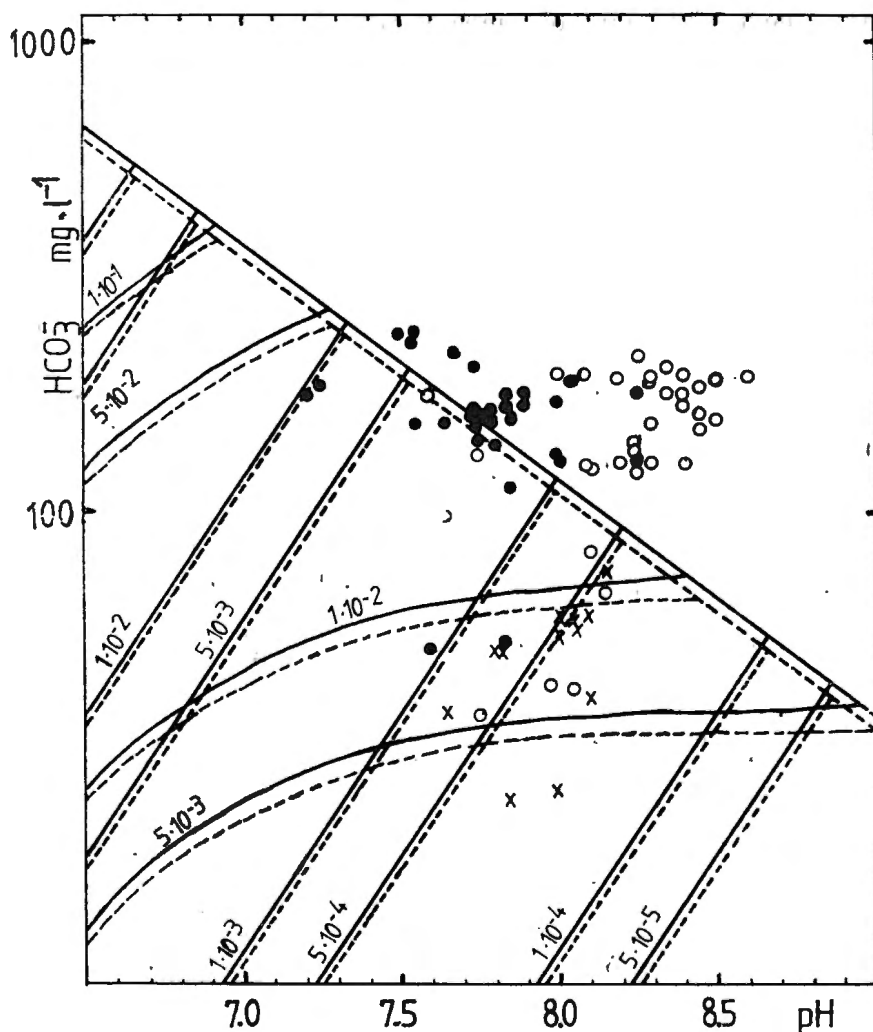


Fig. 3 — Possible approaches to carbonate waters equilibrium with calcite: emergence waters (●), surface waters (○) and Cerna river (x). The lines falling from left to right represent saturation curves. These lines divide the diagram into a zone on the upper right — supersaturation zone, and one on the lower left — under saturation zone. The lines rising from left to right represent the attainment of saturation by water in "open" system for different PCO_2 values. The curved lines represent the attainment of saturation by water in "closed" system (no CO_2 added). Solid lines were calculated for 10.5°C and $4.13 \cdot 10^{-3}$ moles l^{-1} ionic strength (average values for tested karstic waters). Dotted lines were calculated for 13.2°C and $2.91 \cdot 10^{-3}$ moles l^{-1} ionic strength (average values for Cerna river).

Hercule spring is in fact the resurgence of a cave which is to be explored on some tenth meters (Povară, 1973). In spite of the karstic component preponderance at this spring, the limestone dissolution is due on a very small extent to the common mechanism of attack by means of the

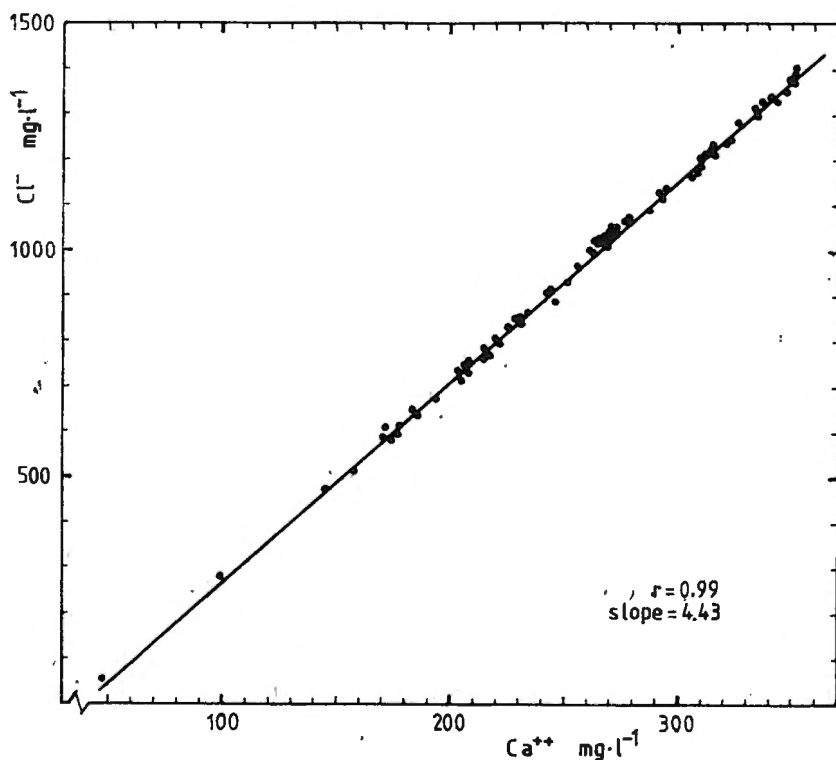


Fig. 4 — Relationship between Cl^- and Ca^{++} contents for Hercule spring (9th Mar.-26th June, 1982).

dissolved CO_2 , but essentially to the salt effect. This is proved by the very close correlation between Cl^- and Ca^{++} concentrations (Fig. 4). Here the major anion is chloride which usually forms, together with sodium and potassium, more than 70% of the total dissolved solids (TDS). These ions give to the water a very high ionic strength as compared with the ordinary karstic waters, modifying calcite solubility. HCO_3^- and Ca^{++} concentrations can not be correlated (correlation index 0,005). Some similar behaviour is also obvious in the case of other thermomineral sources (Fig. 5). These elements support the inflow North of Crucea Ghizelei of poor mineralized waters, at depth, across the limestone body, which subsequently are directed along Cerna Graben, to the thermomineral deposit.

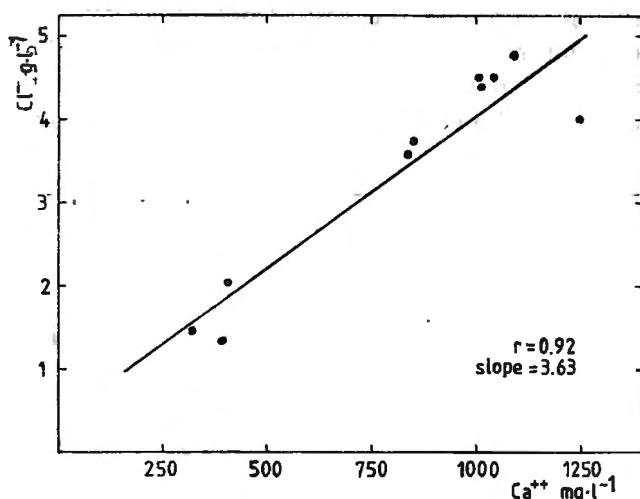


Fig. 5 — Relationship between Cl^- and Ca^{++} contents for the main thermomineral sources from Băile Herculane.

4. SUMMARY

In the lower basin of Cerna the carbonate waters of the springs and karstic streams and Cerna River coexist with chloride-sodic and sulphureous waters of the thermomineral sources belonging to Băile Herculane spa. There are great differences of mineralization between these two types of waters, the latter having a TDS content of about 10 to 30 times greater than the first.

Among the karstic waters then are differences between the surface waters and the springs, which are obvious both for the ionic concentrations and especially for pH-values. Surface waters generally have lower mineralizations than emergence waters, as well as a much more alkaline pH values. As a result of a qualitative estimation it has been determined on one hand a high degree of supersaturation in calcite for both categories of karstic waters, and on the other hand, a "closed" system circulation for the underground waters.

Cerna exhibits the lowest mineralization in the area as well as the greatest discharges. Upstream from Băile Herculane its chemism undergoes considerable alterations, due to the thermomineral waters discharge.

Among the mineral sources Herculă spring raises the most interesting questions, the karstic component being more emphasized. Here, the salt effect determines the limestone dissolution disguising the part of the dissolved carbon dioxide.

REFERENCES

- ALEXANDRU Madeleine, BADEA L., BUZA M., DINŪ Mihaela, DRUGESCU C., SENCU V. (1981) — *Valea Cernei. Studiu Geografic*, Ed. Academiei R.S.R., București, 152 p.
- BULGĂR AL., POVARA I. (1978) — *Separation of karstic thermal springs discharge and temperature variations measured at exurgence*. Trav. Inst. Spéol., „E. Racovitza”, 17, 209–214.
- LANGMUIR D. (1971) — *The geochemistry of some carbonate ground waters in Central Pennsylvania*. Géochim. Cosmochim. Acta, 35, (10), 1023–1045.
- MARIN C. (1981) — *Chemical composition of carbonate waters in Pădurea Craiului, Romania*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, 20, 139–155.
- POVARA I. (1973) — *Contributions à la connaissance des sources thermo-minérales de Băile Herculane*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, 12, 337–348.
- POVARA I. (1980) — *Note sur la circulation souterraine des eaux dans les calcaires du bassin de Cerna*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”. 19, 237–241.
- POVARA I., LASCU C. (1978) — *Note sur la circulation souterraine de l'eau par le graben de Cerna*. Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, 17, 143–147.
- POVARA I., MARIN C. (1984) — *Hercule thermomineral spring. Hydrogeological and Hydrochemical considerations*. This volume.
- SENCU V. (1975) — *Le karst des monts de Mehedinți*. Rev. Roum. Géol. Geophys. Géogr., Géographie, 19, (1), 35–47.
- SENCU V. (1982) — *Cîteva observații asupra chimismului apelor carstice din Munții Aninei*. St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Geografie, 29, 42–49.
- TRUFAȘ V., MARIN C. (1980) — *Cîteva aprecieri asupra chimismului și calității apei riurilor din Banat*. St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Geografie, 27, (1), 149–158.

OBSERVAȚII HIDROCHIMICE ÎN BAZINUL INFERIOR
AL RIULUI CERNA

Rezumat

În bazinul inferior al Cernei coexistă atât apele carbonatice ale emergențelor și cursurilor carstice de suprafață, precum și ale Cernei, cât și apele cloro-sodice și sulfuroase ale surselor termominerale din cuprinsul stațiunii Băile Herculane. Diferențele de mineralizare dintre aceste două tipuri de ape sînt substanțiale, ultimele avînd o mineralizare de cca. 10–30 de ori mai mare față de primele.

În cadrul apelor carstice există deosebiri între cele de suprafață și izvoare. Deosebirile sînt evidente în ceea ce privește concentrațiile ionice, dar mai ales la valorile de pH. Apele de suprafață au, în general, mineralizări mai reduse față de emergențe și pH-uri mult mai alcaline. În urma evaluării calitative, se constată un grad ridicat de suprasaturare față de calcit pentru ambele categorii de ape carstice, iar pe de altă parte, este probabilă o circulație a apelor carstice subterane preponderent cu nivel înecat.

Cerna prezintă mineralizările cele mai scăzute din zonă, dar și debitele cele mai mari. Aval de Băile Herculane chimismul ei suferă mutații importante datorită deversărilor de ape termale puternic mineralizate.

Alineate în lungul Cernei, sursele termominerale nu prezintă un chimism unitar. Sursa cea mai nordică, forajul Crucea Ghizelei, este de fapt o sursă mezotermală ce prezintă caracteristici chimice, foarte apropiate de ale apelor carstice. Mineralizările cresc progresiv spre aval, atingând valori maxime la sursele cele mai sudice: Sondele 4579 și 4578.

Dintre toate ivirile de ape termominerale, izvorul Hercule reșimte în modul cel mai drastic influențele apelor carstice reci. În ciuda preponderenței componenței carstice de la acest izvor, punerea în soluție a calcarelor se datorează în foarte mică măsură mecanismului obișnuit de atac prin intermediul dioxidului de carbon dizolvat. Dizolvarea lor trebuie pusă pe seama efectului de sare (sau al ionilor străini), fapt ilustrat de corelația deosebit de strânsă care există între concentrațiile de Cl^- și Ca^{++} . O comportare similară este evidentă și în cazul celorlalte surse termominerale. Acest element confirmă faptul că la nord de Crucea Ghizelei are loc pătrunderea în profunzime, prin corpul calcarului a unor ape slab mineralizate, ape care sînt antrenate în lungul grabenului Cernei spre zăcămintul termomineral.

Address of the author: Constatin MARIN, Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Moxă Mihail 9, 78109, București, România.

HERCULE THERMOMINERAL SPRING. HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL CONSIDERATIONS

BY

I. POVARĂ, C. MARIN

Hercule thermomineral spring acts as the main outlet of a large aquiferous structure — Cerna syncline — including Jurassic-Cretaceous limestones. Within the limestones body mixing occurs between karstic waters of surface origin and thermomineral ascending waters. This process is responsible for a high instability of the regimes of the yields, temperature and chemistry of the spring.

1. INTRODUCTION

Hercule thermomineral spring is situated at the Northern end of Băile Herculane spa, on the right side of Cerna valley, at 150 m elevation, just 7 m above the streambed. The thermomineral water reaches the surface through an outflow cave, Peștera Hercule, explored on 94 m total length, along which 5 sumps are met, of 1—6 m depths and 2—18 m lengths. The outstanding characteristics of the spring are: (a) strong discharge fluctuations, displaying a variation range of 81 l/s, from 17 to 98 l/s; (b) water temperature and chemistry show an inverse dependence upon the discharge, temperature variation being 34°C, while that of the calculated total dissolved solids (TDS) is 2.22 g/l; (c) spring water passes from the chlorosodic to the chlorocalcic class as the discharge fluctuates with the critical point around 65 l/s.

The great importance of the spring as the main source of thermomineral waters of the spa determined the undertaking of several research programs, whose purpose was the identification of the causes of the fluctuating discharge, temperature and chemistry regimes as well as the development of some stabilization solutions. Worth to be mentioned are the following: Voitești (1918) infers the inflow in the thermal source of some cold waters, originating from the limestone. M. Pascu¹, by means of radioactive tracers, proves the link between two sinking points of surface streams and the thermomineral source and suggests three alternate possibilities to prevent further cold infiltration. N. Golopența et al.² start a systematic recording of the discharges and the temperatures at Hercule

^{1,2,3} Hydrogeological reports from the archives of "Întreprinderea balneară Băile Herculane" (1971, 1973) and of Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, București (1974, 1977, 1978, 1981).

spring and suggest the excavation of a tunnel bore in order to collect the cold infiltrations. Vasilescu (1973) suggests the drilling of a well in the middle of a geothermal anomaly delineated in the proximity of Hercule cave. POVARĂ et al (1973), POVARĂ and LASCU (1978) and G. Simion³ widely enlarge the acquired information on Hercule hydrostructure, with the latter also suggesting a new conceptual image on the recharge of the thermomineral structure from Băile Herculane.

2. CERNA SYNCLINE AQUIFEROUS STRUCTURE⁴

Hercule thermomineral spring emerges in the southern third of a large hydrogeologic structure — Cerna syncline — developed on the right side of Cerna river, along about 25 km. It includes sedimentary deposits belonging to the Danubian domain occurring in a synclinal disposition, with a NNW-SSE strike (Fig. 1). According to NĂSTĂSEANU (1980) the petrographic facies of the syncline are mainly carbonatic (the Dogger-Tithonic-Barremian limestone series) and flyshoid (luta layers and the Wildflysh). Since flysh deposits prevent any underground organized water circulation, the carbonatic facies are the only ones to host the aquiferous complex body.

At its Northern end the syncline plunges under Godeanu crystalline, while to the South, in Herculane spa area, it has a direct contact to Cerna graben. To the East and to the West the syncline is bordered by impervious deposits. As a consequence this hydrogeological structure is open to an underground circulation southward only, toward the syncline axis plunge. The syncline has the appearance of an asymmetric trench, with its flanks overturned eastward, of a great development along the axial direction and broken by faults normal to it, with vertical as well as horizontal displacements.

The microtectonical determinations made evidence of three systems of fissures; of which the tension (W—E) and the shear (NNE—SSW) ones may be accounted for an underground water circulation.

In the southern third of the syncline only the limestones¹ of the eastern flank, strongly overturned to the graben, outcrop. They have a continuous development in surface along about 9 km, their total surface being 0.64 km². Within their body some caves, with continuous steam outflow, at temperatures varying between 26.0—54.5°C are known, POVARĂ et al., 1972) namely: *Grota cu Aburi* located 400 m away and at 375 m elevation, with a steam outflow whose temperature displays seasonal and annual variations in the range of 49.5—55.5°C; *Avenul lui Adam*, located 215 m away, at 275 m elevation, with a steam outflow of 17.5°C temperature amplitude 29.0—46.7°C; *Peștera de la Despicătură*, located 85 m South of *Peștera Hercule*, at 155 m elevation, inside which the air has temperature variations in the range 26.0—29.0°C.

⁴ Such as delineated by G. SIMION in "Raport asupra studiilor hidrogeologice efectuate în carstul văii Cerna..." (1978), Archives of the Întreprinderea geologică de prospecțiuni geologice și geofizice, București.

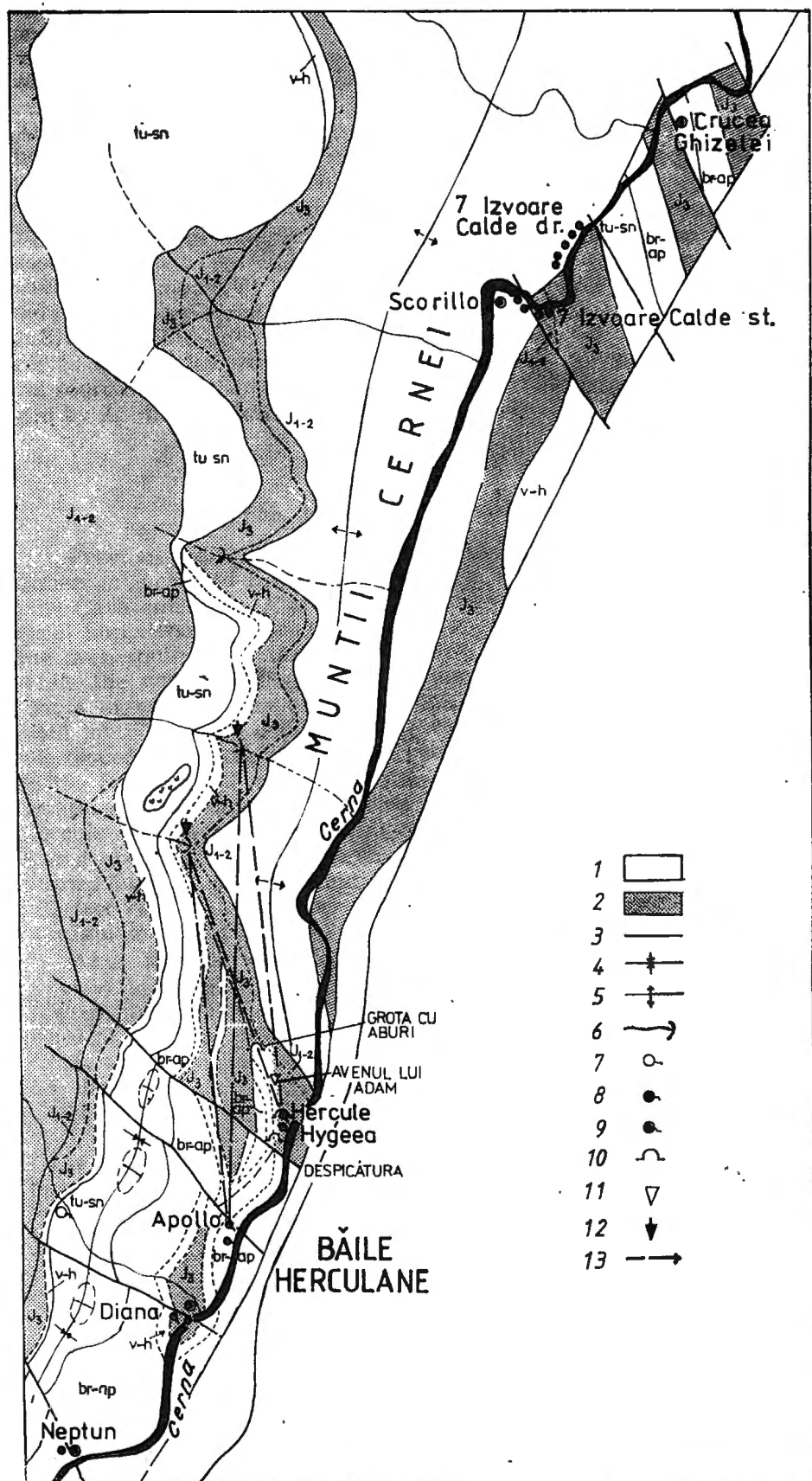


Fig. 1. Hidrogeological map of the middle Cerna river basin. Key: 1 — impervious deposits, 2 — karstifiable rocks, 3 — fault, 4 — syncline, 5 — anticline, 6 — swallet, 7 — karstic spring, 8 — thermomineral spring, 9 — drill hole, 10 — cave, 11 — pothole, 12 — tracer injection point, 13 — underground karstic drainage direction. (The geology after Năstăsescu, 1980)

The above mentioned caves are met along a NNW-SSE striking lineament, concordant to the shear cracks direction and almost parallel to the syncline axis. The link across the limestones body, between these caves and Hercule spring was proved by the injection of 0.5 kg of fluorescein diluted in 800 l of water in the steam outflow of Grota ou Aiburi (June 9th 1977). The tracer was detected in Hercule spring 85 hours later, after a heavy rainfall, displaying a mean theoretical transit velocity of 7 m/h.

The limestone stripe on the eastern syncline flank is crossed by Cerna right-hand tributaries. The flow gauges performed on successive stream-sections proved continuous losses in streambed. Tracing experiments carried out by means of radioactive isotopes and dyes documented the underground flow directions and velocities (POVARA, 1980). The streams infiltrated flow as well as that originated directly in rainfall are directed mainly toward Hercule spring, but also toward the thermomineral sources from the South of the hydrostructure, where they are discharged by Apollo, Diana and Neptun springs and wells.

3. HERCULE THERMOMINERAL SPRING

3.1. *The discharge — temperature relation*

Previous to 1973 the water of Herculee spring has been exploited under an increased head, maintained by a 4 m high dam built at Hercule Cave entrance. In order to identify the influences due to this artificial supplementary loading of the aquifer on Hercule as well as on the even southern springs the retention has been emptied several times, while the water yield and temperature have been checked (Fig. 2). These experiments revealed the following phenomena: (a) the karst field joints situated above the free flow level were reactivated, indicating the dispersion of the underground water toward the hill face as well as to the South of the aquifer; (b) important discharge increases and temperature reductions were noticed at the springs located South of Hercule — Higea, Despăcătura and Apollo; (c) inside the aquifer two water bodies, with constant hydrochemical properties were formed — a mixed karstic-thermomineral water body near the hill face and a deeper thermomineral water body; (d) the cold inflow is originated from between the hill face and the thermomineral inflow.

After the dam had been brought out of use a permanent program of yield temperature and chemistry recording was undertaken at Hercule spring, mainly, in order to specify the anomalies induced by the discharge increase, while less interest was given to stable flow regime. Yields and temperatures variation diagrams analysis, as well as that of the discharge — rainfall and discharge-temperature correlations lead to the following considerations: (a) the discharge increases are due to precipitation (Fig. 3), the latter enter the underground drainage of Cerna syncline directly from the surface of the eastern flank (a maximum 30%), as well as from surface streams (70%); the discharge increases are directly proportional to the precipitation values; (b) between the start of a rainfall and the increase of the flow a medium time

interval of ten hours was noticed. Water infiltrated in the valley streambed nearest to Hercule spring reached the hill face in 72 hours. (c) during 1973—1982 interval the maximum yield variation amplitude was

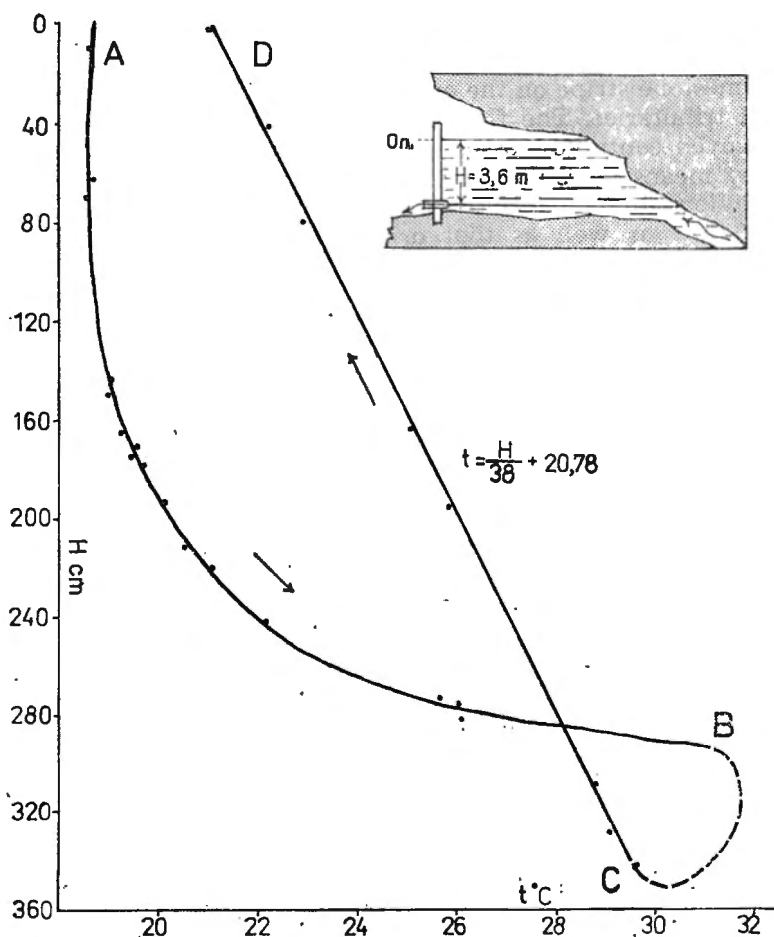


Fig. 2 — Experimental emptying of Hercule retention between 22th—30th January 1972. A—B evacuation interval, B—C free flow interval, C—D filling interval.

81 l/s, the minimum recorded discharge of 17 l/s occurring on 23 th April 1982, while the maximum, of 98 l/s, occurred at November 22 ond, 1976; (d) the discharge increases induce a corresponding temperature diminishing (Fig. 4 and Fig. 5), which pleads for a cold inflow as their cause. The thermic energy transfer among water and limestone (or among water and air, as long as Hercule drain is concerned), would provoke deviations from this rule. Discharge increases have been no-

ticed with reduced temperature variations: between November 26th to 27th 1976, to a yield reduction of 30 l/s accordingly a 3.7°C temperature reduction was noticed.

Fig. 3 — Discharge (Q) versus rainfall (P) variation diagram at Hercule spring.

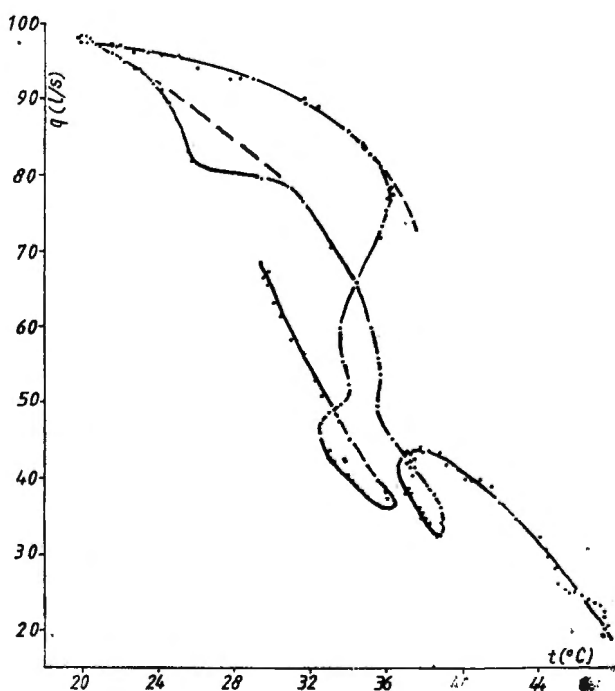
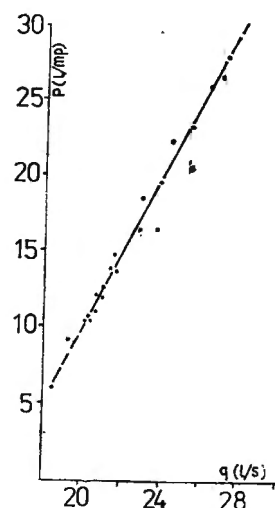


Fig. 4 — Discharge (Q) versus temperature ($t^{\circ}\text{C}$) variation diagram at Hercule spring during December 1976.

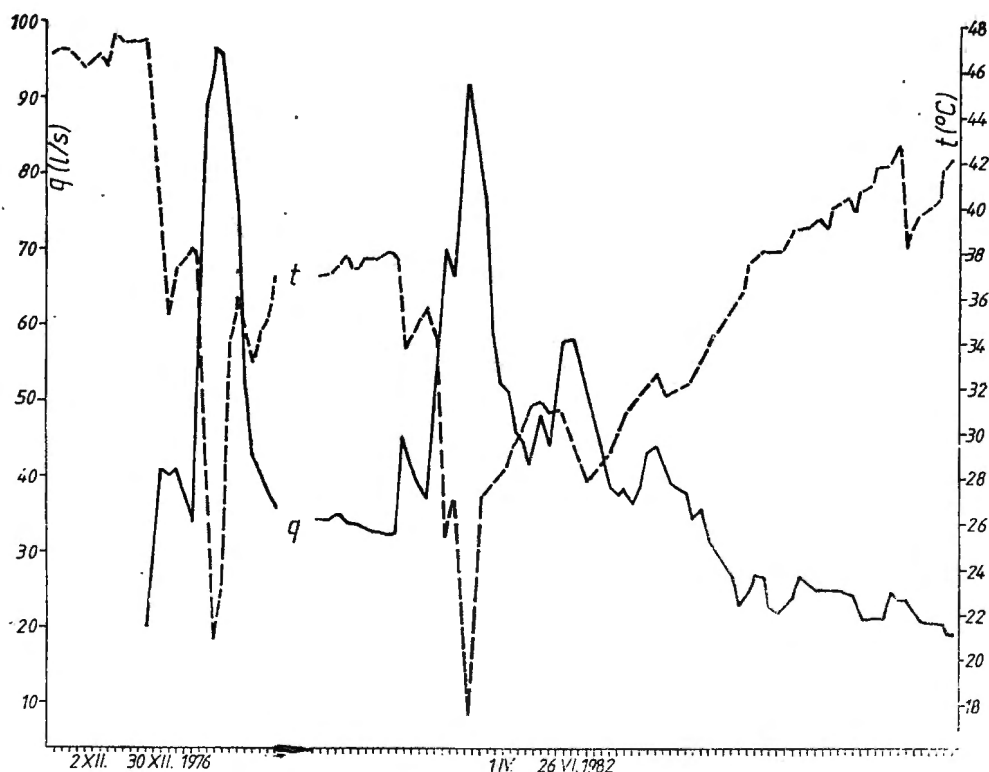


Fig. 5 — Discharge (Q) and temperature ($t^{\circ}\text{C}$) time evolution diagrams for several (instability) flood pulse situations.

3.2. Hydrochemistry

Proceeding from the demonstrated fact of the mixing of the cold waters with thermomineral waters within the limestones body of Cerna syncline, a detailed chemical analysis program was started at Hercule spring during discharge-temperature instability periods, aiming to draw out a relationship between the discharge and the chemical concentration, as well as to delineate the chemical species concentration variation within the mixture of karstic and thermomineral waters. The chemical analyses were performed⁵ in two series in 1981 and 1982 (Table 1).

A preliminary overview of the analytical results leads to the following conclusions: (a) the main ionic components are Ca^{++} , Na^{+} , K^{+} as well as Cl^{-} . Their concentration variation is inversely proportional to that of the discharges (Fig. 6), implying a dilution of the highly mineralized thermal component by a poorly mineralized karstic water; (b) chloride belongs to the thermal component of the mixture. Its concentration average value in the karstic waters from lower Cerna

⁵ The specified analytical methods are described by MARIN (1984).

basin in only 1.3 mg/l, versus about 900 mg/l at Hercule spring. The good, inverse, correlation between its concentration and yield values of less than 65 l/s support the idea of a stable supply of the thermal component (Fig. 7 a). At discharge values higher than 65 l/s random de-

Table 1

Variation ranges and averages of chemical composition for Hercule spring

		12th Mar.-22nd Apr. 1981			9th Mar.-2th June 1982		
		n	Range	Average	n	Range	Average
T	(°C)	110	22.1 — 36.9	30.3	99	17.4 — 43.0	35.2
Q	(l/s)	110	33.1 — 79.5	54.0	99	18.2 — 93.6	36.9
pH		110	7.20 — 7.52	7.4	99	7.04 — 7.65	7.3
CO ₂	(mg/l)	86	5.6 — 10.5	8.4	99	2.7 — 10.8	6.8
Ca ⁺⁺	(mg/l)	110	109 — 272	201	99	49 — 353	258
Mg ⁺⁺	(mg/l)	110	2 — 6	4	99	3 — 7	5
Na ⁺ + K ⁺	(mg/l)	101	105 — 375	258	99	31 — 573	402
HCO ₃ ⁻	(mg/l)	101	103 — 131	116	99	82 — 127	107
SO ₄ ⁻	(mg/l)	110	43 — 102	68	99	31 — 120	78
Cl ⁻	(mg/l)	110	267 — 935	643	99	52 — 1407	972
SiO ₂	(mg/l)	110	9.0 — 31.0	20.0	—	—	—
TDS	(mg/l)*	101	657 — 1798	1302	99	295 — 2512	1820

n = number of observations

* calculated values

viations of the thermal component are noticed, both at Cl⁻ and Ca⁺⁺, Na⁺ and K⁺: (c) calcium may be mainly originated in the dissolved limestone and secondarily in the desorption induced by the ionic exchange of Na⁺ and K⁺ on the clay. Because of the very good correlation noticed between Cl⁻ and Ca⁺⁺ concentrations (MARIN, 1983), one may admit that limestone dissolution is mainly achieved by thermal component of the mixture; (d) magnesium should behave like Ca⁺⁺, but its very low average concentrations level (4—5 mg/l) makes any interpretation uncertain; (e) there is a poor correlation between alkalinity, expressed as HCO₃ and discharge (Fig. 7b). As a general rule, flow diminishing induces an alkalinity reduction, but this relation is strongly disturbed at flow values higher than 65 l/s; (f) since the average value of the sulphate concentrations in the lower Cerna basin is less than 10 mg/l, versus 70 mg/l at Hercule spring, one may infer that most of it is derived from the thermal component, where it occurs as a consequence of an almost complete oxidation of the dissolved H₂S. The ion SO₄⁻ is even strongly implied in some more complex physico-chemical processes as it may be noticed from the poor correlation of fig. 7 c. The same applies to SiO₂ too.

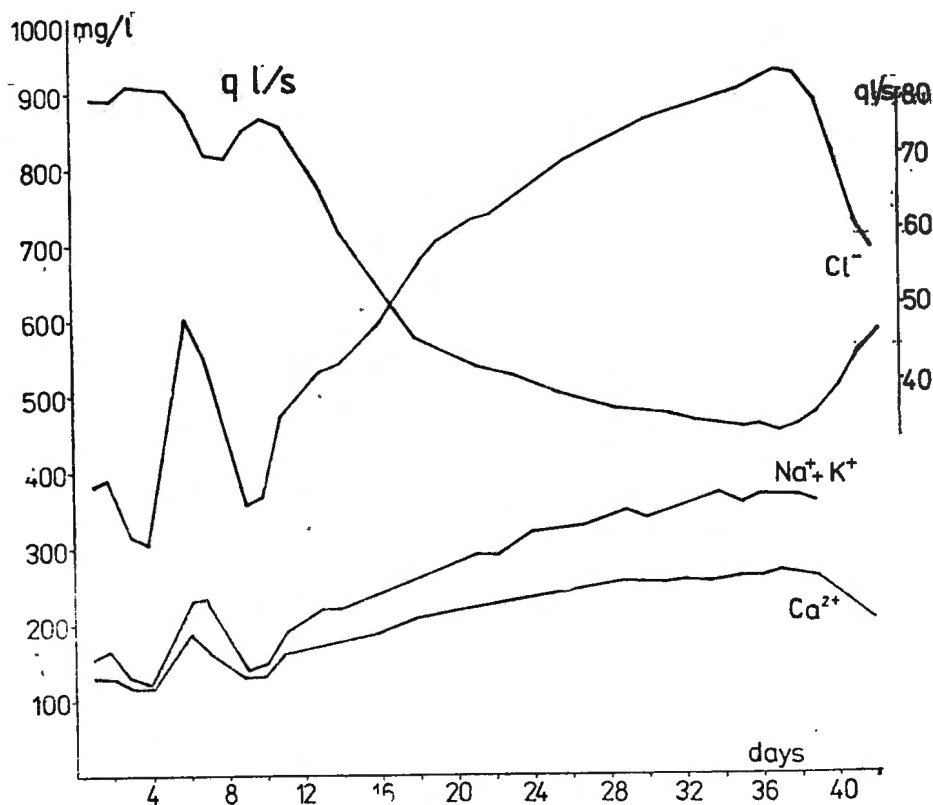


Fig. 6 — Time evolution of the main chemical species concentrations at Hercule spring (1981).

4. DATA INTERPRETATION

Underground drainage through Cerna syncline is following its axis displaying mean theoretical velocities of 7 m/h. The inputs in the aquifer are both gravitational, including cold waters of surface origin and ascensional, including thermomineral waters (fig. 8). The concentrated underground flow along the karstic drain of Hercule cave (of which only 100 m are known) is of free surface type. In its southern third the drain crosses major transverse faults along which geothermal anomalies were outlined. These faults are the paths along which the thermomineral water penetration into the karstic waters drain occurs. The mixture of the two waters of different origin is discharged to the bull face mainly through Hercule spring and secondarily through the springs and the wells from the syncline (Apollo, Diana).

Mixing zone I (permanent) is situated along a lineament outlined by several caves, displaying steam outflows, while *Mixing zone II* shows only temporary activity triggered by the rainfall: both are met at the low level of the free surface of the flow in the drain. The existence of the

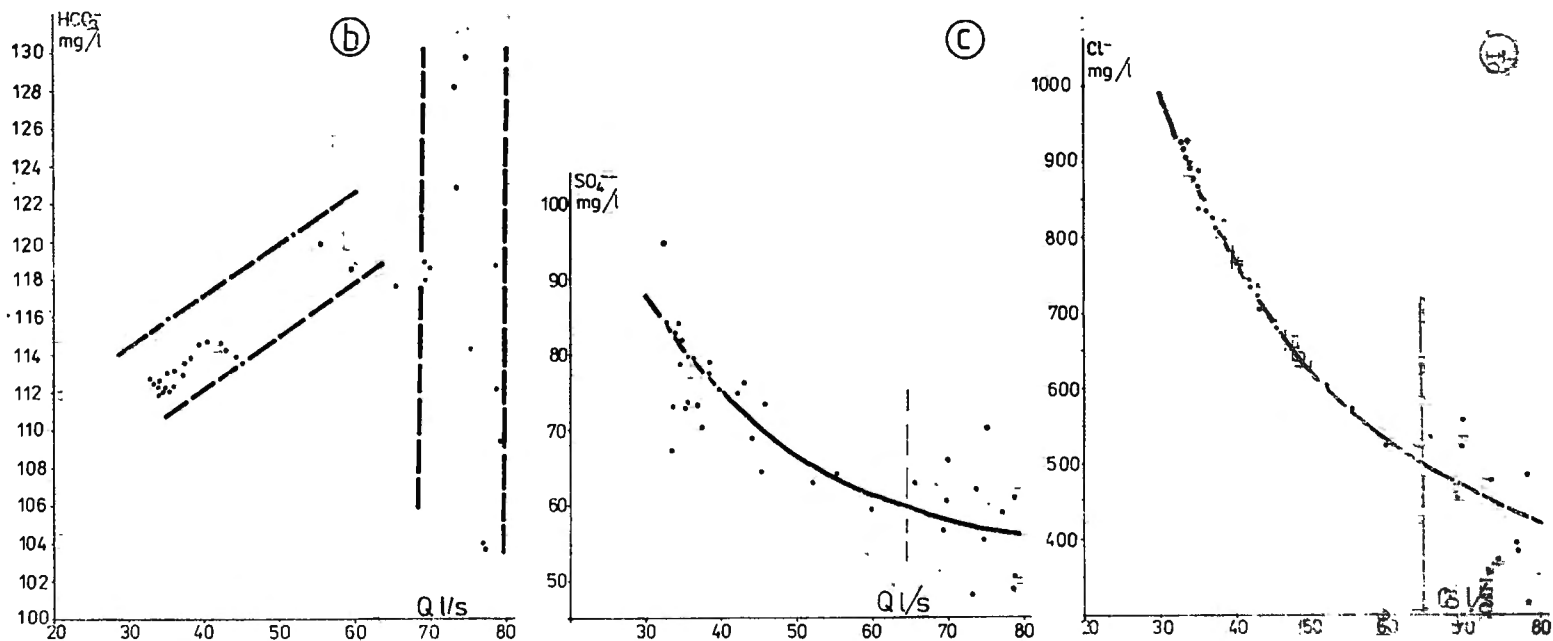


Fig. 7 — Concentrations of : (a) chloride, (b) alkalinity expressed as HCO_3^- and (c) sulphate as a function of the discharge at Hercule spring.

Mixing zone III could be inferred only by the observation of the Cl^- concentration evolution for Hercule spring yields of more than 65 l/s.

An attempt to quantify each of the two water components of the aquifer was done by BULGAR and POVARA (1978), the subsequent

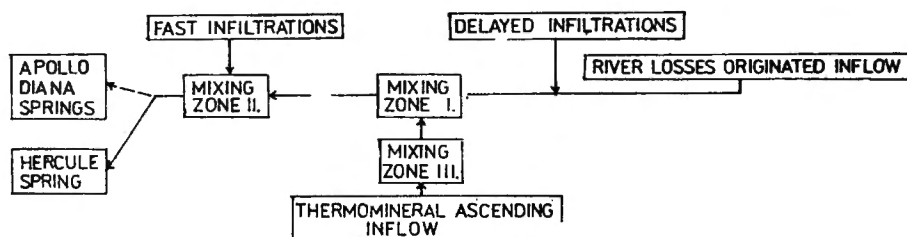


Fig. 8 — Sketch of the conceptual model of the underground waters circulation through Cerna syncline karstic structure.

computations giving for the thermal component 60°C temperature and 14,9 l/s yield values.

In order to stabilize the discharges and the temperatures of Hercule spring the digging of a tunnel bore was suggested, drain, north of *Mixing zone I*.

REFERENCES

- BULGAR AL., POVARA I. (1978) — *Separation of karstic thermal springs discharge components as based on the analysis of discharge, and temperature variations measured at exurgence*, Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza“, 17, p. 209—214, Bucharest.
- MARIN C. (1984) — *Hydrochemical considerations in the lower Cerna river basin*. This volume.
- NĂSTĂSEANU S. (1980) — *Géologie des Monts Cerna*. An. Inst. geol., geof., 54, Bucharest.
- POPESCU-VOITEȘTI I. (1921) — *Étude géologique sur les sources minérales des bains d'Hercule*. Ann. Min. Roum., 4, București.
- POVARA I. (1973) — *Contributions à la connaissance des sources thermominérales de Băile Herculane*. Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza“, 12, p. 337—348, Bucharest.
- POVARA I. (1980) — *Note sur la circulation souterraine des eaux dans les calcaires du bassin de Cerna*. Ibidem, 19, p. 238.
- POVARA et al. (1972) — *Observations préliminaires sur les grottes influencées par les eaux thermominérales de la zone Băile Herculane*. Ibidem, 11, p. 355—365.
- POVARA I., LASCU C. (1978) — *Note sur la circulation souterraine de l'eau par le graben de Cerna*. Ibidem, 17, p. 193—197.

IZVORUL TERMOMINERAL HERCULE. CONSIDERAȚII HIDROGEOLOGICE ȘI HIDROCHIMICE

Rezum at

Izvorul termomineral Hercule constituie principala descărcare a unei ample structuri acvifere — Sinclinalul Cernei — dezvoltată în calcarele jurasic-cretacice din versantul drept al Cernei. În corpul calcarelor, la nivelul drenului natural al peșterii Hercule, se amestecă ape reci provenite din riuri și precipitații, cu ape termominerale ascensionale. O parte a acestor ape este drenată spre izvoarele și forajele din sudul sinclinalului.

Amestecul de ape determină un pronunțat caracter de instabilitate a debit-temperaturilor și chimismului izvorului Hercule, fapt care produce perturbări în regimul de utilizare a apelor pentru tratament balnear.

Pe baza observațiilor și măsurătorilor geologice, speologice, hidrologice și hidrochimice s-a elaborat schema generală de alimentare, amestec a tranșelor de apă și descărcare a acestora la versant, schemă care a stat la baza elaborării unui proiect de stabilizare a debitelor și implicit a temperaturilor izvorului.

Address of the authors: Ioan POVARA, Constantin MARIN, Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, Str. Moxa Mihail, 9, 78109 București 12, România.

L'EAU PLATE — UNE NOUVELLE RESSOURCE DU KARST DE LA ROUMANIE

PAR

M. PASCU, C. MOISSIU, Alina MOISESCU

On a identifié récemment en Roumanie les premières ressources d'eau plate, situées dans le karst des Monts *Bucegi*, *Pădurea Craiului* et *Cerna-Mehedinți* — eaux oligominérales — et dans celui des Collines de *Tulcea* — eaux minérales. On souligne la très bonne stabilité organoleptique, physique, chimique et bactériologique des sources de *Scropoasa* et d'*Izvorul Minunilor*.

1. CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

L'eau souterraine qui réunit des conditions normales au point de vue de la potabilité et qui peut être captée, mise en bouteille, conservée de cette manière une longue période et consommée comme telle sans traitement préalable, est connue sous le nom générique d'„eau plate“. Les standards internationaux pour ce type d'eau sont très exigeants ; ils prévoient :

— eau avec goût agréable, incolore, inodore, sans sédiments et gaz dissous (y compris non-carboeffervescente, le CO_2 libre dissous ne dépassant pas 150 mg/l) ;

— composition chimique ayant comme limites maxima des principaux ions dissous (dans le cas des eaux plates minérales) : 600 mg Cl^-/l , 4000 mg HCO_3^-/l , 2000 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{l}$, 700 mg Na^+/l , 800 mg Ca^{2+}/l , 600 mg Mg^{2+}/l , 5 mg Fe^{2+}/l au plus etc. ; minéralisation totale au-dessous de 1 g/l pour les eaux plates oligominérales et de 1—9 g/l pour les eaux plates minérales ;

— contamination bactériologique pratiquement nulle ;

— stabilisation des indices organoleptiques, physiques, chimiques et bactériologiques pendant au moins une année après la date de la mise en bouteille ;

— fond naturel radioactif au-dessous des limites prévues par les normes internationales ;

— élimination des traitements correctifs appliqués aux indices physiques et chimiques et de la purification de l'eau en utilisant des substances bactériostatiques ;

— liaison directe et protégée au point de vue hygiénique entre la source d'eau plate et la station de mise en bouteille, cette dernière devant être située dans le voisinage des voies modernes de communication ;

moyenne multiannuelle des précipitations est de 1756 mm, dont la moitié tombe sous forme de neige. A présent, divers consommateurs utilisent un débit d'environ 5 l/s. Durant la période d'étude (novembre 1980 — février 1982) on a mesuré des débits disponibles au trop-plein de la prise variant de 6 l/s (février—mars) jusqu'à 35 l/s (avril—juin). La température de l'eau a été à peu près invariable, de 5°C ($\pm 0,3^\circ\text{C}$). Les informations dont nous avons disposé montrent que l'Izvorul Minunilor n'a jamais tari.

2.1.3. *La source. No. 2 de Birza-Topleț*, représente l'une des quatre résurgences principales qui surgissent d'une boutonnière de calcaires de l'Autochtone Danubien de la Valea Mare-Birza, à la cote d'environ 153 m, sur la fenêtre d'érosion de la Couche Gétique et du Paraautochtone de Severin. Les calcaires ont ici des superficies et des épaisseurs considérables, les phénomènes karstiques étant très développés à cause du style tectonique. Les forts gradients hydrauliques impriment à cette résurgence un caractère de type griffon. L'alimentation de la nappe aquifère se fait par infiltration directe des précipitations et de l'eau résultée de la fonte des neiges, mais aussi comme suite de la décharge du plateau calcaire des Monts Mehedinți — Poiana Mușuroia (GASPAR et SIMION, 1982) et de l'interception des vallées de Jelerău, de Siliștea et d'Intre Pietre. Le bassin hydrogéologique est très grand et a des limites difficile à préciser. La période d'étude (février 1981 — janvier 1982) a été normale au point de vue pluviométrique ; la moyenne multiannuelle des précipitations est de 690 mm. Durant la même période, la source a eu une capacité de débitage comprise entre 164 l/s et 256 l/s, ce qui représente environ 8 % du débit cumulé des quatre résurgences. La température de l'eau présente des variations déphasées de 5—10 jours par rapport à celles de la température de l'air, les valeurs oscillant entre 8,8°C (février) et 11,3°C (septembre). On a remarqué à cette source la tendance d'apparition des grandes eaux pendant le printemps.

2.1.4. *Le groupe des sources de la rive sud du Lac de Piatra* est situé au point de contact avec le Delta du Danube, à environ 2 km nord-ouest de la localité de Murighiol et à une altitude absolue de 4 m. Les résurgences apparaissent des calcaires appartenant au triasique moyen et inférieur, la nappe aquifère présentant une circulation par fissures dans un karst moins développé. La majorité des sources sont submergées. La superficie du bassin hydrographique, délimité d'une manière conventionnelle conformément aux critères morphologiques, a été estimée au maximum 31 km². L'alimentation souterraine se réalise durant la période froide de l'année, quand l'évapotranspiration cesse, période qui coïncide pourtant avec les précipitations les plus faibles. Le débit cumulé de ce groupe de sources laisse à supposer que le bassin hydrogéologique reçoit aussi de l'eau minérale en dehors de ses limites (probablement du Lac de Sărătura, situé à une altitude supérieure vers le sud). On n'a pas remarqué des phases du régime d'écoulement. La moyenne multiannuelle des précipitations est de 378 mm, les sécheresses persistant deux-trois mois de suite étant fréquentes. La période d'étude (mars 1981 — février 1982) a été excédentaire au point de vue pluviométrique. Durant cet intervalle

de temps, le débit capté a varié entre 2,8 l/s et 3,8 l/s, quantité qui représente environ 10—20% du débit total de la résurgence, le reste se déchargeant dans le fond du Lac de *Piatra*.

2.2. Propriétés physiques et chimiques

Afin de suivre la variation dans le temps de la qualité des eaux, on a prélevé des échantillons au point de résurgence à des intervalles de 1—2 mois, durant une année, et on a exécuté des testes organoleptiques en dégustant l'eau „in situ”. Les échantillons ont été gardés dans des conditions de laboratoire (lumière modérée et température de l'air comprise entre 18°C et 28°C) pendant 1—5 mois après la date de la mise en bouteille. La conservation des échantillons a été réalisée dans des bouteilles ordinaires, en verre blanc, brun et vert, avec une capacité de 0,5 l, type „EURO”, étanchées avec des capsules métalliques prévues à l'intérieur d'une mince couche de matière plastique.

Les caractéristiques organoleptiques des eaux présentent des différences d'une source à l'autre. Celles-ci sont généralement incolores et inodores et ont un goût très agréable, donnant rapidement la sensation de satiété. L'eau de la source de *Murighiol* présente pourtant une faible odeur de terre et est un peu saumâtre, à cause du fait que sa minéralisation totale atteint 1 g/l.

L'absence des sédiments et même des suspensions sont des indices physiques favorables pour la potabilité de ces eaux.

La radioactivité se conserve en toute saison dans les limites des concentrations normales pour le fond radioactif naturel de l'eau potable. L'isotope ^{238}U se trouve en plus grandes quantités dans l'eau de *Izvorul Minunilor* et de la source de *Murighiol*, tandis que les quantités les plus faibles ont été déterminées dans les sources de *Scropoasa*. L'isotope ^{226}Ra présente les valeurs les plus élevées aux sources de *Scropoasa* et d'*Izvorul Minunilor* et une concentration deux fois plus faible dans les sources de *Murighiol* et de *Birza-Topleț* (tab. 1).

L'analyse comparative des résultats des dosages hydrochimiques compris dans le tableau 1 permet de formuler les conclusions suivantes :

- les eaux des sources montagneuses de *Scropoasa*, d'*Izvorul Minunilor* et de la source No. 2 de *Birza-Topleț* appartiennent à la catégorie des eaux plates communes (oligominérales), bicarbonatées, calciques, ayant un caractère neutre — faiblement alcalin ;

- la minéralisation la plus forte caractérise l'eau de la source de *Murighiol* et la plus faible l'eau d'*Izvorul Minunilor* ;

- le contenu le plus élevé en CO_2 , HCO_3^- et Ca^{2+} se trouve dans la source No. 2 de *Birza-Topleț*, source qui a en même temps une minéralisation totale maximum parmi les eaux karstiques montagneuses (0,4 g/l); le contenu le plus réduit est présenté par les sources de *Scropoasa* et d'*Izvorul Minunilor* ;

- la source de *Scropoasa* a l'eau la plus alcaline (pH max. = 8,15) ;

- le contenu en magnésium et sodium est relativement semblable dans les sources montagneuses, tandis que la source de *Murighiol* en est beaucoup plus concentrée ;

Tableau 1

**Limites comparatives de la variation des principaux indicateurs chimiques
et de la radioactivité des sources étudiées durant la période 1981—82**

Indicateur	Sources de Scropoasa	Izvorul Minunilor	Source 2 de Birza-Topleț	Source de Murighiol
pH	7,70 — 8,15	7,10 — 7,80	7,35 — 8,00	7,35 — 7,70
CO ₂ (mg/l)	0,00 — 13,00	4,40 — 15,40	0,00 — 30,80	15,40 — 46,20
Ca ²⁺ (mg/l)	34,60 — 44,70	15,40 — 26,90	53,90 — 74,60	71,60 — 117,00
Mg ²⁺ (mg/l)	3,80 — 9,40	3,30 — 12,80	3,30 — 10,00	57,00 — 73,10
Na ⁺ (mg/l)	6,00 — 34,04	2,60 — 20,47	3,80 — 30,60	97,55 — 210,91
Fe ²⁺ (mg/l)	0,00 — 0,10	0,00 — 0,15	0,00 — 0,10	0,00 — 0,10
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	110,00 — 159,00	73,00 — 116,00	183,00 — 251,00	366,00 — 439,00
Cl ⁻ (mg/l)	4,00 — 68,80	4,00 — 10,00	4,00 — 32,00	276,00 — 360,00
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	13,20 — 69,90	6,20 — 32,90	5,30 — 55,50	10,30 — 123,45
NO ₃ (mg/l)	0,00 — 3,90	0,00 — 3,00	0,00 — 8,00	10,00 — 32,00
NO ₂ (mg/l)	0,0004 — 0,0018	0,0007 — 0,18	0,0004 — 0,037	0,0007 — 0,0018
Matières organiques : (consommation de KMnO ₄)	10,10 — 56,90	7,60 — 28,50	9,50 — 26,50	7,58 — 39,20
Minéralisation totale	216,20 — 299,76	133,70 — 190,13	298,25 — 418,50	1016,95 — 1238,51
²³⁸ U (μg/l)	1,4 — 3,9	1,8 — 9,5	1,8 — 5,2	4,2 — 7,3
²²⁶ Ra (pCi/l)	0,1 — 1,4	0,1 — 1,5	0,1 — 0,6	0,1 — 0,7

— la concentration en matières organiques, exprimée par la consommation de KMnO_4 (mg/l), présente un écart maximum de variation à la source de *Scropoasa*, en ne dépassant que très rarement le standard de potabilité. Les résultats des analyses bactériologique des eaux des sources de *Scropoasa* et d'*Izvodul Minunilor* étant très bons, on apprécie que les matières organiques sont de nature purement végétale et ne présentent au cours du temps aucun inconvénient sous l'aspect de la potabilité ;

— l'eau de la source de *Murighiol* peut être caractérisée comme une eau plate minérale, non-carbogazeuse, bicarbonatée, sodique, calcique, magnésienne, chlorurée, hypotone. Le pH en est neutre — faiblement alcalin et le contenu en fer et en matières organiques est proche de celui des autres sources mentionnées ;

— les composés de l'azote sont dissous en quantités très réduites, à l'exception des sources de *Murighiol*, où les valeurs de l'ion NO_3^- dépassent les limites admissibles à cause des amendements chimiques appliqués dans l'agriculture locale ; des augmentations plus faibles et occasionnelles ont été remarquées à la source No. 2 de *Birza-Topleț*, qu'on suppose être de nature animale aussi, NO_3 provenant de certains points d'insurgence dans les vallées épigées.

Parallèlement à l'analyse hydrochimique des échantillons prélevés, on a également étudié le degré de stabilité chimique des sels les plus labiles spécifiques aux hydrostructures karstiques, à savoir les ions HCO_3^- et Ca^{2+} . Dans le tableau 2 on indique les valeurs de la concentration de ces ions, ainsi que leur diminution, exprimée en pour-cents, après différentes périodes de conservation des échantillons. On a constaté qu'une période plus longue de conservation n'entraîne pas implicitement des pertes plus grandes des ions labiles. Quelques exemples sont édifi-

Tableau 2

Stabilité chimique au cours du temps de l'eau des sources étudiées
durant la période 1981—82

No. crt.	Date de la prise	Date de l'analyse	HCO_3^- (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Durée de conservation (mois)	Diminution en pour-cents des ions labiles	
						HCO_3^-	Ca^{2+}
0	1	2	3	4	5	6	7
Le groupe des quatre sources de <i>Scropoasa</i>							
1	28.05.81	02.06.81	147,0	41,6	—	—	—
2	28.05.81	28.08.81	135,0	40,8	3	8,2	1,9
3	26.11.81	01.12.81	134,0	37,0	—	—	—
4	26.11.81	02.03.82	133,8	36,5	3	0,2	1,3
5	18.07.81	10.08.81	134,0	30,8	—	—	—
6	18.07.81	10.11.81	132,0	30,5	4	1,5	0,1
7	13.09.81	22.09.81	110,0	40,0	—	—	—
8	13.09.81	18.01.82	110,0	40,0	4	0,0	0,0
9	14.10.81	19.10.81	153,0	40,0	—	—	—
10	14.10.81	10.02.82	153,0	40,0	4	0,0	0,0
11	27.08.81	01.09.81	122,0	35,4	—	—	—
12	27.08.81	28.01.82	120,3	34,5	5	1,9	2,5

suite du tableau numéro 2

0	1	2	3	4	5	6	7
Izvorul Minunilor de la Stîna de Vale							
1	06.02.82	10.02.82	86,0	19,8	—	—	—
2	06.02.82	05.03.82	86,0	18,5	1	0,0	6,6
3	26.10.81	03.11.81	79,3	23,0	—	—	—
4	26.10.81	10.12.82	78,0	16,2	1,5	1,6	29,6
5	12.12.81	23.12.81	91,5	19,4	—	—	—
6	12.12.81	06.03.82	67,1	17,7	2,5	26,7	8,8
7	06.08.81	26.08.81	93,0	26,9	—	—	—
8	06.08.81	10.11.81	79,1	23,1	3	19,3	14,1
9	10.12.81	15.12.81	78,4	19,6	—	—	—
10	10.12.81	05.03.82	67,3	15,4	3	14,1	21,4
11	10.07.81	14.07.81	86,0	16,1	—	—	—
12	10.07.81	10.11.81	67,1	15,4	4	22,0	4,3
13	07.10.81	22.10.81	86,0	15,4	—	—	—
14	07.10.81	10.02.82	67,0	11,5	4	22,1	25,3
15	11.06.81	15.06.81	73,5	21,6	—	—	—
16	11.06.81	10.11.81	67,5	19,2	5	8,2	11,1
Source numéro 2 de Birza — Toplet							
1	29.01.82	02.02.82	208,0	58,5	—	—	—
2	29.01.82	05.03.82	208,0	58,5	1	0,0	0,0
3	29.07.81	07.08.81	195,0	61,6	—	—	—
4	29.07.81	10.09.81	195,0	61,6	1,5	0,0	0,0
5	28.08.81	01.09.81	220,0	57,7	—	—	—
6	29.08.81	10.11.81	208,0	57,1	2,5	5,4	10,5
7	24.12.81	13.01.82	251,0	74,6	—	—	—
8	24.12.81	05.03.82	232,0	67,8	2,5	7,6	9,1
9	24.06.81	01.07.81	214,0	56,2	—	—	—
10	24.06.81	28.09.81	201,3	56,2	3	5,9	0,0
11	30.11.81	03.12.82	214,0	63,1	—	—	—
12	30.11.81	02.03.82	207,0	61,6	3	3,3	2,3
13	14.09.81	21.09.81	244,0	70,0	—	—	—
14	14.09.81	07.01.82	232,0	70,0	3,5	4,9	0,0
15	15.04.81	20.04.81	244,0	70,0	—	—	—
16	15.04.81	17.09.81	244,0	70,0	5	0,0	0,0
Le groupe des sources de Murighiol							
1	17.12.81	21.12.81	427,0	92,4	—	—	—
2	17.12.81	10.02.82	427,0	87,8	2	0,0	5,0
3	27.02.81	03.03.81	415,0	71,6	—	—	—
4	27.02.81	11.05.81	415,0	71,6	2,5	0,0	0,0
5	14.11.81	01.12.81	427,0	101,0	—	—	—
6	14.11.81	10.02.82	425,0	85,0	3	0,5	15,8
7	07.05.81	10.05.81	427,0	117,0	—	—	—
8	07.05.81	17.08.81	427,0	101,0	3,5	0,0	13,7
9	29.06.81	06.07.81	415,0	82,4	—	—	—
10	29.06.81	15.10.81	415,0	80,6	3,5	0,0	2,2
11	30.03.81	06.04.81	366,0	101,0	—	—	—
12	30.03.81	17.09.81	305,0	78,0	5	16,7	22,8
13	12.08.81	01.09.81	427,0	92,4	—	—	—
14	12.08.81	07.01.82	408,7	92,4	5	4,3	0,0

Note: Les numéros d'ordre impairs correspondent aux échantillons de référence et ceux pairs aux échantillons conservés.

ants : les pertes, les plus importantes, de l'ion HCO_3^- se, sont produites à l'Izvorul Minunilor (maximum 26,7% après 2,5 mois de conservation) et les plus réduites aux sources de Scropoasa et de Birza-Topleț (maximum 7,8 % après 2,5—3 mois de conservation) ; les pertes les plus fortes de l'ion Ca^{2+} ont été enregistrées à l'Izvorul Minunilor (maximum 29,6 % après 1,5 mois de conservation) et les plus faibles à la source de Scropoasa (maximum 2,5 % après 5 mois de conservation). Toutes ces diminutions ne sont pas de nature à détériorer les caractéristiques initiales de l'eau. Il faut encore mentionner que les échantillons prélevés au printemps ou en automne et conservés à une plus faible température tendent à être les plus stables.

2.3. Indicateurs bactériologiques

Au point de vue bactériologique, l'eau des sources étudiées a présenté des caractéristiques très différentes. D'une part, les eaux d'Izvorul Minunilor et de Scropoasa restent par excellence potables après une conservation d'environ 3 mois. D'autre part, les eaux de Birza-Topleț et de Murighiol ne sont plus potables après le même intervalle de temps, à cause de l'action de certains facteurs d'impurification intermittente. Les données concernant le degré de stabilité bactériologique des quatre sources sont inscrites dans le tableau 3. Les échantillons d'eau ont été

Tableau 3

Degré de stabilité bactériologique des sources étudiées.

Sources	Durée de conservation (jours)	Nombre de germes/ml	Nombre de colibacilles/dcm ³	Eau potable
Scropoasa	83	0—2	<10	oui
Izvorul Minunilor	90	0	<10	oui
Source 2 de Birza-Topleț	90	5—100	10—70	non
Murighiol	82	>300	<70	non

conservés dans des bouteilles brunes, stériles, d'une capacité de 0,5 l, à la température du laboratoire (18—25°C). On a considéré qu'une durée de conservation d'environ 3 mois est suffisante pour extrapoler en temps la possibilité de prolifération des microorganismes, tout en admettant que les conditions de température et d'étanchéité des bouteilles ne changent pas.

On peut constater que les eaux des sources de Birza-Topleț et de Murighiol ne peuvent devenir des ressources d'eau plate qu'après l'assainissement des sources d'impurification de leur bassin hydrogéologique, en instituant et en respectant strictement des périmètres de protection hydrogéologique, et sanitaire.

2.4. Débits minima exploitables

Les calculs hydrogéologiques concernant la détermination des ressources exploitables ont mené à une série de valeurs caractéristiques (tab. 4), résultées de l'analyse statistique de la somme des précipitations

Tableau 4

Débits minima probables des sources certaines et potentielles d'eau plate. (C_v = coefficient de variation ;
 C_s = coefficient d'asymétrie)

Sources	Nombre d'années d'enregistrement des précipitations	Débits moyens de la source (l/s)		Eléments d'analogie		C_v	C_s/C_v
		Minimum annuel	Moyenne multiannuelle	Rivière analogue	Station hydrométrique		
Groupe des 4 sources de Scropoasa	50	220	80	Ialomița	Moroeni	0,29	1,0
Izvorul Minunilor (total source)	30	8	3	Fintina Galbenă	Stina de Vale	0,20	1,0
Source No. 2 de Bîrza-Topleț	37	100	40	Cerna	Băile Herculane	0,20	1,9
Groupe des sources de Murighiol	20	10	6	Telița	Poșta	0,45	1,0

moyennes multiannuelles et des débits mesurés aux sources d'eau analogues au point de vue physiographique, en corrélation avec les précipitations et les débits mesurés aux sources d'eau plate pendant la période 1980—1982.

Les données obtenues, représentant les valeurs les plus probables, indiquent le fait que les stations de mise en bouteille peuvent fonctionner continuellement, les débits étant dans tous les cas supérieurs à 3 l/s. Il faut aussi mentionner que chacune des sources analysées dispose d'emplacements favorables pour les stations de mise en bouteille, ainsi que d'espaces de dépôts et de chargement, et qu'elle se trouve dans le voisinage des voies routières modernisées et même des voies ferrées.

3. PERSPECTIVES DES RECHERCHES

Les études multidisciplinaires seront continuées en plusieurs directions, à savoir : le relevé détaillé des zones dans lesquelles devront être institués les périmètres de protection des sources certaines d'eau plate, indispensables pour la conservation des qualités de celles-ci ; l'étude de la stabilité organoleptique, physique, chimique et bactériologique des eaux plates durant une année après la mise en bouteille ; la vérification de la stabilité de l'eau après la simulation des conditions de transport et de mise en dépôt à des températures de 40—50°C ; la découverte de nouvelles ressources d'eau plate et, s'il est possible, à destination thérapeutique aussi.

Les résultats des recherches effectuées jusqu'à présent mettent en évidence la possibilité d'élargir la sphère de la karstologie dans le domaine de l'alimentation en eau, car, parallèlement aux études effectuées pour l'utilisation des eaux karstiques dans l'alimentation en eau potable et industrielle, la complexité du domaine des eaux plates impose la présence des spécialistes spéologues.

BIBLIOGRAPHIE

- GAȘPAR E., SIMION G. (1982) — *Cercetări cu trasori în carstul văii Cerna pentru evaluarea influenței lucrărilor hidrotehnice asupra apelor termale*. Rev. Hidrotehnica, 27, 8, p. 235, București.

APA PLATĂ — O NOUĂ RESURSA A CARSTULUI DIN ROMÂNIA

Rezumat

Obținerea unor cantități de apă potabilă cu proprietăți organoleptice, fizico-chimice, de radioactivitate și bacteriologie convenabile, care să nu necesite tratări prealabile, reprezintă un imperativ al zilelor noastre, ținând seama că cerințele de apă sînt în continuă creștere.

O categorie aparte a apelor subterane potabile o constituie așa numitele „ape plate” — ape care fiind captate și îmbuteliate, pot fi depozitate o perioadă de pînă la un an, fără a-și pierde calitățile inițiale, putînd fi apoi consumate după nece-

sităţi. În multe ţări, şi mai ales în cele deficitare din punctul de vedere al resurselor de apă potabilă, apele plate obişnuite sau minerale sînt comercializate.

Pentru a descoperi dacă şi în ţara noastră există asemenea resurse, au fost iniţiate o serie de studii sistematice, complexe, necesare determinării şi omologării rezervelor disponibile, în vederea valorificării lor. Printr-o selecţie progresivă au fost reţinute rezervele aflate în hidrostructurile carstice active reprezentate de Izvoarele Scropoasa, Izvorul Minunilor de la Sfîna de Vale, Izvorul nr. 2 de la Bîrza-Topleţ şi de la Murighiol, care au fost cercetate de către ISPIF şi colaboratori şi au fost propuse omologării.

Address of the authors: Dr. Constatin MOISSIU, Alina MOISESCU — Institutul de Studii şi Proiectări pentru Îmbunătăţiri Funciare, Şos. Olteniţei 35—37, 79651 Bucureşti, România.

NUCLEAR METHODS FOR KARST HYDROLOGY INVESTIGATION

BY

E. GAȘPAR, D. FĂRCĂȘIU, S. P. STĂNESCU
Ștefania SPIRIDON

Two nuclear methods for hydrokarstic structures investigation by tracers, are presented. The first method uses radioactive tracers and allows a simultaneous labelling of more sinkholes, the tracers being surveyed in one or more sources. Tracers shall be concentrated on ion exchange filters and measurement is to be performed by low background gamma spectrometry using a Ge(Li) detector. The second method uses Indium, under an In—EDTA complex form, as an activating tracer to study the dynamics of waters contained in karsts. Determination of In concentration in water is carried out by bismuth-hydroxide coprecipitation and neutron activation analysis.

1. INTRODUCTION

The radioactive tracers application for hydrokarstic structures investigation is not a new method, having been used for about 20 years in our country. But more and more severe sanitary norms imposed a continuous decrease of radioactive concentrations allowable in water. So, if at the beginning, the radioactive tracer could be measured directly in the river water, using Geiger-Müller submersible counters and later on scintillation detectors, now in situ measurement is no longer carried out, considering the low concentrations that are to be measured.

The procedure more frequently used in the last years consists of waters radioactivity accumulation at pre-established periods of time on filters made of various materials. For this purpose, natural ion exchangers (poplar dust, granulated cork, calcinated diatomite, lignite, bentonite) or artificial ones were used (active coal, vionite). These filters measurement within shielded enclosures to decrease the background, allows an accurate measuring of the radioactive content. However, this method can not be used for a simultaneous measuring of more tracers or when the waters natural radioactivity exceeds certain limits.

The low background gamma spectrometry application with Ge (Li) detector (STĂNESCU and FĂRCĂȘIU, 1981) allows the resolution of radiations from different radioactive tracers. This method may be successfully used for labelling the waters passing through the karst within a period up to 40 days (FĂRCĂȘIU et al., 1981). These investigation methods application for karstic springs with flows greater than 1 m³/s

is forbidden when the tracer appears in other emergencies with a smaller flow, as there is the possibility of exceeding the maximum concentrations allowable for drinking water.

Due to gamma spectrometry application by Ge(Li) detector and to neutrons activation analysis application, a non-pollutant chemical compound could be used in studies with tracers in the karst. This is the In-EDTA compound which can be analysed by a high sensitivity laboratory method (BEHRENS et al., 1977; STĂNESCU et al., 1982).

2. LOW BACKGROUND GAMMA SPECTROMETRY WITH Ge(Li) DETECTOR APPLICATION TO RADIOACTIVE TRACER STUDIES CARRIED OUT IN KARST AREAS

2.1. TRACER CONCENTRATION

From all natural and artificial ion exchangers that are used, the best results, for retention of tracers that become classic as ^{131}I and ^{82}Br , were obtained by AT-1 Vionite. Filters of 150 cm³ capacity have been standardised. These filters charging with radioactive ions, according to the ionic content of karstic waters, are performed during a 70—100 hours period (except for thermal waters). The maximum retention efficiency is obtained at a 6 hours interval. By measuring the filters activity, the values obtained during collection intervals (6 hours) of radionuclide concentration for labelling the karstic waters may be established.

2.2. FILTERS MEASUREMENT

As the used filters retain the tracer as well as radionuclides usually found in waters, the filters activity measurement should be performed by a spectrometric device for identification.

For the measurements related to different karst hydrological study a low background gamma-ray spectrometer was used. This device is composed (Fig. 1) of: low background shield of I.F.R. — type, a Ge(Li)

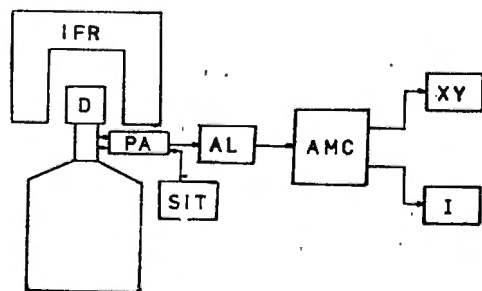


Fig. 1 — Diagram of low background gamma-ray spectrometric device: IFR — the low background shield, assuring a radiation background as small as possible round the detector, by using adequate shielding materials; D — the Ge (Li) detector for measuring gamma-rays emitted by radioactive tracers; SIT — high voltage source; PA — charge preamplifier; AL — linear amplifier; AMC — multichannel analyser; I — printing device for data extraction; XY — recorder for gamma-ray spectra.

detector having 7% efficiency and 2.5keV resolution at the ^{60}Co gamma ray of 1332.5keV and a 4096 multichannel analyser with peripherals. The used low background shield assures a gamma ray background reduction of about 130 times within 50—2850keV range, obtaining thus some detection limits of pCi order, for measuring time intervals in hours.

Besides achieving a high sensitivity, this device assures on one side a resolution between gamma lines due to different radioactive tracers used in a multitracer karst experiment (a difficult procedure to be carried out for in situ measurements), and on the other side the tracers gamma lines separation from those emitted by the radionuclides naturally existing in the water. This procedure allows even the labelling of certain rivers that "wash" the radioactive elements deposits (uranium, thorium, potassium).

2.3. EXPERIMENTAL RESULTS

The method was successfully used in the last years for measuring different radioactive tracers by which cold or thermal waters in karstic structures were labelled. This method was successful even in case of waters with very natural radioactivity, as those of Băile Herculane (GASPAR and SIMION, 1982). We indicate herein (Fig. 2 and 3), with the permission of I. Orăşeanu, a joint author of this work, the experimental results obtained with two tracers (^{131}I and ^{82}Br) with which two different karstic routes, that appeared simultaneously in the same spring, have been labelled: Boiu (Vaşcău, jud. Bihor). Thus, the sinkhole under tracer formation curve inside Boiu spring is indicated in Fig. 2.

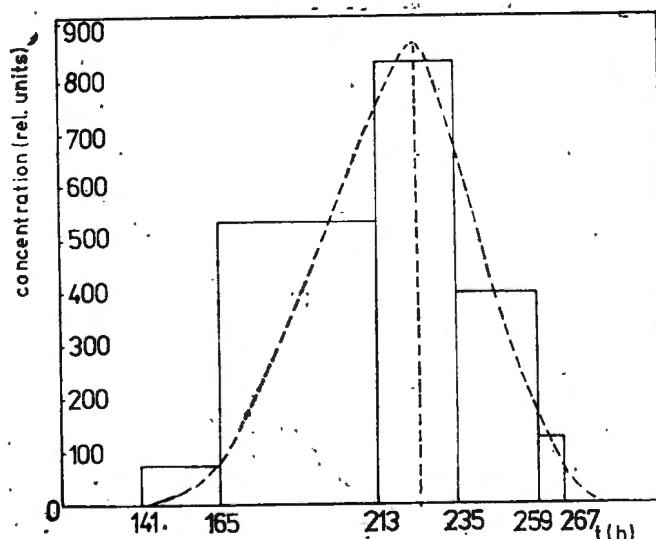


Fig. 2 — The transfer curve obtained in Boiu spring after labelling the waters of sinkhole under Ilii peak by ^{82}Br .

The Fintina Lotrilor sinkhole waters were also labelled by ^{131}I on 1978, 07, 28 at 17 o'clock. This tracer appeared in Boiu spring simultaneously with ^{82}Br . Fig. 3 indicates the transfer curve given by hydro-karstic system at primary impulse δ . Discrimination of the two tracers was performed under good conditions. More than that, as Boiu spring has two branches, the left branch and the right one, the measurements

could accurately indicate the quantity refound in each tracer, for each branch (Fig. 4).

Fig. 5 indicates the gamma-ray spectrum obtained for a filter containing ^{131}I and ^{82}Br . The tracers concentration period, was of 6 hours

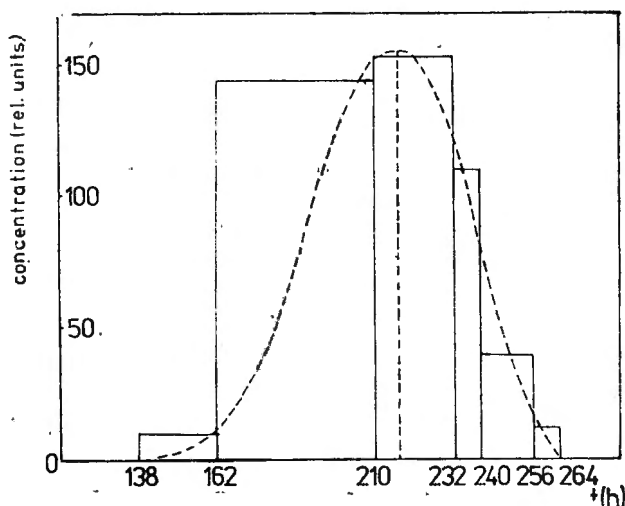


Fig. 3 — The transfer curve obtained in Boiu spring after labelling the Fintna Lotrilor sinkhole by ^{131}I .

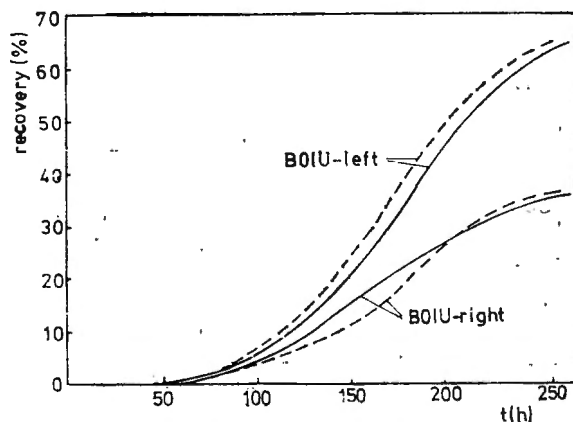


Fig. 4 — The tracer quantity recovered in the tow branches of Boiu spring, separately computed for ^{82}Br (the continuous lines) and ^{131}I (the broken lines).

and the measurement was performed after 4 days in a measuring interval of two hours. The 364.5keV line of ^{131}I was noticed in the indicated spectrum; the other lines do not appear as they have smaller intensities by one order of magnitude, as well as, 4 gamma lines of ^{82}Br .

The quantitative measurements were performed using a reference sample consisting of ion exchange resin containing a mixture of two radioactive sources, ^{133}Ba and ^{137}Cs (^{131}I —Mock source) that was measured under the same conditions as the samples.

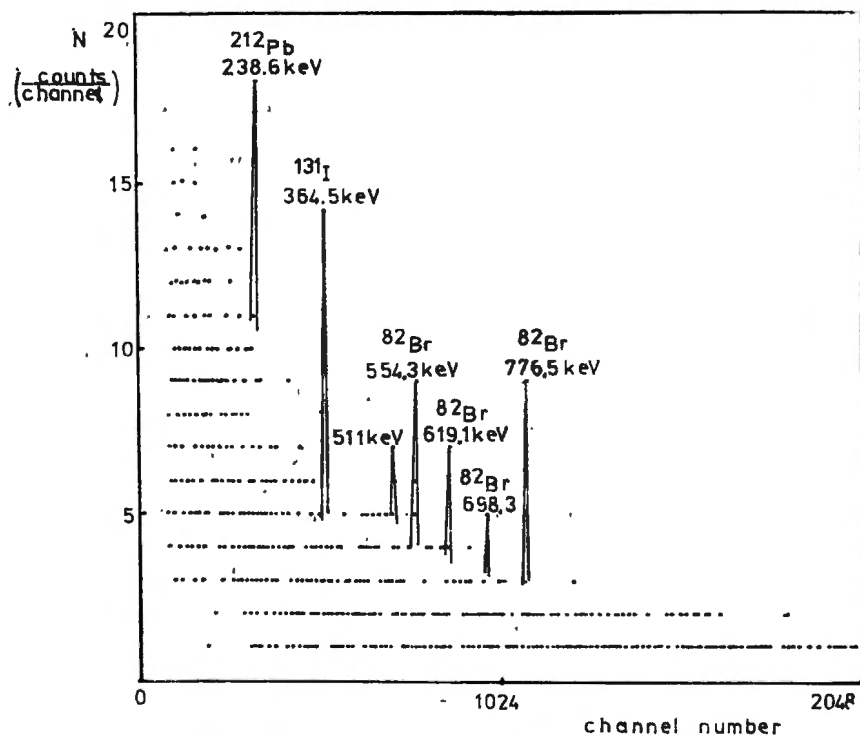


Fig. 5 — The gamma-ray spectrum obtained for a sample containing ^{131}I and ^{82}Br .

3. INDIUM APPLICATION AS AN ACTIVABLE TRACER IN KARST HYDROLOGY

Application of a non-radioactive tracer eliminates these limits imposed by sanitary norms for radioactive tracers. Such a tracer is In—EDTA, successfully used for the latest karstic waters labelling.

As a rule, the application method of In, as a tracer, that may be analysed by neutron activation, consists of:

- the labelling by a δ impulse with a relatively small quantity (of the Indium ten grams order) under In—EDTA form an aqueous solution of the sinkhole;

- a quantity of about 500 ml water sampling in the examination points, at different time intervals, and the samples transport to the laboratory;

- sample concentration by coprecipitation with bismuth-hydroxide;

- irradiation of samples to be measured and of reference samples at the nuclear reactor using a pneumatic tube system;
- samples measurement by the spectrometric device indicated in Fig. 1.

By thermal neutrons irradiation, one of the In stable isotopes, ^{115}In , forms the isomer $^{116\text{m}}\text{In}$ that desintegrates itself by a 54 minutes half-time emitting a γ -gamma radiation series.

Indium concentration value in water is obtained by computation, by means of a gamma radiation intensity measurement, namely of 417.0 keV one, both for samples to be measured and for reference samples.

The samples irradiation period inside the reactor is of 20—60 minutes, for a neutrons flux within a $(0.5-1) \times 10^{12} \text{ n/cm}^2 \cdot \text{s}$ range, and the simultaneously irradiated samples number may be of 10. The samples measuring error may be of a 5—10 minutes range.

The samples measuring error may be below 10%, according to In concentration in samples, number of samples simultaneously irradiated and radiation background given by the other radioisotopes in samples. The Indium detection limit in water is, under the above conditions, of $1 \times 10^{-12} \text{ g/cm}^3$, indicating thus that 1g of In is sufficient for labelling some water volumes of 10^5-10^6 m^3 (STĂNESCU et al., 1982).

The good results obtained in laboratory determined us to test the tracer in a known karstic area. The Doboș sinkhole (jud. Bihor) was selected to be labelled; this sinkhole was labelled on 1981 with Rhodamine B, by I. Orășeanu and A. Jurkiewicz, the tracer being evidenced in Toplița de Roșia source. The experimental labelling was performed on 1982 by a quantity of 0.7 g of In under In—EDTA form. The transfer curve obtained is given in Fig. 6.

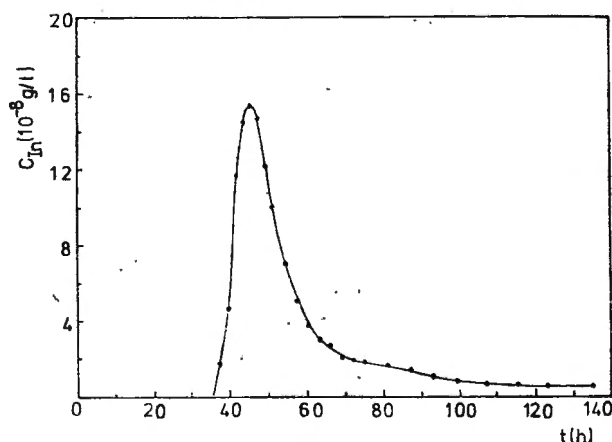


Fig. 6 — Variation of Indium concentration measured in Toplița de Roșia spring after labelling the Doboș sinkhole by In-EDTA.

The points distribution on the curve confirms the fact that the determination method used for In concentration is accurate enough. The flow measurements contributed to carry out a recovered tracer quantity computation, obtaining thus a 0.56 g quantity, but Fig. 5 indicates the fact

that the measurements do not were performed continuously up to the tracer disappearance in water.

The experimental data being satisfactory, it was decided that some labelling should be performed in unexplored karstic areas. The advantages of In—EDTA utilization as a tracer were strongly evidenced from a series of labelling carried out in karstic areas, mentioning that by application of 100 g In as a tracer under In—EDTA form, a transfer curve for a 2,5 m³/s spring was obtained, and by 10 g In application, a transfer curve for a water flow having a total transit time over 180 days, was obtained.

4. CONCLUSIONS

The experiments for karsts hydrology performed by radioactive tracers and activable tracers indicated a series of advantages characterising their utilisation.

The low background gamma-ray spectrometry with Ge(Li) detector, combined with radioisotopes collection on ion exchanger resin facilitates a simultaneous measuring of more radioactive tracers. Due to this method, information can be obtained that are reliable quantitatively speaking, by transfer curves plotting for each tracer. The disadvantage of the method is that it necessitates a rapid transfer of the samples to the laboratory (especially for short half-life radioisotopes measurement), and it may not be reliable related to the recovered tracer quantity when the radioisotopes accumulation factor on the ions exchanger resin under in field collection conditions, is not known.

When short — half-life radioactive tracers are used (the last sanitary regulations do not permit the long half-life radionuclides application as tracers for karsts), the average transit period is always shorter the real one, because of the radioactive desintegration the last transfer curve portion cannot be measured.

The Indium utilisation as a tracer that can be activated, proved to be a method characterised by high sensitivity and accuracy, allowing the labelling of karstic springs having large flows. More than that, the tracer water flows labelling having high transit periods. For the same reason (non-degrading process at temperature variations, of lighting intensity, etc.) the In—EDTA samples may be stored for a long time, allowing thus a future repetition of measurements. The disadvantage is a requirement of samples collection and transport to the laboratory and a laborious method for tracer analysis in water.

From an economical point of view, there are no great differences between the application of the two methods mentioned here. If the In utilisation method is more expensive than the radioactive tracers method, this will be compensated by the fact that in field experiments problems of radiation protection do not occur.

REFERENCES

- BEHRENS H., MOSER H., WILDNER E. — 1977 — *Investigation of Groundwater Flow With the Aid of Indium-EDTA-Complex Using Neutron Activation for the Determination of the Tracer*, J. Radioanal. Chem., 38, 491—498.
- FARCAȘIU O.M., GASPAR E., STĂNESCU S.P., ORĂȘEANU I. — 1981 — *The Use of Gamma-Ray Spectrometry and Ion Exchange Resins to Elucidate the Origin of Waters from Peștera Vîntului*, National Symp. on Structural Methods and Models in Physics and Related Fields, Cluj-Napoca, 25—26 Sept., pp. 105—128.
- GASPAR E., SIMION G. — 1982 — *Cercetări cu trăsori în carstul văii Cerna, pentru evaluarea influenței lucrărilor Hidrotehnice asupra apelor termale*; Hidrotehnica, 27, 8, pp. 233—246.
- STĂNESCU S.P., FĂRCAȘIU O.M. — 1981 — *Metoda pentru analiza spectrometrică cu detector de Ge(Li) a probelor de trăsori radioactivi cu rășini schimbătoare de ioni* — Reprint ICEFIZ RB—5.
- STĂNESCU S.P., GASPAR E., SPIRIDON S., FĂRCAȘIU O.M., CATILINA R. — 1982 — *Utilizarea In-EDTA ca trăsor activabil în studii hidrogeologice* — Reprint ICEFIZ NP—84.

METODE NUCLEARE PENTRU INVESTIGAREA HIDROLOGIEI CARSTURILOR

Rezumat

Se prezintă două metode nucleare de investigare cu trăsori a structurilor hidrocarstice. Prima metodă utilizează trăsori radioactivi și permite marcarea simultană a mai multor insurgențe, urmărirea trasorilor făcându-se în una sau mai multe emergente. Trasorii se concentrează pe filtre schimbătoare de ioni, iar măsurarea se efectuează prin spectrometrie gamma de fond redus cu detector de Ge(Li). A doua metodă utilizează indiu sub forma complexului In-EDTA ca trăsor activabil pentru studiul dinamicii apelor cantonate în carsturi. Determinarea concentrației de indiu din apă se efectuează prin coprecipitare cu hidroxid de bismut și analiza prin activare cu neutroni.

Se prezintă avantajele și dezavantajele utilizării celor două metode în studiile hidrologice efectuate în carsturi.

Address of the authors: Dr. Emilian GASPAR, Dr. Octavian FĂRCAȘIU, Samil-Petru STĂNESCU, Ștefania SPIRIDON — *Institutul pentru Fizică și Inginerie Nucleară*, 5206 Măgurele, București, România.

MODERN METHODS IN KARST HYDROLOGICAL RESEARCH

APPLICATION TO SOME PRINCIPAL KARST SYSTEMS FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS

BY

AI. BULGAR, V. DIACONU, V. OANCEA

The high price and technical difficulties related to the use of the direct methods in the karst water circulation study allow for a priority use of the indirect methods especially of the hydrological methods. A case study carried out for two of the main karst zones of the Southern Carpathians points out the possibilities afforded by the hydrological methods.

The karst water problem is first of all a problem of understanding the groundwater circulation and storage conditions, hence a typical hydrogeological problem. Despite of this fact, only few hydrogeological methods are used in karst investigation, especially due to the technical difficulties and to the high price of using geophysical methods and drillings in karst areas.

The main part of the investigation methods for the water circulation in karst are indirect, among which the hydrological methods play a key role. Thus, apparently paradoxically, in a research with an hydrogeological objective, the basic methods belong to the hydrology. This is a supplementary illustration of the complex characteristics of the karst research, of the request for the multidisciplinary character of this research.

The principal methods used in the hydrological study of the karst may be classified according to the goals and the amounts of processed informations in a succession that generally corresponds to the historical development of these researches :

1. The analysis of the minimum/mean discharge related to the altitude of the catchment area (as a synthetic indicator of the physiographical variations with the altitude) makes evident the sensible discrepancies between these values in the karst areas and the characteristic values for non karstic watersheds located in the same geographical conditions. This fact is due to the different position of the hydrogeological divide and the corresponding surface one, which determines a deficit or an excess of the water balance due to the underground karst drainage. (Fig. 1.1).

2. The synoptic measurements of the river flow have been initiated for a more precise localisation of the points or areas with a significant gain or loss in the river bed. This is a necessary method especially in the initial research stage, indicating the position of the main karst

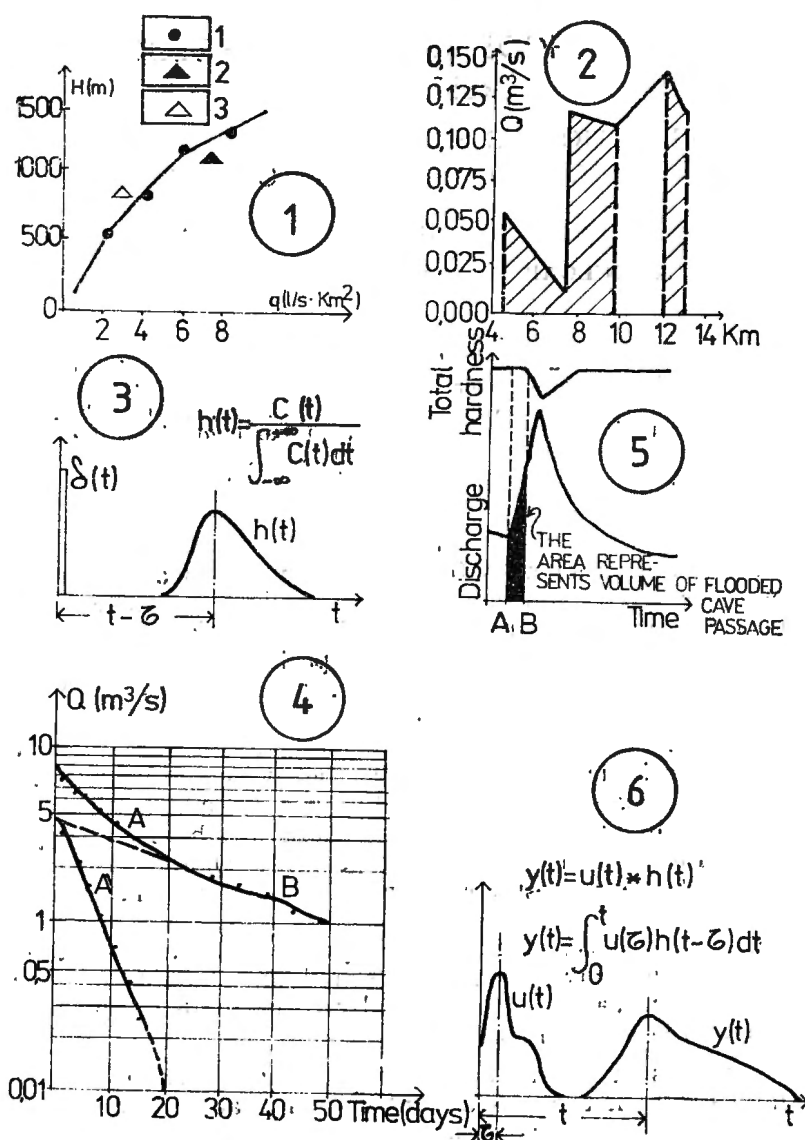


Fig. 1 — Methods in karst hydrology: 1.1. — Minimum/mean runoff related to the altitude of the catchment area; 1.2. — Gain and loss in the river bed revealed by synoptic discharge measurements; 1.3. — Use of tracers in determining karst drainage characteristics; 1.4. — Recession hydrograph analysis; 1.5. — The principle of flood pulse experiments (after Atkinson et al. 1973); 1.6. — Input-output analysis.

objects with significant importance from the hydrological point of view. (Fig. 1.2). The repetition of these measurements during the low flow periods and after the floods allows the first considerations about the hydrological regime of the karst to be made.

3. The use of tracers are probably the most typical method allowing the determination of the main karst drainage directions. Initially they have been developed as qualitative methods (all or nothing) using dye, radioactive or activable tracers and also floating tracers such as lycopodium spores. Recently, the analysis of the breakthrough curves allows the determination of some of the most important characteristic parameters of the water circulation in the karstic aquifers (the dynamic volume of the reservoir, the time constant and the attenuation factor). (Fig. 1.3). The specific ways of interpretation of the quantitative data resulting from the breakthrough curves analysis, i.e. the transfer function analysis for the karst aquifers, are treated in a separate contribution. (DIACONU et al. 1984).

4. The analysis of the recession hydrograph also serves for the determination of the dynamic reserve volume, as well for the discrimination between open channel flow and the flow through small fissures (Fig. 1.4).

5. The pulse wave analysis is a method allowing the use of the natural salt concentration as a tracer, the time lapse between the transmission of the flow rate variations and the salt concentration decrease at the outlet point being used as a transport time and thus allowing the dynamic reserve determination (ATKINSON et al. 1973) (Fig. 1.5).

6. The input — output analysis for the karst systems allows the determination of the hydrological parameters of the karst drainage, actually integrating all other methods in a general one, capable of taking into account to a greater extent, the discontinuity and functional non-linearity of the karst systems.

For this purpose, the data resulting from applying all other above mentioned methods (1—5) are used for constructing a hydrological model of the karst as suited as possible for the specific features of the zone and of the available data.

The input element for the karst system is the infiltration, either a diffuse one through the fissured rocks on the drainage basin, or a concentrated one, through the sink-holes in the river bed.

The most simple case of river bed infiltration can be solved by usual hydrometrical methods (flow rate measurements) and by tracer use.

The case of the infiltration for the entire basin area requires the computation of the water balance, a difficult operation especially when the time increment is of the order of one to ten days. Hence the model has been greatly simplified so that the computation of the water balance components are based on the meteorological data from the existing meteorological stations.

A two reservoir model is used (Fig. 2), the humidity reservoir RU corresponding to the surface retentions and soil moisture, and the deep reservoir RP corresponding to the proper karst reservoir.

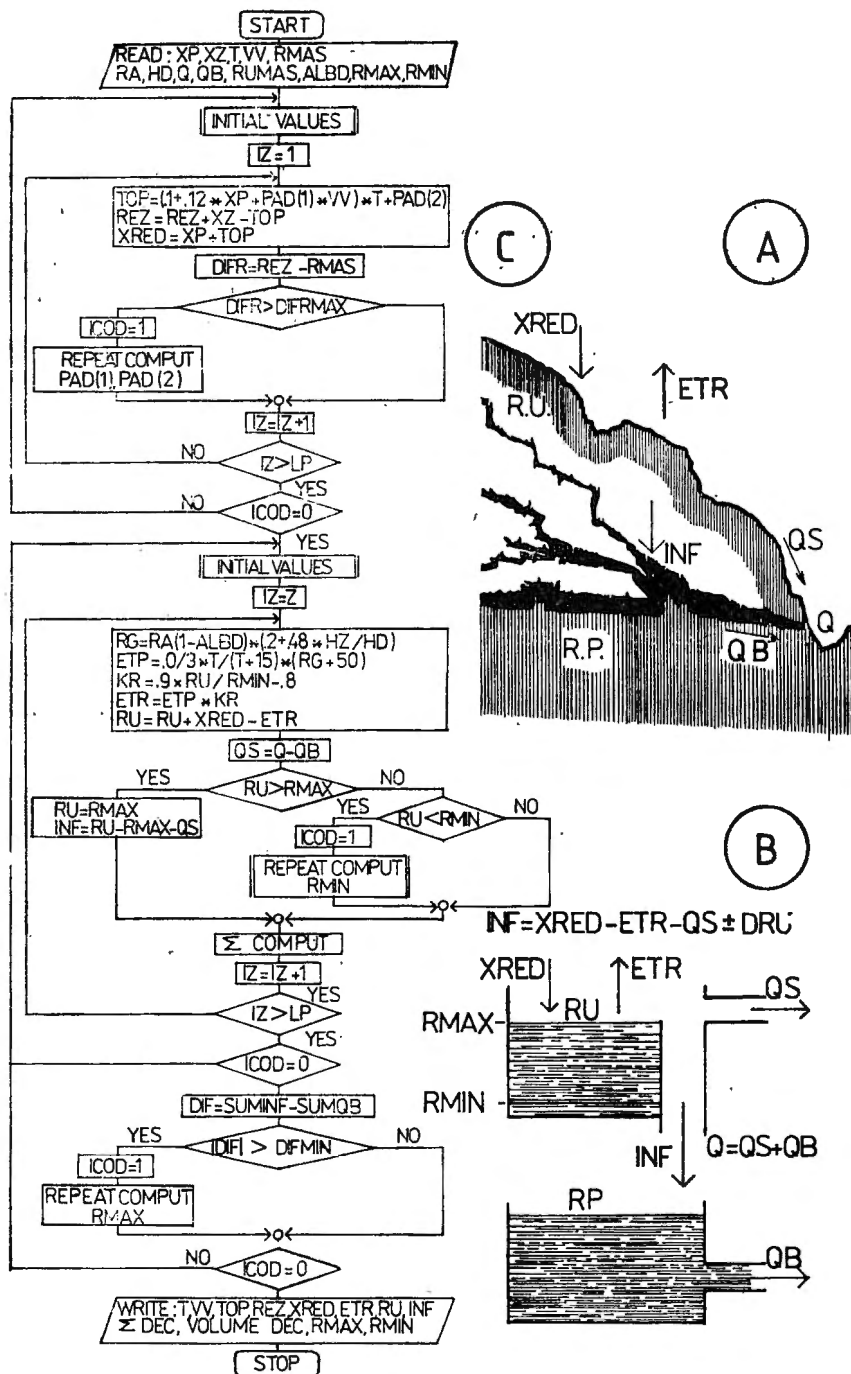


Fig. 2 — Hydrological model of a karst system: A.— Physical model; B. — Conceptual model; C. — Computational model.

This model is similar to those used for computing the recharge of the aquifers or for the base flow formation. (PIETRARU, DROBOT, 1980). In order to determine the infiltration in the deep zone (INF) a computer program is used, its logic being drawn in Fig. 2.3.

The values of the characteristic parameters for the humidity reservoir, RMAX and RMIN are obtained using an optimisation procedure in the process of computing the effective evapotranspiration ETR and the infiltrations SUMINF. In the first step, the determination of the parameters RMAX and RMIN is made for a hydrographic basin located on unpermeable ground, a situation in which the variation of the deep reservoir reserve RP may be neglected for a sufficiently long period of time (a hydrological cycle). In this case the difference $DIF = SUMINF - SUMQB$ between the infiltration and the base flow must be minimised $DIF / DIF < DIFMIN$.

For the karst watersheds, DIF represents the water gain or loss by subsurface flow in karst.

The operation procedure is illustrated by applying the model to two karst zones of relatively large extensions (about 100 km² each) in the Southern Carpathians: the Dîmbovicioara — upper Dîmbovița karst system and the Jiu de vest — upper Cerna karst system.

As far as possible, the same sequence (logical, as well as historical) has been followed in carrying out the research and in presenting the results obtained in each study area.

A. DÎMBOVICIOARA — UPPER DÎMBOVIȚA KARST SYSTEM

The Dîmbovicioara — upper Dîmbovița karst system is a representative type of altitude karst, of a medium stage of evolution, located in limestone and conglomeratic formations.

1. Observations of the hydrological regime on the Dîmbovița river, downstream of the confluence with the Dîmbovicioara river have pointed out a sensible discharge decrease during the low water periods leading to the assumption of the existence of a karst circulation, draining the infiltrations of the Dîmbovicioara catchment area out of the zone controlled by the Podu Dîmboviței hydrometric station, that is toward the gorges of the Dîmbovița valley (Fig. 3.1.).

2. The discharge measurements organized on the valleys of Dîmbovița, Dîmbovicioara and their tributaries from the karst zone led to the identification of the loss and gain sectors, to the positioning of the sinkholes and karst springs. For a better knowledge of the different water regimes of the functional divisions of the Dîmbovicioara basin, hydrometric stations equipped with level gauges and limnigraphs have been installed. (Fig. 3.1.).

3. Between the main loss zones and the assumed points of the water return into the surface circuit, tracing operations have been carried out using fluorescein (Valea Seacă — Gilgoaie spring, Valea Rea plateau — Izvoarele din Plai, Rudărița ponor — Uluce spring), potassium dichromate (Cheia valley — Uluce spring) and radioactive isotopes (Dîmbovicioara — Dîmbovița). The processing of the data gathered from the

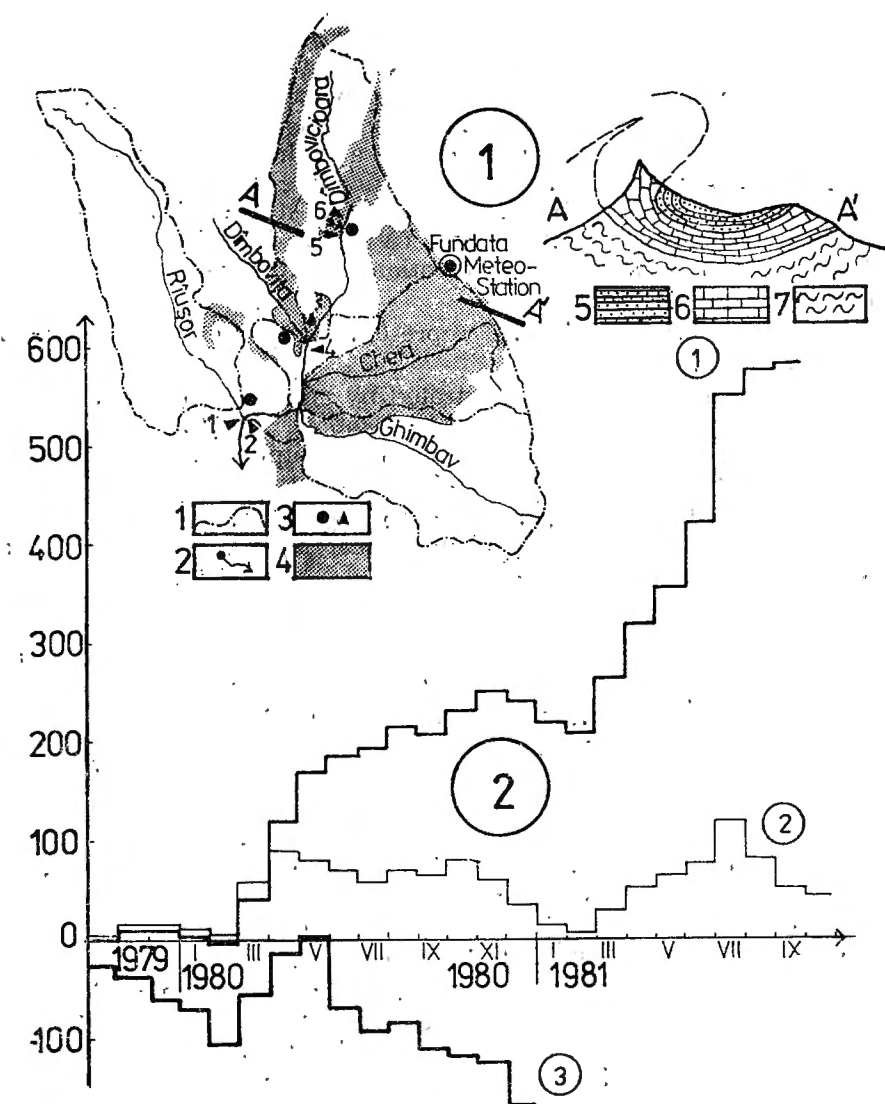


Fig. 3 — The Dimbovicioara — upper Dimbovița karst system : 3.1. — Hydro-meteorological network and geological structure.:

Map key : 1. waters hed divide, 2. spring, 3. rain-gauge and stream-gauge-stations, 4. karstic areas, 5. conglomeratic formations, 6. limestone, 7. impervious bed..

locations : 1 and, 2, Rucăr stations ; 3 and 4, Podu Dimboviței st. ; 5 and 6, Dimbovicioara-Gâlgoaie st..

3.2. — Water balance computation results : 1. Infiltration in the Dimbovicioara basin ; 2. Water balance in the Riușor basin ; 3. Water gain in the karst sector of the Dimbovița valley;

Cheia valley tracings, resulting in several specifications for the method of using the transfer functions for the determination of the karst circulation parameters (DIACONU et al. 1984).

4. From the analysis of the discharge hydrographs recorded at the Gilgoaie and Izvoarele din Plai springs, one may notice the different regimes of the aquifers belonging to these two sources. The Gilgoaie spring discharge is about 100—300 l/s all year round and the relatively slow and retarded fluctuations pointed out a deep drainage for an extended area (Valea Seacă basin).

The Izvoarele din Plai spring flows intermittently, its discharge reaching about 300 l/s but only for short periods of time due to the scant nearby supply area and to the small volume of the karst reservoir.

5. Due to the fact that no continuous spring water physicochemical characteristics (temperature, pH, ionic concentration, etc.) survey has been available, the use of the impulse wave method was impossible. In exchange, a special attention has been paid to the analysis of the input-output relationship using the short term water balance method. (BULGĂR et al. 1980).

6. The hydrological model used for karst infiltration computation has been calibrated through the balance computation for the Rîușor basin (50,1 km²) located in similar physiographical conditions to those of the Dimbovicioara basin (1201 m mean altitude versus 1195 m for the latter one).

From the computations carried out for the hydrological cycles 1980—1981 and 1981—1982, the large karst hydrologic regime variability has resulted, function of the runoff genetic factor modification, which leads to large differences between the estimated values for the characteristic parameters of the karst reservoirs (the dynamic reserve, the water transit velocity, the amount of exploitable resources). The volume of water transferred through the karst drainage network from the Dimbovicioara basin to the karst sector on the Dimbovița valley during the computation periods is given in figure 3.2.

B. JIU DE VEST — UPPER CERNA KARST SYSTEM

This karst system is one of the most impressing underground links between two karst basins. The karst sector of the Jiu de vest is enclosed in the limestone area of the southern Retezat mountains, a karst covering about 1100 m altitude difference, located in Jurassic-Cretaceous limestones. The Jiu de vest river, as well as his tributary streams between Cîmpu Mielului and Cîmpușel are partially or totally drained through the underground to the Cerna basin.

In the upper Cerna basin the limestones represent a stripe along which the Cernișoara river flows. Izvorul Cernei, the main discharge point of the water from the karst aquifer, drains a hydrographic basin of about 85 km² whose discharges are usually between 0,5 and 10 m³/s.

1. The Izvoru Cernei impressive discharge, as well as the temporary drying of the Jiu de vest have early attracted attention on the possibility of an underground karst connection between the two hydrographic basins.

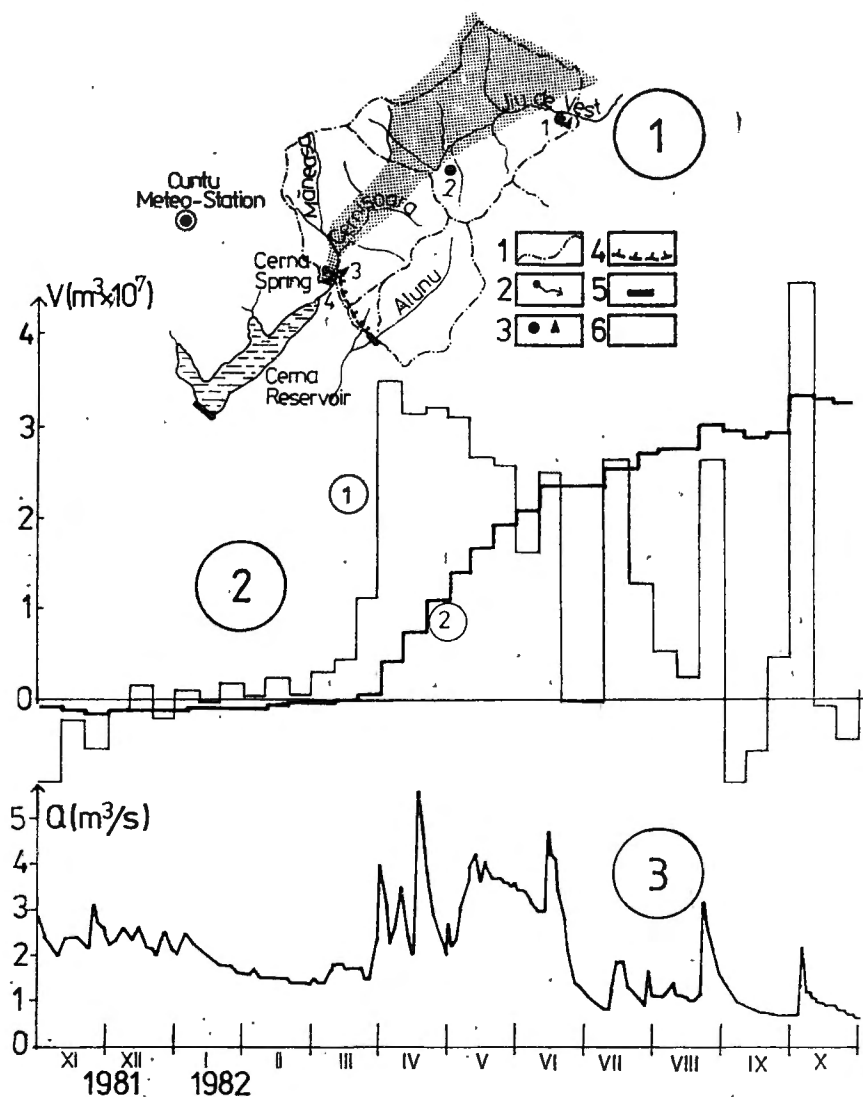


Fig. 4 — The Jiu de vest — upper Cerna karst system : 4.1. — Hydrometeorological network :

Map key : 1. watershed divide ; 2. spring ; 3. rain-gauge and stream gauge stations ; 4. deviation gallery Alunu to Cerna ; 5. Dams ; 6. karstic areas.
 locations : 1. Cimpu Mielului ; 2. Cimpuşel ; 3. Cernişoara ; 4. Cerna spring.
 4.2. — Water balance computation results : 1. water balance for both Jiu-Cerna area ; 2. Cumulative infiltration curve for Jiu de vest basin. 4.3. — Discharge hydrograph at the Cerna spring.

2. Discharge measurements on the main valleys (Scoou Mare, Cer-nișoara) and their tributaries point out significant losses through the river bed, either diffuse or localised in sinkholes. Hydrometric measurements at the Izvoru, Cernei are carried out systematically for several years.

3. The proof of the underground connection between the Jiu river and the Cerna river has been made by several tracing operations carried out in this zone, denoting a ten days (about 240 hours) transit time. The tracing operations carried out in 1979 and 1982 allowed for the plotting of a breakthrough curve which, in turn, allowed for the computation of several characteristic system parameters (the time constant, the attenuation coefficient, the frequency characteristics). (DIACONU et. al. 1983).

4. The discharge hydrograph recorded at the Cerna spring points out its double supply sources (Jiu and Cerna), the flood duration being prolonged with the transit time, secondary peaks appearing in some cases. The advanced stage of the karst drainage evolution determines an important underground water reserve and also high transit speed (about 1 km/day), in this conditions the dynamic reserve being evaluated over 3 millions m^3 . (BULGĂR, MUNTEANU 1982).

5. As well as in the Dimbovița karst system we don't have for the Cerna spring continuous observations of the water chemistry.

6. Water balance for the 1981—1982 hydrologic cycle stands out the very important water volume in transit between the two basins, 34,2 million m^3 /year, in concordance with the infiltrations in the Jiu de vest basin. The dynamic volume affected by the karst circulation is more than 3 mill. m^3 , that may be considered a minimum value for the karstic reservoir capacity (whose maximum value is about 10 mill. m^3).

Depending on the economical demands, the infiltrations in the Jiu de vest drainage area could be enhanced to the complete extinction of the surface runoff (200% of the actual value).

Conclusions

The actual hydrological studies of karst permit the calculation of many parameters in the economical activities of karst regions.

In the hydrological studies can be utilised not only the daily informations from the hydrometrical network, but also more specific methods like tracing operations, supplementary streamgauging stations, chemical determination.

The adopted hydrologic model depends upon the available input data. In the best case, when we dispose of almost all the necessary data for the water data computation by direct measurements, the model becomes relatively simple and the results are in good agreement with the reality. When directly measurements on essential elements are missing the model becomes more sophisticated, being necessary the use of parameters optimisation methods.

Computation of water balance and of hydrological parameters of karst regions by two or more methods is suitable, in view of decreasing of the cost and for better results in parameters calculus.

The case studies of the two karst regions in the Southern Carpathians, reveal that for the water balance and parameters computation we can use only the hydrometeorological network stations. Consequently we shall develop the search to refine the computation model for a better use of the direct data and to improve the accuracy of the measuring methods.

BIBLIOGRAPHY

- ATKINSON, T. C., SMITH J. J., LAVIS J. J., WITHAKER R. J. (1973) — *Experiments in tracing underground waters in limestones* — Journal of hydrology, 19, p. 323—349.
- BULGAR AL., DĂSCĂLESCU S., CRÎNGĂȘU S. (1980) — *Elaborarea metodicii de determinare a parametrilor hidrologici de calcul a resurselor din zone de carst* — Inst. Met. Hyd. București — unpublished mss. — 25 p.
- BULGAR AL., MUNTEANU I. (1982) — *Evaluarea potențialului hidrologic al principalelor zone de carst din R.S.R.* — Inst. Met. Hyd. București — unpublished mss. — 14 p.
- DIACONU V., BULGAR AL., OANCEA V. (1984) — *The use of the transfer function in establishing the water circulation characteristics in the karst* — this volume —
- PIETRARU V., DROBOT R. (1980) — *Model matematic pentru evaluarea alimentării naturale a pinzelor de apă freatică* — Hidrotehnica 25, 8, p. 175—178.

METODE ACTUALE ÎN STUDIUL HIDROLOGIC AL CARSTULUI APLICARE LA UNELE DIN PRINCIPALELE SISTEME CARSTICE DIN CARPĂȚII MERIDIONALI

Rezumat

Costul ridicat și dificultățile tehnice ale aplicării metodelor directe în studiul circulației apelor carstice determină o utilizare prioritară a metodelor indirecte de cercetare, din care cauză principalele metode utilizate în studiul circulației apelor carstice sînt hidrologice.

Un studiu de caz aplicat la două din principalele zone carstice din Carpații Meridionali evidențiază posibilitățile oferite de următoarele metode: studiul scurgerii medii și minime pe lungă perioadă, măsurători de debit sinoptice, operații de trasare, analiza hidrografului debitelor, calculul bilanțului hidric și analiza funcției de transfer.

Rezultatele obținute permit evaluarea potențialului hidrologic al zonelor de carst în vederea adoptării unor soluții de gospodărire a apelor adecvate.

Addresses of the authors: Alexandru BULGAR, Viător OANCEA, Institutul de Meteorologie și Hidrologie, Șos. București—Ploiești 97, 71581 București; Vasile DIACONU, Institutul Român de Cercetări Marine, Bd. Lenin 300, 8700 Constanța, România.

THE USE OF THE TRANSFER FUNCTION IN ESTABLISHING THE WATER CIRCULATION CHARACTERISTICS IN THE KARST

BY

V. DIACONU, AL. BULGAR, V. OANCEA

The interpretation of the response of a karst system to an instantaneous tracer release (fluorescein or potassium dichromate) in terms of the transfer function — determined as the Fourier transform of the output tracer concentration variations — allows the use of the data resulting from tracing operations in determining the attenuation factor and the time lag for transmission of the discharge variations between the input and output points.

1. INTRODUCTION

The need for the estimation of the role played by the karst area in the hydrologic regime resulted in an extension of the researches in this field and, in close connection, to the continuous development of the investigation methods.

In this respect, the tracer use (dyes, floating particles, radioisotopes), initially employed only for the identification of the connection between sinkholes and karst sources, has become a widespread method whose methodology has been continuously improved in order to increase the amount of the obtainable useful informations.

Thus, the time series of the output tracer concentration, following an instantaneous release of a determined amount of tracer, allow the plotting of the so called impulse response curve. From the elements of this curve — the arrival time, the time position of the concentration maximum, the total amount of the recovered tracer — one may compute the underground water residence time and the dynamic volume of the aquifer.

The relatively high cost of the tracing operations (related to the expensive materials, specialised equipment, trained personnel) requires a very pushed exploitation of the obtained primary data so that one may estimate, for instance, the result produced at the outlet by the input discharge fluctuations of different periods. One manner of meeting this requirements is the using of the transfer function method, widely employed in the system identification and analysis theory.

2. METHOD DESCRIPTION

In the following, the input signal $x(t)$ and the corresponding output signal $y(t)$ from the system theory will designate the input and, respectively, the output discharge hydrograph or the tracer concentration curve at the point where it enters and, respectively, leaves the underground network.

For linear systems — in which several simultaneous input signals result in an output signal equal with the sum of the corresponding individual effects — the relationship between x and y is given by the convolution equation (IORDACHE, SMIGHELSCHI, 1981):

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(\tau) h(t-\tau) d\tau \quad (1)$$

where $h(t)$ is the weighting function or the impulse response of the system. The last name is justified by the fact that if the input signal is the Dirac delta function $\delta(t)$:

$$\delta(t) = \begin{cases} 0 & \text{for } t \neq 0 \\ \infty & \text{for } t = 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(t) dt = 1$$

the output will be:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(t) h(t-\tau) d\tau = h(t) \quad (3)$$

a system is completely specified by giving its weighting function, since the relation (1) allows the computation of the response $y(t)$ for any input signal $x(t)$.

The weighting function can be obtained either by the convolution of the input and output signals, e.g. when the two discharge hydrographs are known, or, according to (3), by recording the response to an impulse, e.g. in case of the tracing using instantaneous release method.

But the direct interpretation of the weighting function is very difficult and, furthermore, its use in determining the output through the convolution equation (1) requires a large amount of computation. For these reasons, the transfer function method is presently used for analysis. The transfer function $H(\omega)$ is the Fourier transform (henceforth FT) of the weighting function (STANOMIR, STANASILA, 1980):

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t) \exp(-j\omega t) dt \quad (4)$$

where $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$ is the pulsance (radian frequency) corresponding to the frequency f and to the period T .

Denoting by $X(\omega)$ and $Y(\omega)$ the FT of $x(t)$ and, respectively, $y(t)$, Eq. (1) leads to :

$$Y(\omega) = X(\omega) \cdot H(\omega) \quad (5)$$

Thus, for each Fourier component of the input signal, the corresponding response component is obtained simply by multiplying it by the transfer function value at the same frequency.

Because $H(\omega)$ is a complex function specified by its modulus $|H(\omega)|$ and its phase $\phi(\omega)$:

$$H(\omega) = |H(\omega)| \exp(i \phi(\omega)) \quad (6)$$

the multiplication affects both the amplitude and the phase of the respective component, thus producing an attenuation and a time delay.

Since the FT of delta function equals unity, the transfer function can be obtained as the Fourier transform of the system response to an unity impulse, this result being similar with that given by Eq. (3). Also, it can be seen from Eq. (5) that $H(\omega)$ equals the ratio of the output FT to that of the input. The weighting function can be obtained as the inverse FT of the transfer function.

The use of the Fourier transform formulation, establishing a correspondence between the time domain (signals, weighting functions) and the frequency domain (signal components, transfer functions) has been significantly extended because it allows the determination of the attenuation and of the lag time for each component of the total signal. On the other hand, to this extension have greatly contributed the development of the Fast Fourier Transform (FFT) algorithm which save a considerable amount of computer time, as well as the simplicity of the transfer function calculus, which replaces the analytic operations (integrals) with arithmetic operations (multiplications).

3. RESULTS

The transfer function analysis has been carried out using the results obtained from seven tracing operations, the last two pertaining to surface rivers. In the experiments 2 and 4, fluorescein dye was used as tracer, while in the all other the potassium dichromate was used. The concentrations measured at the recovery points were used as input data sets for a computer program giving the amplitude and the phase of the transfer functions, obtained as their direct discrete Fourier transform.

The amplitude of the normalised transfer function gives the attenuation coefficient for the discharge fluctuation transmission through the system. It can be seen from Fig. 1 that each system acts differently on a fluctuation of a given period (frequency). For instance, an input discharge variation having a 10 day period is attenuated to 61—86% of its initial amplitude in the more extended systems (Jiu de vest — Cerna and, respectively, Zăton-Bulba), and to 86—96% in the smaller ones. The difference increases when dealing with fluctuations of smaller periods.

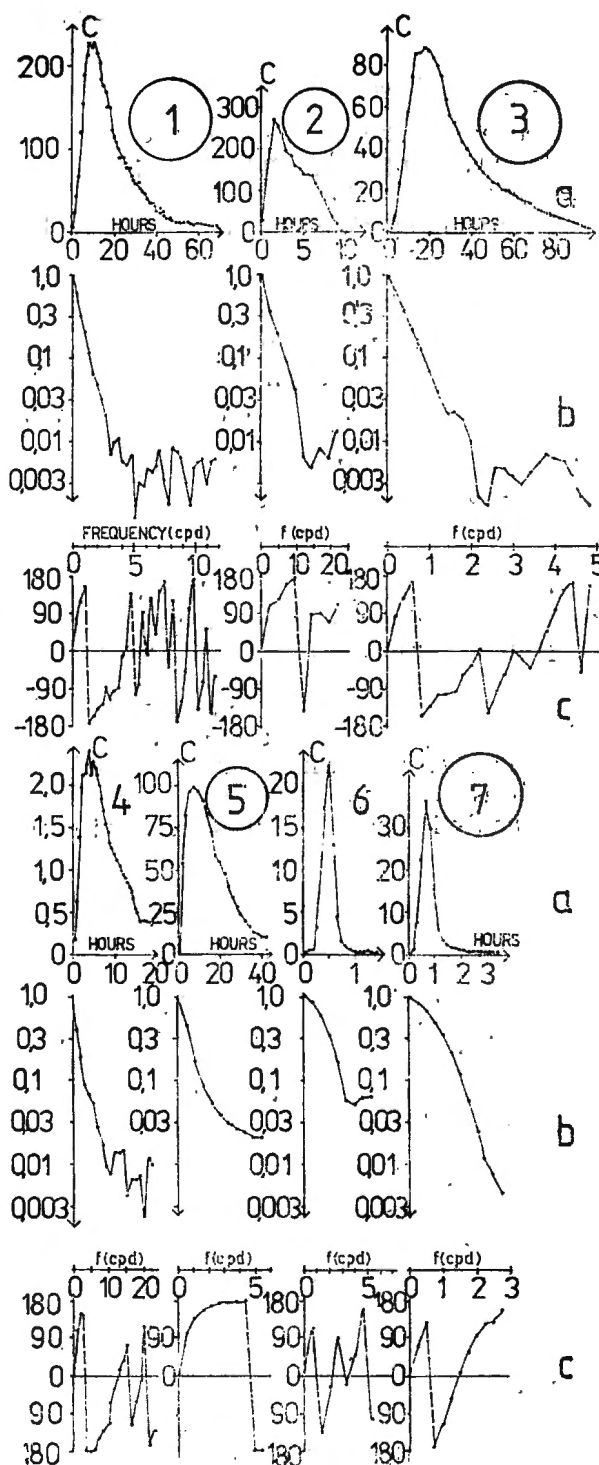


Fig. 1. Tracer concentration curves (a), transfer function amplitude (b) and phase (c): 1. Zăton lake — Bulba river (23.07.78); 2. Găina valley — Bulba cave (13.06.79); 3. Jiu de vest — Cerna spring (10.08.79); 4. Cheia river — Uluce spring (23.10.81); 5. Cheia river — Uluce spring (24.10.81); 6. Cheia river — Cheia river (1 km) (24.10.81); 7. Cheia river — Cheia river (3 km) (24.10.81).

Thus, the daily variations of the water supply are reduced to only 7% in the Jiu — Cerna system, while the same variations pass through the Găina short cavity with only 64% attenuation (see Fig. 1).

The phase lag introduced by the karst systems is generally increasing with decreasing periods (see Fig. 1), but time delay is decreasing. The phase information given here is obtained after the translation in time of the concentration curve, so that the computed time delay must be increased at all frequencies with the value of the tracer arrival time.

For the surface valleys (experiments 6 and 7), the concentration curves suggest merely a simple transport process, the longitudinal diffusion process having little influence on the results. The fluctuations of very high frequency will be transmitted with little or no attenuation at all (see Fig. 1).

4. CONCLUSIONS

The transfer function analysis method applied to several previously carried out tracing operations, points out the type of new information that can be obtained.

The specification of the amplitude and phase lags gives, as a least advantage, the possibility of objectively determining the averaging periods suitable for different hydrologic computations involving both the drainage (supply) area and the karst sources zone.

In fact, knowing the values of the transfer function one may try to estimate the input from the output, the former being usually more difficult to measure. It is also possible to fill the gaps in one data series, if the other one is complete.

REFERENCES

- IORDACHE O., SMIGHELSCI O., (1981) — *Ecuatiile fenomenelor de transfer de masă și căldură*. Ed. Tehnică, București, 264 p.
STANOMIR D., STĂNĂSILA O., (1980) — *Metode matematice în teoria semnalelor*, Ed. Tehnică, București, 384 p.

UTILIZAREA FUNCȚIEI DE TRANSFER PENTRU STABILIREA CARACTERISTICILOR CIRCULAȚIEI ÎN CARST

Rezumat

Interpretarea răspunsului unui sistem carstic la o lansare instantanee de traser (rodamină sau bicromat de potasiu) în termenii funcției de transfer — determinată ca transformata Fourier a variației concentrației traserului la ieșirea din sistem — a permis utilizarea datelor rezultate din trasări la determinarea factorului de atenuare și a timpului de întârziere în transmiterea variațiilor de debit de la intrare la ieșire.

Rezultatele obținute pe baza trasărilor efectuate anterior în mai multe zone carstice (Zăton—Bulba, valea Cheii—Peștera Uluce, Jiul de vest—Cerna superioară) ilustrează posibilitățile de detaliere a funcționării sistemelor respective, subliniind importanța aplicării metodelor moderne de tratare a datelor.

Addresses of the authors.: Vasile DIACONU, *Institutul Român de Cercetări Marine*, Bd. Lenin 300, Constanța; Alexandru BULGAR, Victor OANCEA, *Institutul de Meteorologie și Hidrologie*, Șos. București—Ploiești, 71581 București, România.

THE APPLICATION OF THE NUMERICAL FILTERS IN THE DETERMINATION OF THE HYDROLOGICAL PARAMETERS OF THE KARST SYSTEMS

BY

V. OANCEA, V. DIACONU, AL. BULGAR

The transfer function of the karst system can be expressed analytically as a transfer function for a multistage filter. This approach allows the determination of some characteristic parameters of the karst system considered as a sum of subsystems, each of them representing a stage of the filter. Thus a much more detailed structure of the karst systems can be obtained.

1. INTRODUCTION

The development of the researches concerning the water circulation in the karst zone arises the problem of knowing the underground aquifer structure and functioning. This leads to a large scale use of several new investigation methods (BULGAR et al. 1984) some modern data processing techniques. Among the formers, a particular role is played by the transfer function method, an instrument for a more detailed description of the karst system structure, a possible method is to obtain the analytic expression of the transfer function and subsequently to decompose it in terms of known transfer function of simple hydraulic elements. A first step toward this approach is to approximate the karst system transfer function by that of a multistage filter.

2. METHOD DESCRIPTION

The empirical transfer function $H_e(\omega)$ is assumed to be known as a function of $\omega = 2\pi/T$ (DIACONU et al. 1984).

In order to obtain its analytic expression, it is assumed that it corresponds to that of an RC (lowpass) filter composed of n identical stages connected serially (IORDACHE, SMIGHELSCHI, 1981):

$$H_n(\omega) = \frac{1}{(1 + i\omega\tau)^n} \quad (1)$$

where the time constant τ is the product of the resistance by the capacitance for a single stage.

From the values of the empirical transfer function, the upper limit ω_p of the pass band (usually taken at $He(\omega_p)/He(0)=1/\sqrt{2}$ and the lower limit ω_c of the cutoff band (taken such as $He(\omega_c)/He(0)\ll 0,1$ or, alternatively, at the first side-lobe) can be easily obtained. Assuming $He(\omega)=Hn(\omega)$ one can write :

$$\begin{aligned} P &= -2\log|He(\omega_p)| = n \log(1 + \omega_p^2 \tau^2) \\ C &= -2\log|He(\omega_c)| = n \log(1 + \omega_c^2 \tau^2) \end{aligned} \quad (2)$$

which lead to the following equations :

$$(1 + \omega_c^2 \tau^2)^{P/C} - (1 + \omega_p^2 \tau^2) = 0 \quad (3)$$

After solving Eq. (3) by an iteration method, the obtained value of τ is used in computing the order of the filter :

$$n = P / \log(1 + \omega_p^2 \tau^2) \quad (4)$$

The value of n is then rounded to the closest integer and the corresponding value of τ is computed from :

$$\tau = \frac{1}{\omega_p} \sqrt[10^{P/N}-1]{} \quad (5)$$

Thus, the analytical form of the karst system transfer function given by Eq. (1) is completely specified.

Using the tables of Fourier transform pairs, the weighting function of the system is found to be (CALIN et al. 1978) :

$$h(t) = \frac{(t/\tau)^{n-1}}{\tau(n-1)!} e^{-t/\tau} \quad (6)$$

3. RESULTS

The method previously described has been used for processing the data obtained in eight tracing operations carried out during 1977—1981 in the following karst zones: Zăton—Bulba, Jiu de vest — upper Cerna and Cheia valley — Uluce cave.

The transfer functions obtained by processing the breakthrough curves are presented in a separate contribution (DIACONU et al. 1984) in this volume, and they serve as input data for the present paper.

Two out of seven data sets are obtained not from tracing underground water circulation, but from one surface river, the Cheia valley. The other five refer to karst objects ranging from a small sand-filled conduit Găina valley—Bulba cave) to one of the most important systems in the Southern Carpathians — the Jiu de vest—Cerna system. In spite of these differences, the filter order for the analysed data varies only from 2 to 3 (see table 1), with the exception of the last two surface experiments. The time constants range from about 2 to about 12 hours, in obvious relationship with the spatial extension of the systems. The surface cases, for which the filter order is very high, the transfer function can be better approximated by an exponential (IORDACHE, SMIGHEL-

SCHI, 1981) hence the corresponding weighting function will be a delta function representing a translation in time. In this way, the time constants must be added to the measured transport time.

Table 1

Characteristic parameters of the filters used to approximate the karst system

No.	Release and recovery points	Date	Tracer	Filter order, n	Time constant
1	Zăton lake—Bulba river	23.07.78	dichromate	3	7,11 h
2	Găina valley—Bulba cave	13.06.79	fluorescein	3	1,62 h
3	Jiu de vest—Cerna spring	10.08.79	fluorescein	3	11,71 h
4	Cheia river—Uluce spring	23.10.81	fluorescein	2	3,95 h
5	Cheia river—Uluce spring	24.10.81	dichromate	2	7,95 h
6	Cheia river—Cheia river (1 km)	24.10.81	dichromate	16	1,9 min
7	Cheia river—Cheia river (3 km)	24.10.81	dichromate	8	6,1 min

With the parameters given in Table 1, (Eqs. (1) and (7) allow the complete determination of the analytical expression for the normalised transfer and, respectively, weighting functions.

4. CONCLUSIONS

Assuming that the transfer function of a karst system can be approximated by that of a multistage resistance-capacitance filter, the breakthrough curves obtained from an instantaneous tracer release allow the determination of the filter parameters. The analytical expressions for the transfer and weighting functions are easily used in the computations for different hydrological series. Furthermore, they give informations about the structure of the karst system but, in this respect, the analysis has still to be done, in order to establish a straightforward relationship between the filter structure and the karst network one.

REFERENCES

- BULGAR AL., DIACONU V., OANCEA V., (1984) — *Modern methods in karst hydrological research. Application to some principal karst systems from the Southern Carpathians* — this volume.
- CĂLIN S., DUMITRACHE I., DIMO P., (1978) — *Automatizări electronice*. Ed. Didactică și Pedagogică, București, 388 p.
- DIACONU V., BULGAR AL., OANCEA V. (1984) — *The use of the transfer function in establishing the water circulation characteristics in the karst* — this volume.
- IORDACHE O., SMIGHELSKI O., (1981) — *Ecuatiile fenomenelor de transfer de masă și căldură* — Ed. Tehnică, București, 265 p.

APLICAREA FILTRELOR NUMERICE
LA DETERMINAREA PARAMETRILOR HIDROLOGICI
AI SISTEMELOR CARSTICE

Rezumat

Funcția de transfer a sistemelor carstice — determinată prin calculul transformatei Fourier a curbei de variație a concentrației de ieșire a unui trasor injectat instantaneu la intrare — poate fi exprimată analitic ca funcție de transfer a unui filtru. Această abordare permite determinarea unor parametri caracteristici ai sistemului analizat, considerat ca o sumă de subsisteme, reprezentând fiecare un etaj al filtrului. În acest fel, se obține un grad superior de detaliere a structurii sistemelor carstice.

Adresses of the authors: Victor OANCEA, Alexandru BULGAR, Institutul de Meteorologie și Hidrologie, Șos. București—Ploiești 97, 71581 București; Vasile DIACONU, Institutul Român de Cercetări Marine, Bd. Lenin 300, 8700 Constanța, România.

SUBTERRANEAN STREAM PIRACY IN THE JIUL DE VEST—CERNIȘOARA KARST AREA — ROMANIA

BY

G. PONTA, R. STRUSIEWICZ, G. SIMION, E. GAȘPAR

This paper reviews the geological and tectonic factors influencing the karst geohydrology of the Jiul de Vest—Cernișoara karst area of the western part of South Carpathians (Retezat, Godeanu and Vilcan Mountains). A trace with In-EDTA of 13350 m straight line length across limestone is presented.

The karst area which is presented in this paper is situated on the upper part of Jiul de Vest and Cernișoara valleys.

These rivers form a natural boundary between the alpine massifs Retezat and Godeanu on one side and Vilcan Mountains on the other side and collect both normal surface drainage waters and subterranean streams of the karstic area.

Upstream of the confluence of Buta valley with Jiul de Vest river, the Jurassic limestone forms an upstanding plateau surface in the Retezatul Mic Mountains (Piatra Iorgovanului-Piule-Pleșa), into which an extensive dry valley network incised.

The right side tributary of Jiul de Vest valley collects water from the Northern slopes of Vilcan Mountains, which is going underground through swallets along the main valley.

The karst area has been heavily glaciated with glacier cirques cutting deeply into the limestone and nonlimestone rocks. The ice age glacier has modeled the Soarbele valley, Găuroane valley and Scorota valley. In the first valley is formed a classic example of moraine in the back of the Jurassic limestone and in the second is formed a glacier cirque only in the limestones.

Geology. The geological structure of the area can be considered to consist of two major tectonic units named in Romanian Autohtonul Danubian and Pinza Getică. In a simple field approach the geology can be considered to consist from two elements — the older basement beds consisting of crystalline rocks and granites on which the Jurassic beds overlying. The Jurassic beds are formed by Liasic sandstones underlying the Middle Jurassic-Aptian limestones. The Middle Jurassic-Aptian beds are formed by limestones and dolomite strata disposed in a synclinal structure with the Southern slopes crossed by a main fault. This fault is not a simple one. It forms a system of faults where the main one constitutes

the boundary between the limestone and the crystalline rocks and the second fault, parallel with the first consists the talveg (bed) of the Jiu river, on which appear many active and dry swallets.

Lithologically, the rock is mainly stratified into 15—20 cm beds of pale gray to cream colour. The direction of slopes is to South in 40—60 degree. The thickness varies widely from 1500—2000 m in Retezatul Mic Mountains to 200 m around Cerna Spring.

Along the saddle between Jiu and Cernișoara valleys are large areas of rocks (sandstone, clay, shale — flysch formations) overlying the Jurassic limestones on which appeared springs form streams before flowing into the limestones and sinking in the swallets. The age of these rocks is Cenomanian-Senonian.

The karst area is bounded to the South by a major system of faults zone. The Cerna-Jiu fault. Joints direction and lithologically variation within the limestone have all been shown to influence the present day hydrology.

The concentration of dry and active swallets on a vertical site, along Jiul de Vest valley is the effect of Cerna-Jiu main fault system input and resurgence location.

Hydrogeology. The Jiul de Vest-Cernișoara karst area is about 41 km² and contains 10 active swallets, most of them were tributary in the summer 1982 to the Cerna Spring. The inlet from Jiul de Vest valley was tested with dye tracers (the injection site was 10 m upstream the confluence of Jiul de Vest river with Ursului river), by POVARA (1974). He has used fluoresceinne, which appeared in the Cerna Spring after 10—12 days.

In 1982 The Geological and Geophysical Prospecting Enterprise (I.P.G.G.) in cooperation with I.F.I.N. București make a tracer experiment with In-EDTA in the Scorota swallet, the inlet being situated 13350 m straight line length across limestones and 700 m difference level up to Cerna Spring.

Scorota swallet, on the Northern flank of the Retezatul Mic Mountains is formed, at the junction of the impermeable Crystalline Rocks and the Jurassic Limestones, which continues dry beyond the most downstream flood sink. Its course is then unknown until it resurges.

In-EDTA was used for the tracing. It was injected upstream of the highest stream sink in amounts varying between 20—30 l/s.

Samples were collected at Cerna Spring and on the Jiu valley, downstream the boundary with the nonlimestones rocks.

Samples frequency varied between 4—6 and 12 hours depending on flow and days since dye injection.

In the 9th of August 1982, 100 g of In-EDTA was injected. Samples collected show that the directions of the flow was only to Cerna Spring. The first sample with In-EDTA appeared after 10 days since injection, and the last one after 38 days from tracer injection.

The travel time through the Cerna Spring of the tracer was 28 days and were calculated for the time of the first arrival till the 38th days.

Because we try to set if all the tracer is going through the Cerna Spring, we have taken the measurements of resurgence discharge from

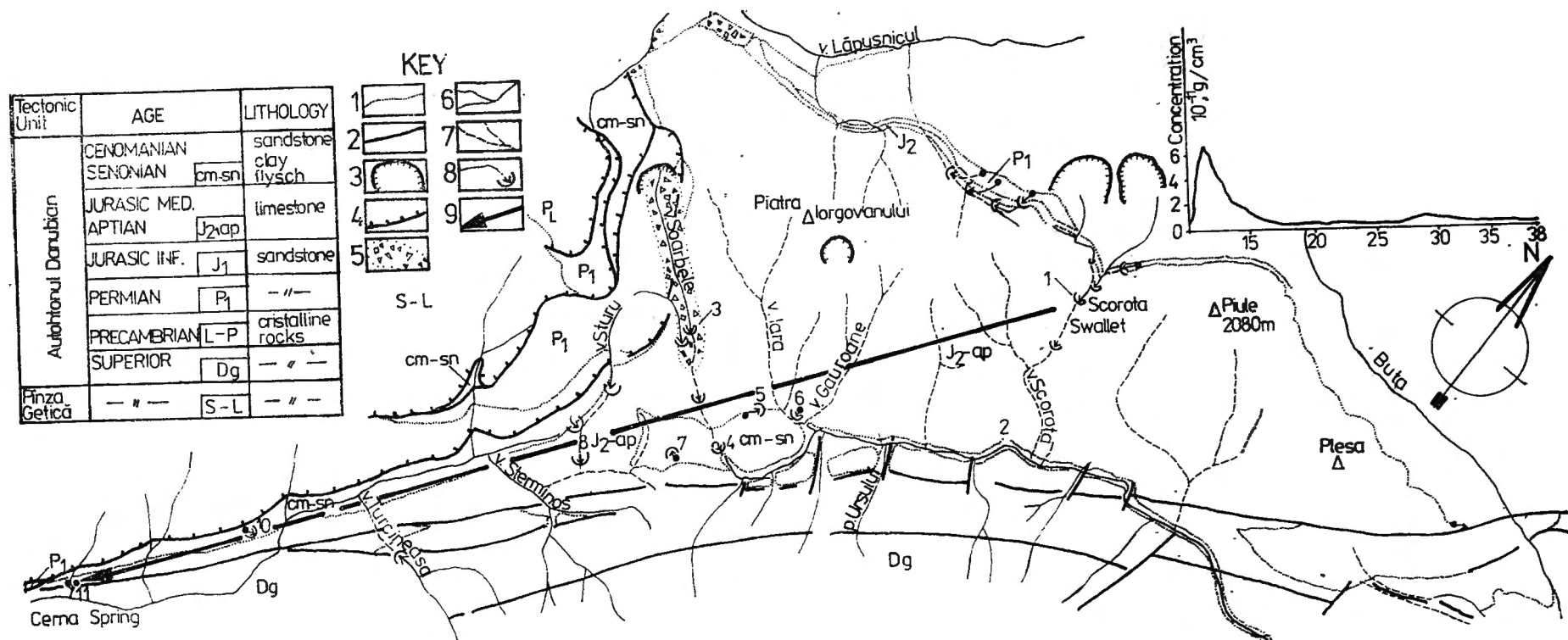


Fig. 1 — Geologic map of the karst area of Jiul de Vest-Cernișoara with the active swallets in summer 1982 and the trace indicated. Geology is after POP, 1963 Key; 1. geological boundary; 2. fault; 3. glacier cirque; 4. overthrust boundary; 5. moraine; 6. river; 7. temporary river; 8. swallet; 9. flow direction of subterranean stream established by tracer.

Number on the map.	Points name	Altitude	Discharge l/s	Distance to Cerna Spring (m)
1	Scorota Swallet	1390 m	20	13350
2	Jiu	1100	15	12250
3	Soarbele Swallet	1530	17	8570
4	Soarbele II Swallet	1200	0.2	8480
5	Scocul Mic Swallet	1270	1.5	9250
6	Fundoane Swallet	1200	0.5	9750
7	Lacul Rății Swallet	1330	0.1	7780
8	Sturu Swallet	1330	10	6800
9	Turcineasa Swallet	940	9	4160
10	Suspendat Swallet	850	2	2240
11	Cerna Spring	700	1300	

I.M.H. The resurgence discharge was continually measured using water level recorder at Cerna Sping. Discharge is accurate to $\pm 10\%$.

The complete recovery are 33,5 g and a second outlet of the stream did not exist. In this way were proposed two solutions ;

— the discharge considered in calculation is not real.

— a part of the tracer remained in storage water. In the same time we must pay attention to the fact that the first sample with tracer is coming out with flood stream.

On a graph is possible to see the diagram consisting of a curve showing the variation of the concentration of tracer in time. It is apparent that with increasing travel time the curve becomes less peaky.

The short travel time shows that a big proportion of the conduit is vadose. One peak suggests that a linear flow is present (the second one is caused by another flood).

The succes of this trace help us to limit the drainage basin of Jiul de Vest river and Cernișoara river. After this experience Cernișoara basin includes all the study karst area.

The Jiul de Vest-Cernișoara karst area is an usually excellent example of subterranean piracy facilitated by main fault and the synclinal structure of limestones. This main fault can form another inlet on the Buta valley, but the discharge of the river is so great that cannot permit to measure it in good condition to prove that water is going underground in that point.

Measurements of sink-resurgence system suggest that under average conditions the sink input about 20% of the outflow water. Study of the catchment characteristics, especially the area pavement, suggests that 80% of input is from percolation on bare rocks.

REFERENCES

- POP G. (1963) — *Contribuții la cunoașterea paleozoicului și mezozoicului din partea de E și NE a masivului Godeanu (Carpații Meridionali)*, Studii și cercet. de Geologie I/1, București.
- POVARĂ I. (1976) — *Note sur la provenance des eaux de la resurgence „Izvorul Cernei (Carpates Meridionales—Roumanie). Trav. Inst. Speol. „Emile Racovitza“ XV, București.*

DRENAJE SUBTERANE ÎN ZONA JIUL DE VEST—CERNIȘOARA

Rezumat

Relieful zonei investigate din bazinele superioare ale râurilor Jiul de Vest și Cernișoara este caracterizat prin existența a trei platforme de eroziune ; Borăscu (de vîrstă eocenă, situată la 1800 m altitudine), Rîul Șes (de vîrstă miocenă, situată la 1400 m altitudine) și Gornovița (de vîrstă pliocenă, situată la 1000 m altitudine) Platforma Borăscu a fost modelată intens de glaciațiunea pleistocenă, ducînd la formarea celui mai extins relief glaciatic pe calcare cunoscut în România.

Rocile din componența ariei cercetate aparțin Autohtonului Danubian (fundamentul cristalin și eruptiv, depozite paleozoice și o serie sedimentară de vîrstă

jurasic-cretacică) și Pinzei Getice (cristalin). Calcarele malm-apțiene, suportate de depozite detritice liasice și acoperite de formațiuni cretacice în facies de flîș cuprind două orizonturi, unul inferior cenușiu — cu stratificație centimetrică și altul superior, de culoare alb-cenușie. Ele sînt dispuse într-un sinclinal orientat E—V, cu flancul sudic faliat. Suprafața calcarelor este de 41 km², în care au fost identificate 10 ponoare active în anul 1982 care în mare parte se drenează spre Izvorul Cernei. Ponorul cel mai îndepărtat de resurgență (Scorota — 13.350 m și 700 m diferență de nivel) a fost marcat cu In—EDTA trasorul apărînd după 10 zile de la marcare și continuînd să apară în cantități detectabile încă 28 zile de la marcare. Deși această marcare confirmă rezultatele anterioare, s-a calculat că doar 33% din cantitatea de trasor injectată s-a recuperat în Izvorul Cernei.

Caracterul bicarbonatat calcic sodic al acestei resurgențe poate indica o posibilă cale de drenaj la contactul calcarelor cu șisturile cristaine.

Addresses of the authors: George PONTA, *Institutul de Geologie și Geofizică București*, Str. Caransebeș 1, 78344 București; Robert STRUSIEWICZ, *Georgel SIMION, Întreprinderea de prospecțiuni Geologice și Geofizice București*, Str. Caransebeș 1, 78344 București; Dr. Emilian GASPĂR, *Institutul de Fizică și Inginerie Nucleară*, 5206 Măgurele, București, România.

SUBTERRANEAN DRAINAGE IN THE UPPER PART OF THE SIGHIȘTEL VALLEY (APUSENI MOUNTAINS)

BY

G. HALASI, G. PONTA

The Sighiștel karst area is about 15 km² and contains several springs and swallets and more than 6 000 m of mapped cave passages in 160 caves. The relation between two main caves of the right side of Sighiștel valley is presented. The drainage network is revealed by a dye-tracing experiment, which demonstrated the connection between two caves with 410 m difference level between entrances, being one of the greatest potential of Romanian caves, if it will be explored.

The Sighiștel river is right side tributary of Crișul Negru valley, which crosses the Western Carpathians in the middle of them.

The upper part of the valley is formed on Jurassic limestones in which 160 caves are known. At the boundary of the limestones, swallets appeared. The main inlet of the study area is the cave Dealul Secăturii, which is possible to have two outlet springs through Coliboaia cave and Pișolca cave.

Dealul Secăturii cave. The cave is situated on the right side of the Măgura valley, which is a right side tributary of the Sighiștel valley (entrance altitude—970 m). It is an inlet cave with a network developed mainly on the bedding plane between the limestone and the nonlimestone rocks. The impermeable rock is formed by brown and black clay and shale disposed in continuous stratified beds, 3 to 10 cm in thickness and the slope varies between 20—40 degrees, these being the principal facts which determine the average slope of the cave floor.

In this way the cave with 1.450 m length is descending to 230 m on the bedding plane slope (it is a bedding plane cave).

Four vertical drops of 10—15 m height exist in the cave caused by the fault system which breaks the continuity of the layers of rock.

The cave network is based on three underground rivers which have their sources in the same surface Măgura valley.

The river crosses a zone affected by the fault system. As a result of this, three subterranean rivers which after their positions are named the Northern river, the Middle river and the Southern river are formed. The entrance of the cave appears on the Middle river. Each river forms on its way large well-decorated galleries and chambers. Their junction in the Confluence Chamber (—176 m) forms a main stream which flows to the actual end of the cave (—230 m).

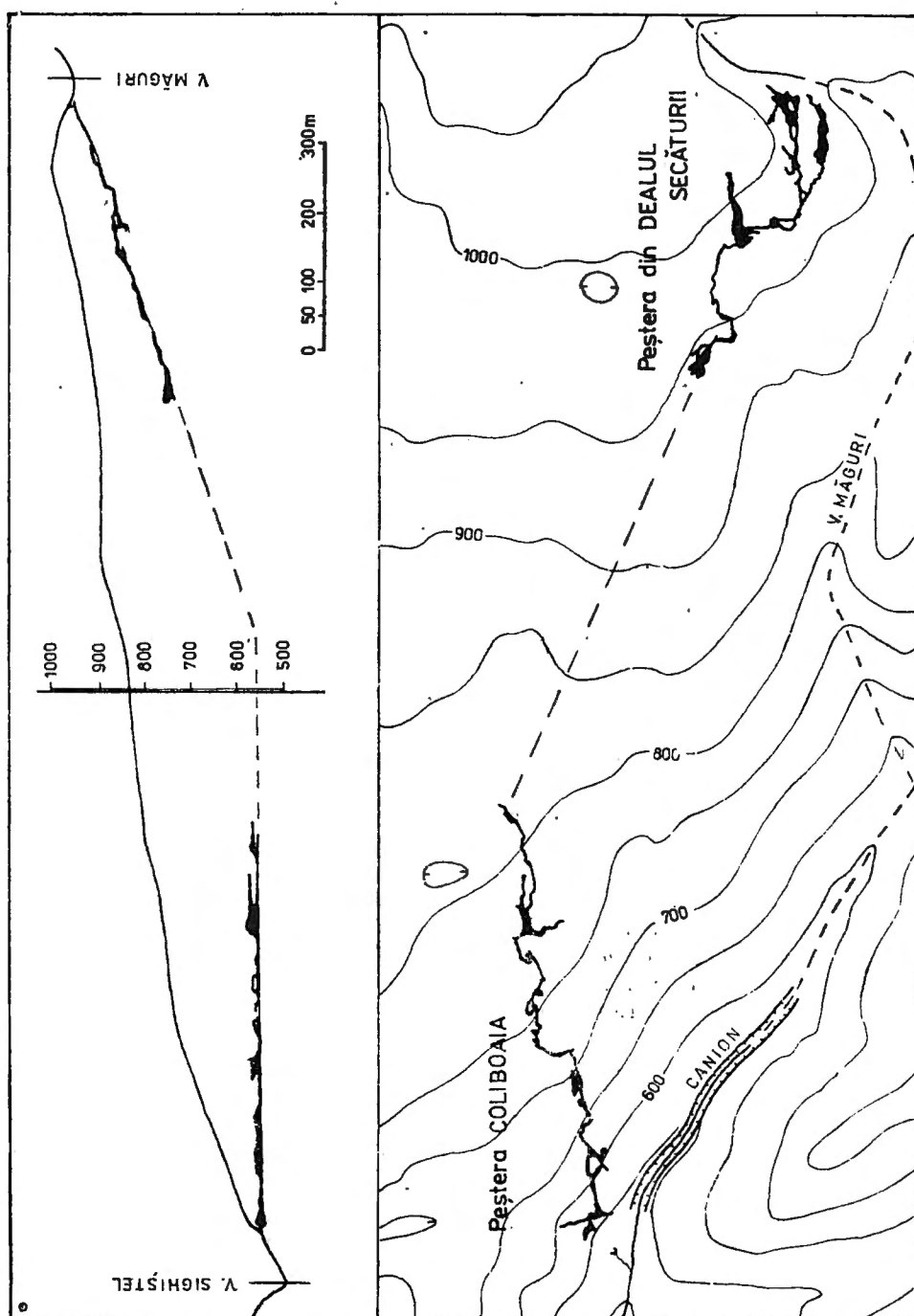


Fig. 1 — Study area — The Sighiștel valley karst area.

Coliboaia cave: It is an outlet cave, situated at 560 m altitude, on the right side of the Sighiștel valley. This cave is crossed by a stream which flows through wide galleries and chambers connected by narrow passages, flooded nearly all the year (duck under). The end sump is at 1066 m from the entrance and a difference level of ± 15 m.

The straight line distance across the limestone between the ends of the two caves is 680 m, on a difference level of 175 m. The junction of these caves gives the possibility to present the deepest cave from Romania.

In the same area is known Pișolca cave. It is an outlet cave with 290 m in length and ends in a dead sump (the water is coming out through a narrow fissure, impenetrable for divers). In the first part of the cave the passage is wide, having the same measurements till the end sump. Nearly in the middle of it is a narrow sump, which required digging out in order to be crossed.

The actual end of the cave is situated below the network of Măgura cave, which is developed between Coliboaia cave and Pișolca cave, on the same level with the first one. Măgura cave is considered to be a typical phreatic cave.

In this way these caves form only one cave system and is possible to say that the genesis of Măgura cave has two different periods — a main phreatic period and a secondary vadose one. Măgura cave presents a network with large galleries and chambers, being the cave with the greatest volume (m^3) of galleries on 1 m length of passage.

This part of the Sighiștel karst area has no other surface river or active swallets. Study of the sink-resurgence system suggests that two outlet caves catch the water from the same inlet cave and from the percolation input water from a 5 km² area.

The subterranean drainage was dye-traced with Rhodamine B, which was injected in Dealul Secăturii cave coming out in Coliboaia cave. The result of the dye-trace is only qualitative.

The subterranean drainage between Dealul Secăturii cave and Pișolca cave has not been demonstrated. It is possible that Pișolca stream is an output spring from the storage water infilled fissure supplies by percolation input.

DRENAJE SUBTERANE ÎN SECTORUL SUPERIOR AL VĂII SIGHIȘTEL (MUNȚII APUSENI)

Rezumat

În carstul văii Sighiștel, cu o suprafață de aprox. 15 km² sînt cunoscute în prezent 160 de peșteri, totalizînd peste 6 km de galerii.

La contactul calcarelor jurasice cu rocile impermeabile se formează ponoare, dintre care cel mai important este peștera din Dealul Secăturii (970 m altitudine), a cărei rețea este dezvoltată de-a lungul celor trei riuri subterane ale căror ape provin din valea Măgura. Confluența acestora este la -176 m, sectorul aval fiind format de riul principal pînă la cota -230 m.

Peștera este dezvoltată pe un contact litologic între calcare și un impermeabil format din marne, argile. Lungimea totală de 1450 m galerii păstrează înclinarea

stratelor din talveg, această pantă fiind întreruptă de trei verticale de 10—15 m, datorate sistemelor de fracturi care afectează patul impermeabil.

Printr-o trasare cu Rhodamină B s-a dovedit că apele din ponor reapar în peștera Coliboaia (560 m altitudine). Peștera Coliboaia este cunoscută pe o lungime de 1066 m, terminusul fiind un sifon care se află la cota +15 m față de intrare.

În apropiere se află o altă peșteră debitoare — peștera Pișolca cu o lungime de 290 m. Deasupra acesteia se dezvoltă parțial rețeaua de galerii fosile, tipic freatice ale peșterii Măgura. Întrucât în bazinul de recepție al celor două emergente (cca. 5 km²) nu se cunosc alte ponoare, nu s-a putut încă determina dacă Pișolca este alimentată la rîndul ei de peștera din Dealul Secăturii sau doar de apa de percolație.

Addresses of the authors: Gabor HALASI, Str. D. Cantemir 77, Bl. C4, Sc. C. Ap. 57, 3700 Oradea; George PONTA, *Institutul de Geologie și Geofizică București*, Str. Caransebeș 1, 78344 București, România.

PRELIMINARY CONSIDERATIONS ON THE PROJECT OF A MULTIFUNCTIONAL HALL BUILT IN THE CAVE OF MEZIAD

BY

P. MATOS

One of the most complex possibilities for the capitalisation of the underground medium — the multifunctional hall built in a cave, the basic qualities demanded, the real possibilities offered in the prosed cave — Meziad, here are the topics of a pleasant and a rational exploitation of the karstic landscape.

Placed in the South-Western part of the Pădurea Craiului Mountains, at about 20 km from the town of Beiuș (Bihor country), the cave of Meziad (RUSU et al., 1981) was, for a long time, one of the most popular touristic caves of Romania. Nowadays, a project for the touristic arrangement of the cave was developed, project just waiting for being carried out. In addition to this project — which offers a simple guided visit of the cave, we think that a more complex exploitation is possible to be achieved and this can be a multifunctional underground hall.

1. Where is it possible to “build”, a multifunctional hall in the cave of Meziad ?

As a result of a lot of experiments, and considering the specific terms of temperature, relative humidity, acoustics, etc., our choice between several variants was decided on the place named usually „Gîtul Dracului“. It is an irregular space, of 12,000 m³ in volume (approximately equal with the volume of the hall of Gewandhaus-Leipzig) and a very special characteristic: a 7—8 m vertical wall, which separates the hall into two distinct zones. The zone of the stage (with about 150 m² in area), and, like a balcony, the zone of the auditorium (with about 350 m² in area and a capacity of 300 persons). Of course, these are just the useful areas of the space, favourable in acoustics and constructive possibilities.

2. The basic qualities of a good performance hall, and the concrete conditions offered by the space of Meziad

Though the qualities of a hall are depending very much on the real conditions demanded by the very show performed there, some general demands for a good multifunctional hall can be pointed out.

a) The spatial relation between stage and auditorium. There are some very different variants on the placement of the stage and the audito-

rium, from the ancient Greek amphitheatres, to the most modern performance halls, where the stage is included in the auditorium and the audience is directly participating in the elapse of the performance. At any rate, the most important thing is the perfect visibility towards the stage, and in this respect the best halls are, generally, those built in amphitheatre form or, at least, in slope (TARNOCZY, 1982). The space of Meziad assures, from this point of view, genuine conditions for the construction of a well-sloping auditorium with a good visibility.

b) The relation between the architectural style and the destination of the hall. By all means, classical music is not exactly the best one for a sport-hall, nor a play by Shakespeare for a circus. On the contrary, according to some psychological experiments, the reception of the artistic message is very much influenced by the medium where the audience is settled. For a multifunctional hall, that is a problematic question, and, perhaps, the stylistic neutrality or the eclectism is the right solution. In our case, the medium is absolutely neutral in style or temporal reference, so just the experience will reveal what kind of performance is more adequate. Anyhow, the experience in the musical illustration of slides and films about caves suggests a preference for both, electronical, and Baroque works, but this isn't excluding, certainly, other styles.

c) The acoustical conditions of a performance hall 1°. The time of reverberation (T) represents the necessary time for the diminution of the sounds' intensity level, after the cessation of the emission, with 60 dB. T is invariable in each point of the hall, but directly dependent on the volume of the hall and inversely proportional with the value of the sound-absorption. Also, T is conditioned by the frequency of the sound. At the same time, T is inversely proportional with the intelligibility, and this is a great problem for a multifunctional hall: for, a short T will be favorable for theatrical productions but not at all for symphonic music, and vice-versa. Statistically, an optimal T for a multifunctional hall, full of people, is about 1.7—2.2 seconds. (BUICAN, 1958; TARNOCZY, 1945). Concerning the hall of Meziad, for the moment we have obtained just a theoretical T, calculated on a very arbitrary mathematical model, and that is about 3.3 s, for an empty hall. The auditive experiments in the cave demonstrated yet a more reduced value, optimal for instrumental and vocal music (unmeasured, but probably about 2 s). This is understandable, given the great volume of the hall, its assymetric form, the multitude of "open windows" (communications with other spaces equivalent with a 100% sound absorption), and also the absorption due to the great masses of air with a very high degree of relative humidity (about 80%) (TARNOCZY, 1945).

It is a welcomed thing to emphasize here some other acoustical advantages offered by the hall, with great influences for our project (WINCKEL, 1965):

— the great volume of the hall, reported to the possible number of seats, providing similar conditions like in a studio (30 m³/pers., compared with just 7—15 m³/pers., in an usual hall);

— the elevated position of the auditorium, and the great height of the hall (about 30 m) assures a good sound-transmission, especially

for the reflected sounds, resulting, therefore, a more increased plasticity of the audition. Probably, here also interferes the difference temperature between the stage and the top of the auditorium, minimal, but, anyhow, existent. (The speed of the sound is directly influenced by the temperature of the medium (TARNÓCZY, 1945)-;

— the lower ceiling of the stage offers an increased homogeneity in sound-emission and a proper audibility on the stage too. (A very high stage produces undesirable echoes, both in the stage and in the auditorium) (WINCKEL, 1965).

The intelligibility, although inversely proportional with T, is depending on the position of the spectator in the hall, too. For a good intelligibility, it is necessary a difference in time between the emitted and reflected wave not surpassing 50 ms. Our hall was tested concerning its intelligibility just with a logatomical test (BUICAN, 1958), whose results demonstrates a 80% medium degree of intelligibility, equivalent with a proper distribution of the sound. (For the hall of Conservatorul G. Dima Cluj-Napoca, a result of 83% was obtained, the hall being acoustically a good one, too).

— The diffusity, or the uniformity of the sound transmission in all directions, and in the larger frequencial possible range, is certainly advantaged in Meziad, the auditorium being away from walls and corners (a wall increases the sound energy with about 2.2. dB, a corner even with 9 dB). On the second hand, there is not a pit region, which, generally, is worse in diffusity (BUICAN, 1958).

4. If a part of the auditorium is settled between the stage and the isodynamical line — the line where the direct and the reflected sounds are equal in intensity — there is a worse sound-reception: the sound of the closer sources is heard louder than the distant s. On the contrary, there is a good reception on the other side of the line. In our cave, the isodynamical line has a correct position and, moreover, the fact that the auditorium is relatively nearby the ceiling, assures a very clear reception and a fine sentiment of presence (WINCKEL, 1965).

3. *Conclusions.* Certainly, we presented just some preliminaries appropriate for a starting-point in a capitalisation of a cave. And, without any doubt, this can be like many other demonstrated projects — a considerable success, both in the touristic and the scientific — protective sense of the rational exploitation of the Romanian karstic landscape.

REFERENCES

- BUICAN G. (1958) — *Elemente de Acustică Muzicală* — Ed. Tehnică, București, 376 p.
 RUSU T., RACOVÎȚA GH., CRĂCIUN V. (1981) — *Peștera Meziadului* — Ed. Sport-Turism, București, 42 p. +68 foto.
 TARNÓCZY T. (1945) — *Fizikai hangtan* — Egyetemi nyomda Budapest, 172 p.

- TARNÓCZY T. (1982) — *Zenei akustika — Zeneműkiadó*, Budapest, 448 p.
- WINCKEL F. (1965) — *Les qualités acoustiques et électroacoustiques des salles de concert d'avant et d'après guerre*. Conférences des journées d'études, Festival international du son, haute-fidélité, stéréophonie — Ed. Chiron, Paris, p. 68—77.

CONSIDERAȚII PRELIMINARE CU PRIVIRE LA PROIECTUL
DE AMENAJARE A UNEI SĂLI MULTIFUNCȚIONALE
ÎN PEȘTERA MEZIAD

Re z u m a t

Pornind de la contextul actual al speologiei românești și de la variatele posibilități ce pot fi adoptate în valorificarea turistică a unei peșteri, lucrarea propune, ținând cont de tradiția turistică, condițiile acustice corespunzătoare și existența unui proiect de amenajare turistică, realizarea unei săli multifuncționale în peștera Meziadului.

Alături de studiul condițiilor necesare unei bune săli de spectacole — raportul spațial scenă-auditoriu, relația stil arhitectonic — destinația sălii, cerințele acustice determinate ale unei săli — și raportarea acestora, teoretică și practică, la condițiile oferite de peștera în cauză, lucrarea prezintă și un sumar capitol de soluții constructive menite a facilita exploatarea la maximum a resurselor naturale ale mediului carstic, și totodată a proteja cât mai bine peisajul inedit al acestuia.

Address of the author: Paul MATOS, *Cercul de Speologie „Emil Racoviță”* — Cluj-Napoca, Str. Clinicilor 5, 3400 Cluj-Napoca, Romania.

NOUVELLES CONTRIBUTIONS A L'ETUDE DE LA GROTTÉ DE LIMANU

PAR

P. MENESI

(Texte abrégé)

Le travail présente les résultats des recherches effectuées par l'auteur en 1982 dans la Grotte de *Limanu*, recherches à la suite desquelles on a découvert 804 m de galeries nouvelles et qui ont permis ainsi une meilleure connaissance du labyrinthe souterrain de cette cavité.

La grotte s'ouvre sur le versant sud du Lac de *Mangalia*, à une altitude absolue de 26 m, dans des calcaires kersoniens. Le réseau souterrain, dont l'extension est de 358 m, a un coefficient de ramification extrêmement élevé : 11,7. La genèse du labyrinthe est compliquée car, en partant d'un réseau naturel (qui peut être reconnu au voisinage de l'entrée actuelle), un système complexe de galeries et de salles a été excavé en antiquité. Si la morphologie des galeries naturelles est commune, celle des galeries anthropiques est, par contre, tout à fait caractéristique, l'aspect le plus particulier étant représenté, outre la section régulière et symétrique, par des éléments de décoration sculptés sur les parois, dont la forme bilobée les fait ressembler à des fleurs et qui paraissent constituer des signes de marquage des galeries.

Le labyrinthe anthropique de la Grotte de *Limanu* a dû être excavé par la population de Callatis du début du premier millénaire, en tant que refuge devant les invasions répétées des peuples migrants. Cette hypothèse s'appuie en premier lieu sur la topographie même du système de galeries, mais aussi sur la présence de plusieurs secteurs bas d'accès difficile et de certaines salles qui pouvaient servir soit de dépôts, soit de demeure de culte paléochrétien. Après le désorganisation de la ville de Callatis au cours du VI-ème siècle, le labyrinthe a été lui aussi abandonné et la cavité n'a été depuis soumise qu'à l'action des agents naturels.

NOI CONTRIBUȚII LA STUDIUL PEȘTERII LIMANU

Rezumat

Lucrarea prezintă rezultatele cercetărilor efectuate de autor în 1982 în Peștera Limanu, cercetări în urma cărora s-au descoperit 804 m de galerii noi și care au permis astfel o mai bună cunoaștere a labirintului subteran din această cavitate.

Peștera se deschide în versantul sudic al Lacului Mangalia, la o altitudine absolută de 26 m în calcare kersoniene. Rețeau subterană, a cărei extensie este de 358 m, are un coeficient de ramificare extrem de mare: 11,7. Geneza labirintului este complicată deoarece plecându-se de la o rețea naturală (care poate fi recunoscută în vecinătatea actualei intrări), a fost excavat în antichitate un sistem complex de galerii și de săli. Dacă morfologia galeriilor naturale este comună, cea a galeriilor antropice este, dimpotrivă, foarte caracteristică, aspectul cel mai deosebit fiind reprezentat în afară de secțiunea regulată și simetrică, de elemente de decorare, sculptate pe pereți, a căror formă bilobară le face să semene cu niște flori și care par a constitui semne de marcarea a galeriilor.

Labirintul antropic al Peșterii Limanu a putut fi excavat de populația din Callatis la începutul primului mileniu, ca refugiu în fața invaziilor repetate ale popoarelor migratoare. Această ipoteză se bazează în primul rând pe însăși topografia sistemului de galerii, dar și pe prezența mai multor sectoare joase greu accesibile și a anumitor săli care puteau servi ca depozite sau ca locașuri de cult paleocreștin. După dezorganizarea orașului Callatis în secolul VI, labirintul a fost abandonat și el iar cavitatea nu a mai fost supusă de atunci decât acțiunii agenților naturali.

Address of the author: Petru MENESI — Str. Severinului 22, 3700 Oradea, România.

THE MORPHOLOGY AND THE HYDROLOGY OF THE UNDERWATER PASSAGES FROM GIRDA VALLEY BASIN (BIHOR MOUNTAINS)

BY

L. VALENAȘ, G. HALAȘI, L. CZAKO

(Abstract)

The results of the investigations carried out during 1978—1982 by the cave divers in the underwater passages of Girda Valley basin are discussed. Eight sumps (with lengths up to 100 m), belonging to 5 resurgences and one swallet-cave were dived. The most remarkable among these are the big resurgence (with a yearly medium flow of about $1\text{ m}^3/\text{s}$) Izbulul Tăuz (two sumps, of 147 m cumulated length and —47 m maximum reached depth) as well as Izbulul de la Cotețul Dobreștilor (a single sump dived on 75 m length and —45 m depth). The morphology of these sumps displays irregular profiles, although most passages have an uniform dip of about 30° . The structural control cannot be always accounted for this steady value, an alternate hydrodynamical explanation must exist. The karstic drainages of Girda Basin belong to several epiphreatic systems where the flow occurs at an important depth under Girda stream-bed (including some remarkable drawnd pitches). Izbulul Tăuz (whose hydrologic system passes under Sohodol valley) is probably the most illustrative in this respect, that of a great extension of the drawnd network. The future investigations carried out by divers will bring, beyond doubt, new and full of evidence arguments.

MORFOLOGIA ȘI HIDROLOGIA CONDUCTELOR ÎNECATE DIN BAZINUL VĂII GIRDA (MUNȚII BIHOR)

Rezumat

Lucrarea prezintă rezultatele cercetărilor, efectuate cu ajutorul scafandrilor autonomi, în conductele înecate din bazinul Văii Girda (cercetări efectuate în perioada 1978—1982). Au fost plonjate 8 sifoane (cu lungimi de pînă la 100 m) aparținînd la 5 resurgențe și la o peșteră insurgentă. Din sifoanele cercetate se remarcă îndeosebi marea resurgență (cu un modul anual în jur de $1\text{ m}^3/\text{s}$) Izbulul Tăuz (două sifoane cu o lungime cumulată de 147 m și o adîncime maximă atinsă de —47 m), ca și Izbulul de la Cotețul Dobreștilor (sifon parcurs pe 75 m și —45 m). Morfologia acestor sifoane evidențiază profile capricioase, totuși predomină net

conductele care plonjează regulat, urmînd o pantă de aprox. 30° . Factorul structural nu poate fi invocat peste tot pentru acest lunghi constant, explicația este de natură hidrodinamică. Drenajele din bazinul Gîrdei aparțin unor sisteme epifreatice în care curgerea se face la o adîncime apreciabilă față de talvegul Gîrdei (inclusiv cu utilizarea unor importante puțuri remontante). Probabil Izbulul Tăuz (al cărui sistem hidrologic trece pe sub Valea Sohodolului) ilustrează cel mai bine acest aspect, în sensul unei întinderi extrem de mari a sectorului înecat. Noile cercetări cu ajutorul scafandrilor autonomi vor aduce fără îndoială date noi, clarificatoare.

Addresses of the authors : Liviu VĂLENAȘ, Muzeul Țării Crișurilor, Str. Stadionului 2, 3700 Oradea ; Gabor HALASI, Str. D. Cantemir 77, Bl. C4, Sc. C, Ap. 57, 3700 Oradea, Romania.

2. DETAILED TECTONICS.

The tectonogram (fig. 1) was made using 412 measurements with the compass in the cave. It shows the following position of the strain ellipsoid :

the axes : $A=80^{\circ}/312^{\circ}$
 $B=36^{\circ}/36^{\circ}$
 $C=70^{\circ}/203^{\circ}$
 the movement line $=81^{\circ}/307^{\circ}$
 the main fault $=75^{\circ}/199^{\circ}$

The tectonogram was made using a Boldirev projection grid and a Dimitrievich one, for statistical calculation. (GURAU, 1982).

The perfect intersection of the three cracking lines (S_1 , S_2 and t) shows a single major strain. Searching the sediments in that area one can notice that this type of cracking affects only the prehelvetian layers

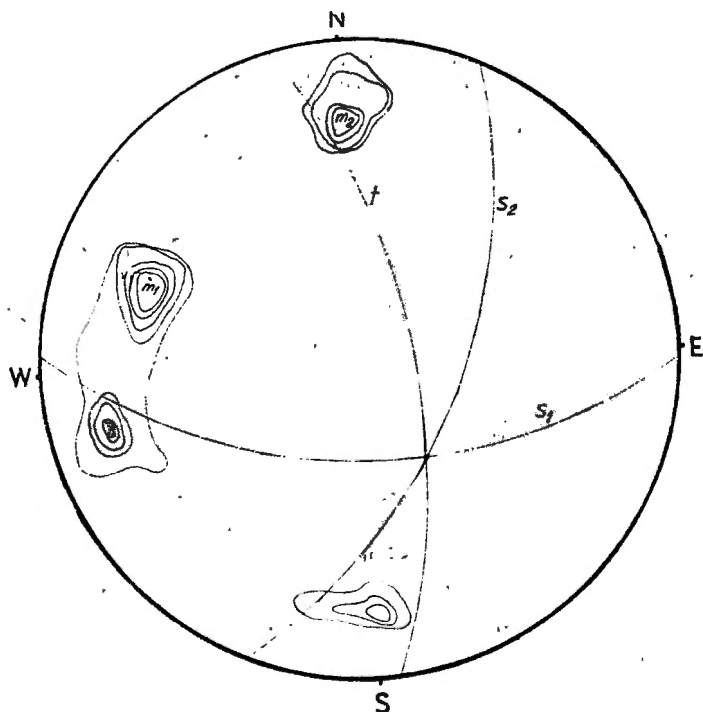


Fig. 1. Tectonogram of the cave from Izvorul Tăușoarelor.

(middle miocene). Therefore, we can assume that the faultage of limestones took place in the styrrical phase.

The main fault is parallel with the two major faults that mark out the Rodna Mountains at N and S. The author believes that the movements on these faults, caused the tectonical fabrics of the studied area. This fabrics consist on three cracking directions, obvious in the tectonogram.

PRELIMINARY CONSIDERATIONS ON THE PROBLEMS ARISEN BY ACTIVE TECTONICS IN PIRUL HODOBANEI CAVE (BIHOR MOUNTAINS)

BY

L. VALENAS

(Abstract)

Pirul Hodobanei Cave is the greatest underground network of Bihor Mountains : 22.018 m of development and 173 m depth. A series of active tectonics induced forms, as vertically faulted passages, horizontally displaced passages, faulted pillars, faulted rock benches and terraces, friction mirrors and recent collapses are described. Diverging opinions, expressed by different authors on the presence (or the absence) of active tectonics in karst landforms are briefly reviewed. Since the cave area underwent no quaternary distension (as a consequence of valley glacier melting) and mere gravitational distension (accounted for by the proximity of the valley border) cannot provide a satisfactory explanation for the multitude of observed forms, the „active tectonics effect“ is considered to prevail on that of “active mechanics”.

CONSIDERAȚII PRELIMINARE ASUPRA PROBLEMELOR PE CARE LE RIDICĂ TECTONICA ACTIVĂ ÎN PEȘTERA DIN PIRUL HODOBANEI (MUNȚII BIHOR)

Rezumat

Lucrarea prezintă o serie de considerații asupra problemelor ridicate de tectonica activă în Peștera din Pirul Hodobanei (cea mai mare rețea a Munților Bihor : 22.018 m dezvoltare și 173 m denivelare). Sunt descrise o serie de forme rezultate în urma tectonicii active, cum ar fi galeriile faliat pe verticală, gale-riile decroșate pe orizontală, pilieri faliați, banchete și terase în rocă faliat, oglinzi de fricțiune și prăbușiri recente. Se trec în revistă succint, opiniile, diver-gente, exprimate de diverși autori asupra prezenței (sau absenței) tectonicii active în cadrul carstului. Ținând cont că zona Peșterii din Pirul Hodobanei nu a suferit o distensie post cuaternară (în urma eliminării unui ghețar de vale), iar simpla distensie gravitațională (în condițiile proximității versantului) nu explică satisfăcător multitudinea formelor observate, lucrarea consideră credibil doar efectul de „tectonică activă“ în locul celui de „mecanică activă“.

Address of the author : Liviu VALENAS, Muzeul Țării Crișurilor, Str. Stadionului 2. 3700 Oradea, Romania.

The vicinity of the rhyolites from Parva, imposed the watching of possible influences on the paleogene sediments. There weren't noticed such influences as new generations of cracks. However, some movements were possible on the previous cracks, the time rhyolites took their place.

Finally there is an important thing to be noticed: the strain that created the faultage of the limestones in the area, was a tensional and not a compressional one. This thing is very important for the karstification as the cracks walls did not undergo changes that could diminish the physico-chemical action of the karst waters. (BLEAHU, 1975).

3. THE RELATIONSHIP BETWEEN CRACKING AND KARSTIFICATION

For an easier notation, we shall use symbols for the three types of cracks generated in a ruptural strain. S_0 , S_1 is for the main fault and its foliation, S_2 for the aiding shear cracks and t for the tension cracks.

On the assembly of the cave the S_1 cracks were the most used by the underground waters. Next are the t and S_2 ones.

The four underground flows (independent on their first half) named: Gypsum Passageway, Kilometer Passageway, Main Flow and The Belgians' Passageway (BLEAHU et al., 1976) used more the S_1 cracks (average bearing E—W). Their pseudomeanders and junctions were controlled by t and S_2 cracks. The reason seems obvious, as the S_1 cracks have longer extension, being relatively open, whereas the t ones are less extended but more open (they can reach 2 dm. in opening). The S_2 ones, even if more frequent, are less suitable with the water drainage being thin and discontinuous.

The order mentioned before can change. Thus, on a 152 m. section of the main flow (fig. 2) 64,9 m (46%) are crack controlled passageways. From these, 55,45 m. (85%) used t cracks and 9,45 m (15%) S_2 ones.

On this section one might notice an interesting thing: after using a crack, the passageway suddenly leaves it, turning to some other direction (usually the same). On this section, there is no visible crack controlling. Then, the passageway returns to a crack and so on (fig. 2). This pattern fits with many of the pseudomeanders in the cave from Izvorul Tăușoarelor. Trying to explain such a phenomenon, the bearing and value of dippings were searched in detail. A clear change of these is visible on both sides of the cracks (fig. 2 and 4). This change is more evident at the t cracks (it is known that their both sides moved). These facts suggested a possible explanation: the space extension of cracks is limited fading till extinction. A drainage on a crack will get more and more difficult as it removes from the origins of the crack. One can presume that at a certain point, the hardening of the walls of the crack (produced by the time it was created) and the value of the opening could reach to a certain equilibrium. Over this critical point, the drainage will be actually impossible and the water will find other directions to flow. As the cracks cut the stratification planes and, on the other hand, the layer-heads do remove in a t crack walls, one can assume that the water will use these discontinuities and for sometime it will

MORPHOLOGIE DE LA PEȘTERA DE LA IZVORUL GABOR (MONTS PĂDUREA CRAIULUI)

PAR

L. VALENAȘ

(Texte abrégé)

La grotte dite *Peștera de la Izvorul Gabor*, dont le développement est de 2 707 m, constitue l'un des réseaux souterrains les plus importants des monts *Pădurea Craiului*. Elle a été découverte par l'auteur en 1978, mais son exploration n'a débuté qu'en 1982, après avoir dépassé un siphon de 2 m de longueur qui se trouve près de l'entrée. La cavité est constituée de galeries actives horizontales, axées sur un cours d'eau principal, d'une longueur de 1 390 m, et sur deux affluents, longs de 425,5 m et, respectivement, de 28,5 m. La morphologie de la grotte met en évidence toute une gamme de formes phréatiques, soumises ultérieurement à un remodelage vadeux. Les spéléothèmes en sont nombreuses et variées.

Au point de vue hydrographique, le réseau d'*Izvorul Gabor* draine plusieurs pertes d'eau de la vallée de *Cordău* (à la limite entre le quaternaire de la formation d'*Oarzăna* et les calcaires crétacés) traverse l'interfluve aplati *Cordău — Piriul Gabor* et prend fin à la résurgence pérenne (avec un module annuel d'environ 20 l/s) d'*Izvorul Gabor*. La genèse de la cavité est de type phréatique. La percée hydrogéologique *Cordău — Piriul Gabor* a dû se réaliser au plus tôt à partir du pléistocène moyen.

MORFOLOGIA PEȘTERII DE LA IZVORUL GABOR (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)

(Rezumat)

Peștera de la Izvorul Gabor a cărei dezvoltare este de 2 707 m, constituie una din rețelele subterane cele mai importante din munții *Pădurea Craiului*. Ea a fost descoperită de autor în 1978, dar explorarea sa nu a început decât în 1982, după ce s-a depășit un sifon de 2 m lungime care se găsește în vecinătatea intrării. Cavitățile sunt constituite din galerii active orizontale, axate pe un curs de apă principal cu o lungime de 1 390 m și pe doi afluenți, lungi de 425,5 m și, respectiv, de 28,5 m. Morfologia peșterii pune în evidență o întreagă gamă de forme freatice supuse ulterior unei remodelări vadoase. Speleotemele sunt numeroase și variate.

Din punct de vedere hidrografic, rețeaua de la Izvorul Gabor drenează mai multe pierderi ale văii Cordău (la limita dintre cuaternarul formațiunii de Oarzăna și calcarele cretacee), traversează interfluviul țesit Cordău — Piriul Gabor și ia sfârșit prin resurgența perenă (cu un modul anual de aproximativ 20 l/s) de la Izvorul Gabor. Geneza cavității este de tip freatic. Străpungerea hidrogeologică Cordău — Piriul Gabor a putut să se realizeze cel mai devreme cu începere din pleistocenul mediu.

Address of the author : LIVIU VĂLENAȘ — Muzeul Țării Crișurilor, Str. Stadionului 2, 3700 Oradea, România.

*Dat la cules 26.IV.84. Bun de tipar 14.05.84.
Coli tipografice 16. Tiraaj 708 ex.*

Tiparul s-a efectuat sub cd. nr. 493
la Tipografia Universității din București